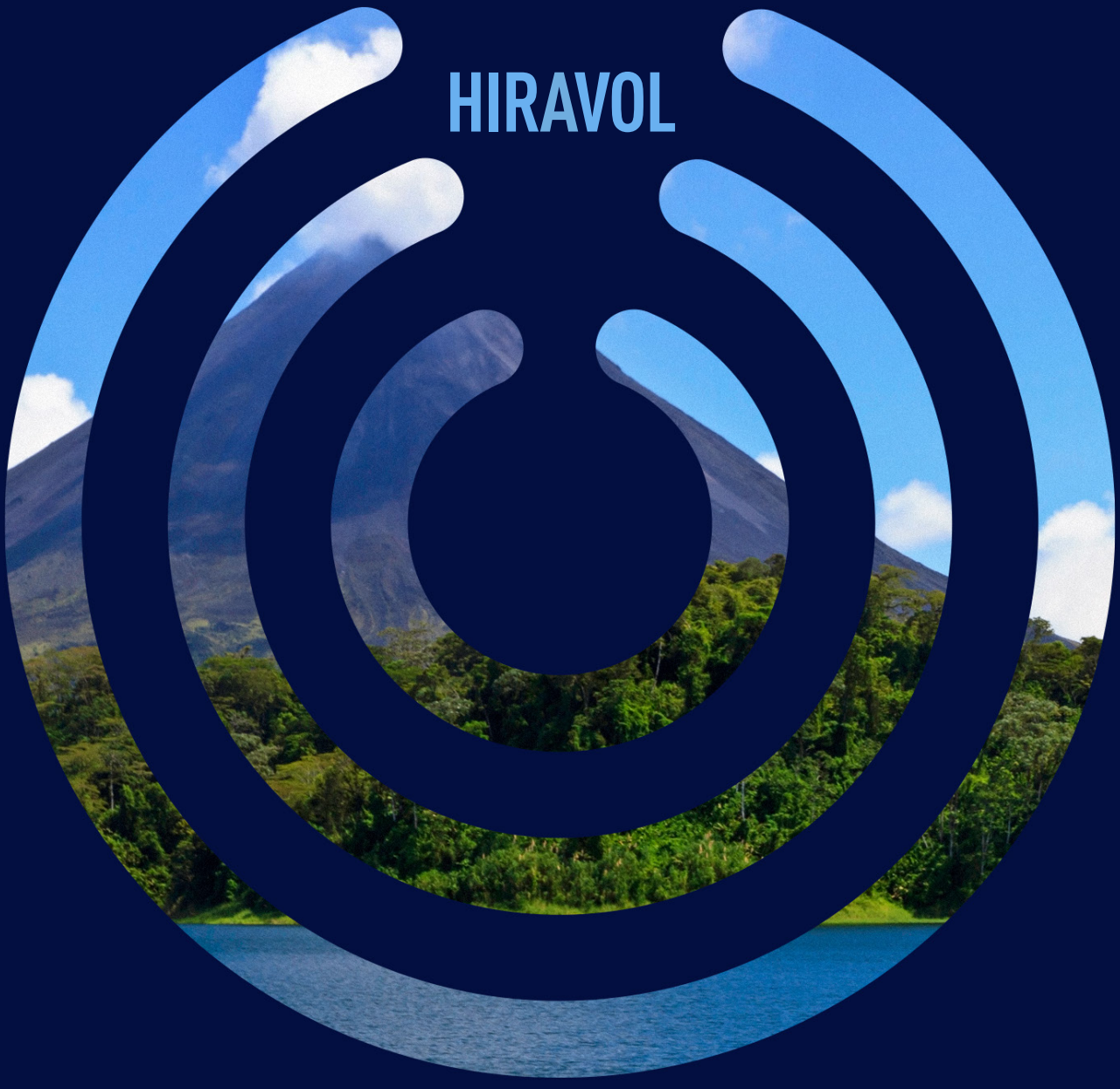
Hidrogeología y recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas.

HIRAVOL



CETAQUA
CENTRO TECNOLÓGICO DEL AGUA

UPC

suez

Hidrogeología y recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas. HIRAVOL

Realización

Grupo de Hidrología Subterránea
Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental
Universidad Politécnica de Cataluña
Barcelona

Patrocinio y apoyo

CETAQUA-SUEZ

Supervisión

CETAQUA

Autor del informe

Emilio Custodio Gimena
Catedrático Emérito. Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental. Universidad Politécnica de Cataluña (UPC). Grupo de Hidrología Subterránea UPC-IDAEA/CSIC
Correspondiente de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de España.

Aportaciones

Aportaciones y colaboración en revisiones

Dra. Teresita de Jesús **Betancur** Vargas
Profesora Titular de la Universidad de Antioquia, Medellin, Colombia
Revisión de los Capítulos 1 a 4 y de la parte de Colombia del Capítulo 10.

Dra. María del Carmen **Cabrera** Santana
Profesora Titular de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Grupo Geovol
Revisión de los Capítulos 4 y 6, contribución de documentación específica y renovación de figuras.

Dr. Juan Carlos **Carracedo** Gómez
Investigador honorario de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria-Grupo Geovol, antes en el Consejo Superior de Investigaciones Científicas, La Laguna, Tenerife
Revisión del Capítulo 1.

Dr. Christian **Herrera** Lameli
Director del Centro de Investigación y Desarrollo de Ecosistemas Hídricos (CIDEH), Universidad Bernardo O'Higgins, Santiago, Chile
Revisión de los Capítulos 1 a 10 y renovación de figuras.

Dr. Roberto **Poncela** Poncela
Profesional libre. Geólogo Europeo. Santa Cruz de Tenerife.
Revisión del Capítulo 3, y de la parte de Canarias Occidental del Capítulo 6.

Dra. Elzbieta **Skupien** Balon
Profesional Libre. Ingeniero de Minas. Santa Cruz de Tenerife
Revisión de la parte de La Palma del Capítulo 6.

Contribuciones

Dr. Juan Carlos **Santamarta** Cerezal
Profesor de la Universidad de La Laguna
Comentarios sobre Tenerife.

Dr. Francisco **Pérez-Torrado**
Catedrático de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria
Documentación sobre Gran Canaria.

Dr. José Virgilio de Matos Figueira **Cruz**
Professor da Universidade dos Açores, Ponta Delgada, São Miguel, Azores
Documentación sobre Azores 6.

Lic. Teresa **García** Tolosana. GHS-DECA-UPC.
Apoyo administrativo e informático.

Lic. Elena **Custodio** Ayala. Gestora de Cursos.
Renovación de figuras.

Ing. Javier **Custodio** Ayala. Profesional libre.
Apoyo informático y en figuras.

Revisión de edición y maquetación

CETAQUA Barcelona y DINAPSIS

Lema

Y atardeció y amaneció: día segundo. Dijo Dios: «Acumúlense las aguas de por debajo del firmamento en un solo conjunto, y déjese ver lo seco»; y así fue. Y llamó Dios a lo seco «tierra», y al conjunto de las aguas lo llamó «mares»; y vio Dios ***que estaba bien****..... Vio Dios cuanto había hecho, y* ***todo estaba muy bien****. Y atardeció y amaneció: día sexto.*

Libro del Génesis

Citación

HIRAVOL 2020, Hidrogeología y recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas
[Hydrogeology and groundwater resources in volcanic formations and islands].
Preparado por E. Custodio para la UPC, CETAQUA y SUEZ. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona: 1-1017.
ISBN 978-84-9880-947-3
http://hdl.handle.net/2117/347150
Barcelona-Las Palmas de Gran Canaria, Noviembre de 2020

Dedicación

Este trabajo, pensado tempranamente en la década de 1980, con recopilación de información desde entonces, con primeras elaboraciones en Las Palmas de Gran Canaria y Barcelona y redactado durante el año 2020, se dedica en primer y preeminente lugar a Olga Ayala Galán, mi esposa, natural de Gran Canaria, a quien debò la pasión por su tierra nativa, el apoyo para seguir adelante y las renuncias a muchas horas de família. En segundo lugar se dedica a las persones que me ayudaron en los comienzos y me permitieron participar de sus conocimientos además de una gran amistad. Seguro que me dejo muchos nombres en el tintero y por eso solo menciono los con mi agradecimiento a los que ya estaban trabajando en Canarias en la geologia e hidrogeologia volcánicas de Canarias: Ing. José Sáenz Oiza y Lic. José Antonio Núñez. En tercer lugar agradezco el continuado apoyo e intercambio de conocimientos de un amplio número de profesores y profesionales, con los he mantenido contacto científico-técnico, además de humano, hasta la actualidad: Ing. José Jiménez Suárez, Ing. José Luis Guerra, Dra. María del Carmen Cabrera, Lic. Luis Olavo Puga, Ing. Adolfo Hoyos Limón, Ind José Fernádez Bethencourt.

Presentación

Tengo el honor y el placer de introducir el contenido de esta nueva entrega sobre el agua subterránea, en esta ocasión, en relación con los volcanes. Un trabajo que se ha desarrollado en colaboración con la academia y, concretamente, con quien, en mi opinión, es el referente para este campo de conocimiento, nuestro apreciado profesor el señor Emilio Custodio.

La dinámica de este planeta en el que habitamos, con sus cambios de ritmo en la velocidad de los movimientos (desde la paciente erosión del viento y el agua hasta el dinamismo violento y constructivo de los volcanes), no deja de sorprendernos a poco que intentemos concebirla, comprenderla y abarcarla.

Ya los griegos —y las civilizaciones anteriores, de las que heredaron y adaptaron gran parte de sus mitos— sentían una extraña fascinación por el inframundo, al que poblaban de herreros cojos, de perros monstruosos que ejercen de implacables conserjes; Ares y Perséfone, celosos de que quien entre en sus dominios no salga, héroes que fracasan al rebelarse contra las limitaciones y la pequeñez de la condición humana...

Muchos recordarán el magma, el manto de la astenosfera, como la parte más bonita de los cortes transversales de globos terráqueos de plastilina que los alumnos modelaban en sus primeros trabajos escolares. ¿Qué es eso de que estamos flotando a la deriva sobre placas tectónicas que se empujan entre sí, que nacen en las dorsales oceánicas y se hunden en las zonas de subducción, provocando que el calor, el magma, las cenizas y los gases se abran camino a través de efusiones volcánicas, destruyendo y, al mismo tiempo, construyamos edificios espectaculares? En la infancia individual y colectiva, el ser humano intenta imaginar y comprender una realidad inagotable en su extensión y profundidad.

Nuevamente ocurre que esa comprensión de los fenómenos naturales necesita rigor, conocimiento, mucha dedicación y una buena dosis de paciencia. Solo así es posible

detallar y corregir los esquemas incompletos, las suposiciones y aproximaciones sucesivas hasta acercarse lo más posible a lo que se entiende objetivamente que puede ser esa "verdad". Así, los cuatro elementos de los griegos se combinan: el *agua* se abre paso entre la *tierra* que el *fuego* ha moldeado, llenando el *aire* con los gases que encerraba. Nuestras intuiciones se sorprenden con aparentes paradojas, como la de que el movimiento de la lava es el de un fluido con sólidos muy distinto del que puede presentar el agua con hielo; el hielo es menos denso que el agua, pero el magma es menos denso que las rocas sólidas, y eso influye de forma determinante en las formas que produce, en su dinámica y evolución.

Recorriendo todos los aspectos relevantes de la materia, con paciencia y claridad, con precisión y ejemplos, el profesor nos guía en un apasionante viaje por el mundo y sus volcanes, por cómo en ellos el agua se abre camino, y por cómo es posible aprovechar esa agua si tenemos la previsión de conservarla. Y para eso, primero uno debe querer conocer, para posteriormente poder llegar a conocer. Este trabajo compila un conocimiento necesario, pero no suficiente, en ese objetivo que, como especie, deberíamos tener de cuidar a las personas a través del cuidado del planeta en el que vivimos.

Manuel Cermerón Romero
Consejero Delegado en SUEZ en España

Índice general

Hidrogeología y recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas. HIRAVOL (2020)

0 Introducción general

0.1 Introducción general

0.2 Objetivos y contenido

0.3 Fuentes de conocimiento específico en relación con el volcanismo

Primera parte: Volcanismo, formaciones y aguas subterráneas

1 Formaciones volcánicas y su distribución

1.1 Introducción

1.2 Objetivos y contenido del informe

1.3 Génesis del volcanismo

1.4 Zonas volcánicas

1.5 Volcanismo, hidrogeología y recursos de agua subterránea

1.6 Métodos de conocimiento y estudio hidrogeológico

1.7 Fuentes de conocimiento específicas en relación con el volcanismo

1.8 Agrupaciones con visión vulcano-hidrogeológica

1.9 Agradecimientos y créditos

1.10 Referencias

2 Magmas, gases y rocas volcánicas

2.1 Introducción

2.2 Génesis y características del magma

2.3 Composición química e isotópica de los magmas y rocas volcánicas
- 2.3.1 Componentes químicos mayoritarios
- 2.3.2 Componentes químicos minoritarios de interés hidrogeológico
- 2.3.3 Características isotópicas

2.4 Gases volcánicos
- 2.4.1 Gases en el magma y rocas volcánicas
- 2.4.2 Contenido en gases del magma
- 2.4.3 Composición de los gases emanados del magma
- 2.4.4 Gases nobles y composición isotópica de los gases volcánicos
- 2.4.4 Gases en fumarolas y manifestaciones térmicas

2.5 Alteración del magma y de las rocas volcánicas
- 2.5.1 Consideraciones generales
- 2.5.2 Alteración a alta temperatura y metamorfismo químico
- 2.5.3 Alteración mesotérmica
- 2.5.4 Alteración a baja temperatura y meteorización
- 2.5.5 Deposición atmosférica en áreas volcánicas

2.6 Manifestaciones térmicas asociadas al volcanismo
- 2.6.1 Consideraciones generales
- 2.6.2 Fumarolas
- 2.6.3 Manantiales termales
- 2.6.4 Comentarios sobre los geotermómetros

2.7 Agradecimientos y créditos

2.8 Referencias

3 Formaciones volcánicas de relevancia hidrogeológica

3.1 Consideraciones generales sobre edificaciones volcánicas
- 3.1.1 Introducción
- 3.1.2 Corteza oceánica
- 3.1.3 Volcanismo de puntos calientes
- 3.1.4 Grandes derrames basálticos

3.2 Edificaciones volcánicas
- 3.2.1 Tipos de erupciones volcánicas
- 3.2.2 Coladas de lava
- 3.2.3 Acumulaciones piroclásticas e ignimbritas

3.3 Componentes asociados a la edificación volcánica
3.3.1 Introducción
3.3.2 Diques, diques horizontales y domos volcánicos
3.3.3 Cráteres, calderas volcánicas y mares

3.4 Destrucción de los edificios volcánicos
3.4.1 Introducción
3.4.2 Deslizamientos
3.4.3 Grandes calderas volcánicas

3.5 Otros rasgos asociados al volcanismo
3.5.1 Alteración de bordes de caldera
3.5.2 Almagres
3.5.3 Cuevas volcánicas
3.5.4 Lahares
3.5.5 Coladas intrafluviales y represas de lava

3.6 Características hidráulicas de las formaciones volcánicas
3.6.1 Consideraciones generales y de escala
3.6.2 Parámetros hidráulicos
3.6.3 Parámetros hidráulicos de las fracturas en formaciones volcánicas
3.6.4 Distribución de los parámetros hidráulicos
3.6.5 Consideraciones sobre la hidráulica de las galerías de agua
3.6.6 Consideraciones sobre el papel hidráulico de los diques
3.6.7 Caudales de manantiales
3.6.8 Caudales de pozos y sondeos
3.6.9 Caudales de galerías
3.6.10 Medio no saturado
3.6.11 Permeabilidad de la corteza terrestre

3.7 Agradecimientos y créditos

3.8 Referencias

4 Hidrogeología y recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

4.1 Consideraciones generales

4.2 Origen del agua subterránea en formaciones e islas volcánicas
4.2.1 Introducción
4.2.2 Precipitación atmosférica
4.2.3 Precipitación como nieve y fusión de nieve
4.2.4 Aportación como lluvia horizontal de niebla condensante
4.2.5 Retornos de riego
4.2.6 Agua de escorrentía y superficial
4.2.7 Agua marina
4.2.8 Agua volcánica

4.3 El medio no saturado en las formaciones volcánicas
4.3.1 Consideraciones generales
4.3.2 Balance de agua en el suelo
4.3.3 Evaluación de la recarga natural a partir de la deposición atmosférica de cloruro

4.4 El agua subterránea en el medio volcánico saturado
4.4.1 Existencia y características de una superficie freática general
4.4.2 Flujo del agua en formaciones volcánicas

4.5 Procesos hidrogeoquímicos e isotópicos ambientales en formaciones volcánicas y flujo del agua subterránea
4.5.1Consideraciones generales
4.5.2 Salinización climática
4.5.3 Principios básicos isotópicos
4.5.4 Comportamiento de los isótopos estables del agua en la naturaleza
4.5.5 Tritio de la molécula de agua
4.5.6 Isótopos ambientales en las substancias disueltas y del carbono

4.6 Modelos conceptuales de flujo y de transporte de masa en formaciones e islas volcánicas

4.7 Modelación numérica en formaciones e islas volcánicas

4.8 Calidad mineral del agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

4.9 Recursos y reservas de aguas subterráneas en formaciones e islas volcánicas

4.10 Agradecimientos y créditos

4.11 Referencias

5 Estructuras volcánicas de relevancia hidrogeológica

5.1 Consideraciones generales

5.2 Efecto de estructuras internas

5.3 Sistemas de fosa-pilar

5.4 Modificaciones de las infraestructuras volcánicas de interés hidrogeológico

5.5 Infraestructuras hidrogeológicas naturales en pequeñas islas volcánicas

5.6 Agradecimientos y créditos

5.7 Referencias

Segunda parte: Formaciones e islas volcánicas de referencia y por áreas geográficas

6 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico de la Macaronesia y del Océano Atlántico

6.1 Contexto general y local

6.2 Macaronesia Norte: Archipiélago de las Azores
- 6.2.1 Introducción
- 6.2.2 Marco geológico
- 6.2.3 Características hidrogeológicas
- 6.2.4 Características hidrogeoquímicas, isotópicas y de calidad del agua
- 6.2.5 Efectos geotérmicos
- 6.2.6 Consideraciones sobre los recursos de agua subterránea

6.3 Macaronesia Centro: Archipiélago de Madeira
- 6.3.1 Introducción
- 6.3.2 Aspectos geológicos
- 6.3.3 Hidrogeología y aguas subterráneas
- 6.3.4 Consideraciones hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales
- 6.3.5 Lluvia horizontal en la cumbre de Madeira
- 6.3.6 Recursos de agua subterránea

6.4 Macaronesia Centro: Islas Canarias
- 6.4.1 Situación y características generales
- 6.4.2 Consideraciones geológicas generales
- 6.4.3 Consideraciones hidrogeológicas generales
- 6.4.4 Consideraciones hidrogeoquímicas
- 6.4.5 Recursos de agua subterránea
- 6.4.6 Canarias orientales: isla de Lanzarote
- 6.4.7 Canarias orientales: isla de Fuerteventura
- 6.4.8 Canarias Centrales: Isla de Gran Canaria
- 6.4.9 Canarias Centrales: Isla de Tenerife
- 6.4.10 Canarias Occidentales: Isla de La Palma
- 6.4.11Canarias Occidentales: Isla de la Gomera
- 6.4.12 Canarias Occidentales: Isla de El Hierro

6.5 Macaronesia Sur: Islas de Cabo Verde
- 6.5.1 Características generales
- 6.5.2 Características geológicas
- 6.5.3 Consideraciones hidrogeológicas
- 6.5.4 Consideraciones hidrogeoquímicas e isotópicas
- 6.5.5 Recursos de agua subterránea

6.6 Islas del Atlántico Norte: Islandia

6.7 Islas atlánticas occidentales: Fernando de Noronha

6.8 Agradecimientos y créditos

6.9 Referencias

7 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico insular de los océanos Pacífico e Índico

7.1 Introducción
- 7.1.1 Contexto general y local
- 7.1.2 Islas Pacíficas

7.2 Archipiélago de Hawaii
- 7.2.1 Características generales del archipiélago de Hawaii
- 7.2.2 Isla de Oahu
- 7.2.3 Isla Grande de Hawaii

7.3 Isla de Jeju

7.4 Archipiélago de Japón

7.5 Tahití

7.6 Archipiélago de Colón-Islas Galápagos

7.7 Isla de Pascua

7.8 Islas Mascareñas e Islas de los Comoros
- 7.8.1 Introducción
- 7.8.2 Isla de La Reunión
- 7.8.3 Isla de Mauricio
- 7.8.4 Islas de los Comoros

7.9 Java e islas próximas

7.10 Agradecimientos y créditos

7.11 Referencias

8 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico insular del Caribe y de las Antillas

8.1 Contexto general y local

8.2 Antillas Menores: Isla de Montserrat

8.3 Antillas Menores: Isla de Guadalupe

8.4 Antillas Menores: La Martinica

8.5 Referencias

9 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico mediterráneo y europeo

9.1 Contexto general y local

9.2 Mediterráneo Occidental
- 9.2.1 Consideraciones generales
- 9.2.2 Campo de Calatrava
- 9.2.3 Volcanismo del noreste de la Península Ibérica: La Garrotxa, La Selva y L'Empordà

9.3 Europa Occidental y Central
- 9.3.1 Contexto general
- 9.3.2 Macizo Central francés
- 9.3.3 9.3.3 Volcanismo alemán y centro-europeo

9.4 Mediterráneo Central
- 9.4.1 Consideraciones generales
- 9.4.2 Manifestaciones volcánicas de la Toscana
- 9.4.3 Manifestaciones volcánicas del Lacio
- 9.4.4 Manifestaciones volcánicas del Sur de la península italiana
- 9.4.5 Isla de Isquia
- 9.4.6 Volcán Etna en Sicilia
- 9.4.7 Mediterráneo Central: Islas Eolias

9.5 Mediterráneo Oriental
- 9.5.1 Consideraciones generales
- 9.5.2 Islas de los mares Jonio y Egeo.
- 9.5.3 Isla de Chipre
- 9.5.4 Mediterráneo oriental continental

9.6 Agradecimientos y créditos

9.7 Referencias

10 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico continental americano

10.1 Contexto general y local

10.2. Noroeste norteamericano
- 10.2.1 Contexto general
- 10.2.2 Basaltos terciarios de la meseta de Columbia
- 10.2.3 Basaltos recientes del noroeste norteamericano
- 10.2.4 Meseta del Colorado
- 10.2.5 Montañas de Jemez-Caldera de Valles, Nuevo México
- 10.2.6 Volcanismo de fosas y cordilleras del Oeste norteamericano
- 10.2.7 Tobas del Yucca Mountain, Nevada
- 10.2.8 Volcanismo activo en California

10.3. Centroamérica
- 10.3.1 Contexto general
- 10.3.2 Volcanismo del centro y Sur mexicanos
- 10.3.3 Volcanismo del istmo centroamericano

10.4 Sudamérica occidental: los Andes
- 10.4.1 Formaciones volcánicas andinas
- 10.4.2 Volcanismo andino del Norte
- 10.4.3 Formaciones volcánicas andinas centrales

10.5 Derrames de basaltos de Sudamérica Oriental

10.6 Agradecimientos y créditos

10.7 Referencias

11 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico continental africano, asiático y australiano

11.1 Contexto general y local

11.2 Noreste africano y gran "rift"
- 11.2.1 Contexto general
- 11.2.2 La meseta etíope y el Gran Rift africano

11.3 Africa Occidental y Sur
11.3.1 Región del Karoo
11.3.2 Alineaciones volcánicas del Camerún

11.4 Ofiolitas de Oman

11.5 Meseta basáltica del Deccan

11.6 Australia

11.6 Referencias

Tercera parte: Aspectos de gestión y socio-económicos de las aguas subterráneas en terrenos e islas volcánicas

12 Clima y ambiente en áreas con formaciones volcánicas

12.1 Clima actual y variaciones
12.1.1 Consideraciones generales
12.1.2 Variaciones temporales
12.1.3 Variaciones espaciales
12.1.4 Efectos de atrapamiento de nieblas
12.1.5 Efectos climáticos de las erupciones volcánicas

12.2 Aspectos ambientales y ecosistémicos asociados a las formaciones volcánicas

12.3 Gestión ambiental de cuencas en cuanto a los recursos de aguas subterráneas

12.4 Cambio climático y cambio global
12.4.1 Consideraciones generales
12.4.2 Cambio climático
12.4.3 Cambio global
12.4.3 Papel del agua subterránea en relación con los cambios climático y global

12.5 Referencias

13 Obtención de recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

13.1 Introducción

13.2 Exploración, evaluación y prospección

13.3 Métodos de captación y explotación

13.4 Técnicas de gestión de los recursos de agua subterránea

13.5 Gestión de los recursos y reservas de agua subterránea

13.6 Geotermalismo

13.7 Aspectos hidrogeológicos del riesgo volcánico

13.8 Referencias

14 Consideraciones económicas, sociales, administrativas y éticas relativas a las aguas subterráneas en formaciones e islas volcánicas

14.1 Introducción y consideraciones generales

14.2 Usos y demandas de agua subterránea

14.3 Normativa legal y administración pública

14.4 Aspectos económicos del agua subterránea

14.5 Gestión social de los recursos de agua subterránea

14.6 Comercio y mercados del agua

14.7 Explotación comunitaria del agua subterránea y asociaciones

14.8 Implicaciones de carácter ético y moral

14.9 Consideraciones en relación con la gobernanza de las aguas subterráneas

14.10 Consideraciones éticas y morales

14.11 Referencias

15 Conclusiones y prospectiva relativas a las aguas subterráneas en formaciones e islas volcánicas

15.1 Características generales

15.2 Comportamiento específico

15.3 Propiedades hidráulico-hidrogeológicas

15.4 Recarga de las formaciones volcánicas

15.5 Funcionamiento hidrogeológico

15.6 Recursos y reservas de agua subterránea

15.7 Importancia relativa de las formaciones volcánicas

15.8 Calidad del agua subterránea en formaciones volcánicas

15.9 Aspectos ambientales de las aguas subterráneas en formaciones volcánicas

15.10 Estudio, reconocimiento y evaluación

15.11 Captación del agua subterránea en formaciones volcánicas

15.12 Gestión del agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

15.13 Aspectos legales, administrativos y éticos

Anexos

Anexo 1 Glosario abreviado de términos de uso no común

Anexo 2 Siglas y abreviaturas más frecuentemente usadas

A.2.1 Unidades frecuentemente utilizadas
A.2.2 Abreviaturas
A.2.3 Símbolos de variables y parámetros

Resumen

Hidrogeología y recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas
Las rocas volcánicas son el resultado de la salida al exterior de magma, que está formado por silicatos y sílice y contiene substancias disueltas que se separan como vapores y como gases no condensables. El volcanismo es un aporte de materia al exterior y por lo tanto edifica estructuras y crea formaciones, pero también se produce un aumento de la erosión en esos relieves y fenómenos tectónicos que hunden parte de lo edificado o que está en sus proximidades. Los aspectos de destrucción de los relieves creados también son una parte importante del volcanismo y de su relevancia hidrogeológica. La creación y destrucción de los edificios volcánicos se hace en sucesivos eventos localizados, frecuentemente rápidos a escala geológica, a veces violentos, y en eventos sucesivos cada uno de duración de escala humana, con parte del material de las erupciones como lava y parte como tefra, con distribución espacial variable. Esto origina formaciones muy heterogéneas, cuyo comportamiento hidrogeológico puede ser complejo y su entendimiento requiere un buen conocimiento de los procesos geológicos y geoquímicos involucrados. Los clásicos principios de la geología sedimentaria no son directamente aplicables o debe utilizarse con notables precauciones.

Bajo un punto de vista hidrogeológico hay aspectos distintos entre las formaciones volcánicas continentales y las de las pequeñas islas volcánicas, en general de menos de 5000 km2. En el continente o en grandes islas hay otras formaciones geológicas y un relieve e hidrografía que ponen en relación aspectos influenciados por el volcanismo, con otros que no lo están. En ellos, las formaciones volcánicas pueden ser hidrogeológicamente dominantes o estar supeditadas y con variaciones espaciales importantes. En pequeñas islas, las formaciones volcánicas y derivadas de las mismas suelen ser dominantes, el relieve puede tener un papel clave, no hay redes fluviales alóctonas y el nivel del mar y sus variaciones son un condicionante muy específico del comportamiento.

Bajo un punto de vista geoquímico, cabe distinguir entre componentes mayoritarios, a concentraciones ponderales del orden porcentual, otras minoritarias a concentraciones del orden de partes por millón y componentes traza. Son de interés hidrogeológico aquellos elementos que pueden dar lugar a iones y compuestos solubles en el agua subterránea o que facilitan su incorporación. Los elementos químicos de los componentes mayoritarios son Si, Al, Mg, Ca, Na, K, Fe (con mayor proporción de Fe-II) y P. En las rocas básicas, como el basalto, el Si está únicamente como silicato, pero una parte del mismo forma sílice libre en las rocas ácidas, como la riolita y las intermedias como las andesitas. El Mg y Ca son más abundantes en rocas básicas comunes que en las ácidas, mientras que el contenido en Na y K tienden a ser mayor en las rocas ácidas comunes, pero con relación Na/K menor, aunque hay frecuentes desviaciones de esta tendencia. El Mg, Ca, Na y K pueden pasar al agua subterránea al alterarse la roca por aportes de acidez, con una parte que queda absorbida en los minerales resultantes de la alteración, según sean las condiciones ambientales. Lo mismo puede decirse del Li y Sr.

Tienen relevancia los componentes minoritarios que forman compuestos solubles y entre ellos el C (principalmente como CO_2), S (principalmente como SO_2, pero también como H_2S, los que acaban oxidándose a SO_4), Cl y F, además de los que a pequeñas concentraciones

hacen que el agua no sea potable, como el B y As, entre otros. Generalmente están a concentraciones en la roca de pocos mg/L o menos, pero a veces mucho más. Hay variaciones importantes en la composición de una roca volcánica, según se trate de una roca básica o una roca ácida, con tendencia a mayores concentraciones de componentes minoritarios cuanto mayor sea la acidez de la roca, tanto originaria como resultante de la diferenciación química en las cámaras magmáticas.

En el magma hay del 0,1% al 1% en peso de H_2O, hasta >2%, tanto más cuanto más ácida sea la roca y de <0,05% al 0,2% de CO_2, tanto más cuanto más básica sea la roca. Este CO_2, una vez disuelto en el agua, es una fuente de acidez que acelera la liberación de cationes solubles por alteración de la roca. Como valores orientativos, en el magma total hay 100 a 300 ppm de S, dominantemente como SO_2 (<1% está como H_2S), que se concentra en el fundido hasta >1000 ppm y en las cámaras volcánicas superiores hasta más de 10 veces. En el magma basáltico no contaminado por enfriamiento con agua marina hay 50-100 ppm de Cl y alrededor de la quinta a la décima parte de F, pero se puede llegar a >1000 ppm Cl en rocas submarinas. La relación molar Cl/Br es del orden de 4000, mucho mayor que el valor 654 del agua marina. Hay una cierta correlación entre los contenidos en S, Cl y F. El boro es muy móvil y se concentra en la corteza terrestre; en magma basáltico hay del orden de 0,5 ppm B. El contenido en fósforo suele ser del 0,01% a 1%.

La composición isotópica del oxígeno del magma es del orden de $\delta^{18}O$ = +5,7‰ y la del hidrógeno es $\delta^{2}H$ = -40‰ en la corteza y -80‰ en el manto. A la llamada agua juvenil se le supone una composición de $\delta^{18}O$ = +8‰ y $\delta^{2}H$ = +20‰. En el manto es $\delta^{13}C$ = -4‰ a -7‰ y +4‰ a -4‰ en la corteza terrestre. En los basaltos es $\delta^{34}S \approx$ 0,7‰, en los arcos insulares ≈ 6‰ y en las carbonatitas 0‰.

El contenido en gases del magma es variable según el tipo de magma y circunstancias, aunque en general domina el vapor de H_2O, seguido del CO no condensable. Los gases se concentran en el fundido y por lo tanto en la lava, pero al salir al exterior la lava y en especial la escoria y la tefra los ceden con rapidez, en menor proporción el SO_2 y otros compuestos de S (como el H_2S), pero el Cl y F escapan más lentamente y en menor proporción, en especial cuando el magma originario es rico en alcalinos. En la parte alta de las cámaras magmáticas someras puede haber altas concentraciones de compuestos que originan gases y el agua a alta presión y temperatura en contacto puede llegar a ser una salmuera.

Típicamente, la composición del gas emanado de un magma, en % en volumen (% molar) puede ser 70 de H_2O (vapor), 15 de CO_2, 9 de S_{total}, 6 de N_2, 0,25 de HCl y 0,25 de HF. No obstante, puede haber grandes variaciones de un caso a otro. Los magmas ácidos normalmente ceden más H_2O y CO_2 y menos H_2S que el básico.

Hidrogeoquímicamente, el CO_2 es un importante gas relacionado con el volcanismo, ya que al disolverse en el agua genera acidez, que facilita y acelera la meteorización y la disolución de cationes, según la composición química de la roca y la mayor o menor tendencia a quedar estos absorbidos en los productos de la alteración, como es el caso del K, o a precipitarse, como es el caso del Ca por formación de calcita. El CO_2 se difunde hacia el exterior y puede llegar a afectar al contenido en CO_2 del suelo y en el

aire atmosférico en áreas próximas a las de escape difuso o en fumarolas. Pero no en todos los casos el CO_2 emitido está totalmente asociado al magma, ya que puede también proceder de la descomposición térmica profunda de carbonatos.

Normalmente, el Cl en las aguas subterráneas de las formaciones volcánicas es el que corresponde a la evapoconcentración de la infiltración de la precipitación y tiene una relación Cl/Br similar a la del mar. Pero en áreas volcánicas activas hay un aporte de Cl que puede afectar a las aguas subterráneas y en especial producir sobreestimaciones de la recarga cuando se utilizan valores regionales de la deposición atmosférica de Cl. En este caso la relación Cl/Br aumenta y puede confirmar la realidad de esos aportes endógenos.

Poco Cl procede de la propia roca volcánica en relación con el aporte atmosférico, pero no es así para el F, cuyo lixiviado es relativamente importante en el caso materiales volcánicos recientes dominados por escoria y tefra y en especial en los de tendencia ácida.

También el azufre de origen volcánico afecta al ambiente. En general lo hace como SO4, que se suma al aporte atmosférico. En islas volcánicas, el aporte atmosférico guarda una relación con el Cl similar a la marina, pero a cotas elevadas y en posiciones continentales, la proporción de SO_4 aumenta por efecto de SO_4 del polvo, en especial en áreas áridas, y de la combustión de combustibles fósiles, con lo que las posibles contribuciones volcánicas se enmascaran química e isotópicamente.

La composición isotópica de los distintos aportes volcánicos al agua subterránea es importante para tratar de decidir su relevancia, lugar y momento. Normalmente, el aporte de agua magmática no se considera en los balances de agua, por ser muy pequeña y es difícil de identificar por las modificaciones isotópicas del agua meteórica por intercambio con las rocas cuando la temperatura es elevada. En formaciones volcánicas profundas, la velocidad de renovación del agua subterránea es pequeña (baja relación roca-agua). No sólo hay notables alteraciones isotópicas del agua, sino incorporación de agua marina profunda o relicta o residual cuando esas formaciones volcánicas se acumularon en medio.

La composición química e isotópica de las aguas subterráneas de áreas volcánicamente activas o con calor residual y la de los distintos solutos y gases contenidos o emanados, pueden ser utilizados como geotermómetros, con precaución y considerando las limitaciones inherentes, pero también pueden ser de gran relevancia para caracterizar el sistema de flujo del agua subterránea.

La evaluación de la recarga a las formaciones volcánicas sigue los principios y métodos que se aplican en hidrogeología, tanto para la que se deriva de la precipitación como para la que está en relación con la infiltración de aguas superficiales. El aporte de agua nueva procedente del interior de la Tierra es cuantitativamente irrelevante, tanto si es primigenia, como si se deriva de la fusión de la corteza y de sedimentos en franjas de subducción, como si es agua marina relicta ascensional por convección térmica.

En las formaciones volcánicas y en especial en islas altas y planicies elevadas, hay algunas particularidades que pueden ser relevantes. Una de ellas es la interceptación de los vientos alisios, con aumento de la precipitación y de la vegetación, o sea de la evapotranspiración, a altitudes medias a altas. Otras veces, el posicionamiento de parte de las cumbres en el dominio de los vientos contra-alisios secos lleva a una disminución de la recarga. En las partes altas, parte de la precipitación es como nieve temporal –a veces permanente– lo que, unido a la posible presencia de malpaíses y en especial de tobas recientes poco retentivas, favorece la recarga por agua de fusión y transmitida a través de la masa de nieve. Los vientos alisios en áreas altas favorecen la formación frecuente y persistente de niebla condensante, que es relevante para la vegetación local, pero la importancia cuantitativa de la lluvia horizontal resultante como aumento de la recarga anual es un tema controvertido. Puede llegar a ser significativo localmente, en especial en bosques en ladera, pero afecta mucho menos a los balances de agua de las formaciones volcánicas extensas.

La evaluación de la recarga media anual a largo plazo mediante el balance de la aportación atmosférica de ion cloruro respecto al contenido medio del agua de la parte superior del nivel freático es también una técnica que se aplica con buenos resultados en similares condiciones a otras situaciones hidrogeológicas. No obstante, hay que tener en cuenta dos situaciones adicionales que pueden invalidar la aplicación si no se hacen correcciones. Una de ellas es el aporte de Cl a la atmósfera en y en el entorno de manifestaciones volcánicas activas. Si no se conoce dicho aporte y se utilizan valores medios regionales de la deposición atmosférica de Cl, se sobreestima la recarga. La otra situación es debida muestreo de agua subterránea con incorporación de Cl de origen profundo o de la roca por lixiviado a alta temperatura y baja relación agua-roca o por advección o por convección térmica, lo que resulta en una subestimación de la recarga.
Dentro de un amplio conjunto de similitudes entre las erupciones, formaciones, emisiones y procesos asociados al volcanismo y sus implicaciones hidrogeológicas, hay también notables diferencias de unas situaciones a otras, en función de diversas circunstancias. Estas circunstancias hacen referencia al tipo de roca básica (principalmente basaltos), intermedia (principalmente andesitas) y ácida (principalmente riolitas), la proporción de tetra y lava, el contenido en gases, la distancia al lugar donde se produjo la erupción, la continentalidad o insularidad, el clima que condiciona la recarga y la escorrentía para un determinado estado de existencia de suelos, etc. Desde un punto de vista hidrogeológico, hay que poner por delante los procesos que determinan el flujo y transporte del agua subterránea en vez de los vulcano-geológicos, aunque el suficiente buen conocimiento de la génesis de las formaciones volcánicas y del relieve son el marco para concretar los procesos hidrogeológicos y su relación con los otros procesos hidrológicos.

Dentro del panorama descrito, hay que distinguir entre las situaciones en que dominan las formaciones volcánicas, como en grandes erupciones con potentes acumulaciones (mesetas volcánicas, extensos derrames de basalto, grandes depósitos de ignimbritas, etc.) e islas totalmente volcánicas, de aquellas otras situaciones en que también existen otras formaciones geológicas con características hidrogeológicas propias. En esta situación, las formaciones volcánicas pueden jugar tanto el papel de acuíferos, como el de acuitardos, como el de barreras (acuícludos). La importancia hidrogeológica de las formaciones volcánicas no es necesariamente una función de su tamaño, sino de su

relevancia para determinados procesos, como la generación de manantiales, creación de lugares preferentes de captación o situaciones en que los aspectos de calidad tienen relevancia. Así, pequeñas formaciones volcánicas pueden llegar a tener importancia territorial y requerir estudios de detalle.

La heterogeneidad es una característica propia de las formaciones volcánicas, junto con un comportamiento anisótropo por la forma de acumulación, tanto a pequeña como a gran escala. La heterogeneidad es mayor en y en las proximidades de los lugares de erupción y es tanto primaria como por alteración mecánica e hidrotermal.

Los diques volcánicos son una de las heterogeneidades que más singulares en las formaciones volcánicas. Pueden ser muy abundantes en los lugares de erupción y en especial en formaciones profundas exhumadas por erosión y deslizamientos, y casi inexistentes en porciones distales y en especial en grandes derrames basálticos y depósitos de ignimbritas alejados. El papel hidrogeológico de los diques es controvertido, con evaluaciones que dependen de la escala de observación y de la conceptuación del flujo del agua subterránea. Su papel varía entre barreras locales al flujo del agua subterránea a su través, hasta elementos conductores a su largo. Esto es además relativo a la conductividad hidráulica de la roca de caja.

Otro rasgo de las formaciones volcánicas que suele llamar la atención es la existencia de almagres (capas rojas) entre coladas de lava y de flujos piroclásticos de alta temperatura. Es frecuente suponer que son barreras efectivas al flujo vertical del agua subterránea, en especial en la zona no saturada, pero su papel es poco conocido cuantitativamente en casos reales, en cuanto a originar acuíferos y manantiales colgados. Su probable reducida continuidad espacial y de grosor y las variaciones genéticas parecen apoyar un efecto local y no a gran escala, salvo en lo que respecta a la anisotropía vertical de la conductividad hidráulica.

En muchas formaciones volcánicas en el entorno de los lugares de erupción y en especial en islas, son frecuentes los grandes deslizamientos de ladera que desmantelan porciones del edificio volcánico y hacen aflorar partes internas muy alteradas e incluso cámaras magmáticas someras y otras formaciones sobre las que se han instalado los materiales volcánicos. Además, se producen depósitos de los materiales deslizados que, si quedan en posición subaérea, dan origen a formaciones volcanoclásticas complejas, frecuentemente poco permeables, pero que pueden incluir bloques, a veces grandes, que contienen y dejan fluir al agua subterránea.

Las formaciones volcánicas están afectadas por una notable fracturación primaria y secundaria, que tiene un notable papel en el movimiento del agua subterránea, tanto en el medio saturado como no saturado. Para su caracterización se requieren estudios de detalle, costosos y difíciles, ya que su cartografía mediante los métodos comunes no aporta normalmente la información requerida, al no existir en general horizontes-guía ni diferenciaciones litológicas notables.

Los materiales volcánicos se caracterizan comúnmente por ser porosos y mantener una relativamente gran porosidad en profundidad, aún si están con un avanzado estado

de alteración. Pero la porosidad drenable, que es una fracción grande de la total en materiales jóvenes poco alterados, decae rápidamente con la alteración y edad de la roca, pero aún puede mantenerse significativa a profundidades de hasta varias centenas de metros.

La conductividad hidráulica de las formaciones volcánicas cubre todo el rango de valores posible, más amplio que en otras formaciones geológicas. En una determinada formación volcánica, la distribución estadística de los valores de la conductividad hidráulica es muy asimétrica y sesgada hacia los valores pequeños, pero la distribución de su logaritmo se aproxima bien a una distribución normal, aunque también a una distribución de Gumbel. En general se tiene una alta desviación estándar. Bajo el punto de vista de la captación de agua subterránea, esto se relaciona con una amplia distribución de caudales extraíbles, de modo que los valores medios de una formación representan pobremente los resultados obtenidos en las obras que se realizan. Para aumentar la probabilidad de obtener caudales por encima de un cierto valor se requieren estudios previos de detalle que identifiquen la génesis, modo de deposición, alteraciones, presencia de diques y capas rojas, fracturas, etc. Aún hay poca experiencia y tiene un coste que puede que se no justifique por los beneficios obtenidos.

Los caudales de captaciones de agua subterránea, de caudales específicos y de caudales específicos por unidad de penetración en el medio saturado tienen también distribuciones muy sesgadas hacia los valores pequeños, pero su logaritmo acerca la distribución a la normal. En la práctica, se trata de compensar la influencia de la heterogeneidad en los caudales captables haciendo que las penetraciones sean grandes, para así incrementar la probabilidad de intersectar rasgos permeables, si esa gran penetración no comporta problemas de salinidad y calidad del agua, además de los constructivos. En el caso de pozos excavados de gran diámetro, el aumento de la probabilidad de intersectar rasgos permeables se busca con un gran diámetro, pero sobre todo mediante galerías y drenes de fondo, o en caso de galerías de agua horizontales excavadas en laderas, alargándolas todo lo posible y adicionando ramales y perforando drenes en su interior.

No existen propiamente diversos modelos conceptuales de funcionamiento y comportamiento hidrogeológico de formaciones volcánicas ni de islas volcánicas, aunque para el caso de islas se habla en ocasiones del modelo hawaiano de agua de dique y agua basal y del modelo canario de núcleo de baja permeabilidad y de cobertera y faldeo más permeables, aunque no siempre saturados de agua. En la realidad, no hay diferencia conceptual hidrogeológica entre ambas propuestas de modelos, sino de disposición de los materiales –tampoco esencialmente diferente– y de recarga. Puede suponerse que su consideración separada sea debida a una sobrevaloración del papel hidrogeológico de los rasgos geológicos en el primero de los modelos.

La conceptuación mediante la existencia de un núcleo de baja permeabilidad y de una cobertera más reciente en las laderas en posición extracaldera o costera, y con relleno de fosas y calderas, se acerca más a la realidad. Esta conceptuación se mejora si se consideran, según los casos, tránsitos bruscos o graduales, la importancia de la recarga para saturar las formaciones superiores y que la altura del núcleo respecto a la altitud de los lugares de descarga continental o insular puede ser alta o pequeña. Buena parte

de la experiencia bien documentada corresponde a islas oceánicas basálticas, pero es aún pequeña en islas andesíticas, en las islas de volcanismo explosivo y en posiciones continentales.

Las formaciones volcánicas dan origen a estructuras hidrogeológicas de interés en cuanto a reservas y recursos de agua subterránea, que pueden estar asociadas a la existencia de calderas volcánicas y su relleno y a depósitos extracaldera o a la situación similar de pilar y fosa. La reserva existente de agua subterránea depende de la continuidad de las estructuras, que pueden estar afectadas hidrogeológicamente por discontinuidades debidas a deslizamientos, enterrados o no, y a erosión y reconstruidas mediante zonas de alteración hidrotermal y de densa inyección de diques. El papel hidrogeológico depende del tiempo de renovación, que se puede obtener por modelación si se conoce suficientemente el sistema o mediante estudios hidrogeoquímicos y de isotopía ambiental.

En formaciones costeras volcánicas, la relación con el agua del mar puede ser directa o estar modificada por la existencia de sedimentos litorales y volcanoclásticos que produzcan un semiconfinamiento litoral.

El volcanismo, sus procesos y formaciones directas y derivadas son bien conocidos en cuanto a los aspectos geológicos generales y de detalle, pero mucho menos en cuanto a los aspectos hidrogeológicos y de recursos de agua subterránea. En parte se puede explicar por la ubicación en áreas poco habitadas, agrestes y con escaso desarrollo económico, pero también por la situación en lugares de elevada precipitación atmosférica y sin estación seca con déficit de agua en el suelo, donde la captación directa de manantiales y de las aguas superficiales de ríos y lagos es suficiente para cubrir la demanda de agua de buena calidad. Los estudios más detallados y de los que deducen mayores conocimientos corresponden frecuentemente a áreas semiáridas y áridas, en las que se han desarrollado regadíos basados en el agua subterránea, en los que la reserva de los acuíferos aumenta la garantía de disponibilidad o ha permitido extender el suministro mediante la captación de manantiales o aguas superficiales. Esto sucede tanto en regiones con buen desarrollo económico y científico, como en áreas pobres, ya que los soportes de estudio, valoración y captación están al alcance de sus posibilidades, si hay conocimiento y voluntad política y administrativa.

Las distintas situaciones prácticas son sumamente diversas y cubren un muy amplio rango de condiciones cuantitativas y cualitativas. En la realidad, cada caso es singular y debe ser tratado bajo los distintos puntos de vista como tal. Esto hace que los resultados en un caso no sean extrapolables a otro por simple similitud aparente y según unos pocos parámetros, sino a través de la identificación de formas de comportamiento a partir de los principios básicos de la hidrogeología y su transferencia basada en similitudes hidrológicas claras. Para hacerlo se requiere un buen conocimiento del caso conocido (modelo) y un suficiente conocimiento del que se quiere evaluar. Cuanto mayor este conocimiento, más razonables serán las extrapolaciones, mejor se apreciarán las incertidumbres y menos errores se cometerán en la conservación, protección, desarrollo y gestión.

La escala del problema planteado o a abordar es muy importante y condiciona la metodología de estudio, de evaluación y de proceder. Cuanto mayor sea el detalle, más

influyen las heterogeneidades y, en general, tienen más relevancia las fracturas en el flujo del agua y la matriz en el almacenamiento y más dispersivo es el transporte de masa disuelta. Esto último es muy relevante en los procesos de contaminación. En cuanto al flujo del agua subterránea, a gran escala las formaciones volcánicas pueden ser tratadas razonablemente como un continuo equivalente a un medio poroso, aunque anisótropo, con tendencia a comportarse como una roca fisurada en el caso de grandes derrames lávicos alejados de los lugares de erupción. A escala de detalle, el conocimiento es menor, con pocos estudios de los a veces grandes espesores de zona no saturada. Aunque la recarga diaria o mensual se ha valorado frecuentemente por balance de agua en el suelo y a largo plazo por balance de la deposición atmosférica de cloruro, corregido por aportes endógenos cerca de los lugares de manifestaciones volcánicas activas, se ha visto que las fracturas y las dislocaciones por fallas pueden afectar notablemente a su valor y permiten que los trazadores atmosféricos gaseosos puedan llegar rápidamente al nivel freático.

La experiencia hidrogeológica en islas volcánicas basálticas intraplaca es notablemente mayor que en islas de zonas de extensión y de franjas de volcanismo de subducción. En aquellas, el modelo hidrogeológico de núcleo-cobertera responde bien a lo que se observa en la realidad, si se consideran diversas posibilidades de altura del núcleo, de importancia de la cobertera volcánica joven y su acumulación en la costa y de tránsito brusco o gradual de uno a otros, además del carácter variable de las formaciones de baja altitud, volcanoclásticas, de deslizamiento, de sedimentos de erosión y de posibles formaciones adosadas arrecifales o eólicas. En las islas de las zonas de extensión y de franjas de volcanismo de subducción, los conocimientos son menores, pero parece que se pueden hacer similares consideraciones, quizás con núcleos menos altos y menos definidos o más irregulares.

En las islas volcánicas tienen importancia los aspectos en relación con la intrusión marina y la consiguiente salinización de las aguas subterráneas, naturalmente y por efecto de las extracciones. Son directamente aplicables los principios hidrodinámicos de la relación entre agua dulce y agua marina cuando el planteamiento es tridimensional en vez de una inapropiada aplicación de una simple relación entre nivel freático o piezométrico y profundidad de la interfaz agua dulce-agua salada. En islas de zonas de extensión de la corteza terrestre e intraplaca muy jóvenes, la permeabilidad de las formaciones volcánicas puede ser grande, lo que, unido a espesores también grandes, lleva a que la cuña de agua salada penetre mucho en la isla y que incluso se pueda llegar a la situación de un cuerpo de agua dulce subterránea flotando sobre agua marina cuando en el centro no hay núcleo o este no alcanza el nivel del mar. Estas situaciones tienen notable interés hidrogeológico práctico, pues en las áreas costeras es donde se suelen concentrar las actividades humanas. Si no hay manantiales en el interior de la isla o no dproporcionan suficiente garantía al abastecimiento de agua, se recurre a pozos costeros, que frecuentemente producen desde el inicio agua excesivamente salina o la explotación lleva a una pronta salinización. La captación de agua subterránea en el interior insular puede ser poco viable por existir allí formaciones volcánicas o del substrato que son poco permeables, por requerir penetraciones grandes y por ser costoso el bombeo del agua.
En posiciones continentales tienen notable interés hidrogeológico las situaciones de pilar y fosa rellena, o de horst y graben, que a gran escala es la de basin and range

de América del Norte, aunque puede haber variantes en la génesis vulcanológica y tectónica. Estas estructuras enlazan con las de calderas volcánicas rellenas, siendo las primeras alargadas y estas segundas más circulares. En climas áridos, el pilar (montaña) suele recibir más precipitación, carece de vegetación y el suelo es escaso, con lo que la recarga potencial es mayor. Esta recarga escurre a las zonas bajas, donde se infiltra o fluye hacia abajo por la posible cobertera volcánica reciente y es trasferida al relleno de la fosa o depresión. La recarga en la propia depresión puede ser pequeña o nula por evapotranspiración, pero recibe los aportes laterales, que permiten generar recursos de agua subterránea renovables, a veces alimentar un lago o un río y mantener manantiales de descarga. Las coladas de lava y los depósitos volcanocláticos clasificados en el relleno pueden ser buenos acuíferos y todo el relleno suele ser un notable almacén de agua, aunque la fracción drenable es sólo una parte.

No hay una relación directa entre formaciones volcánicas y clima, salvo por el efecto topográfico de las mayores alturas de los edificios volcánicos, que favorecen una mayor precipitación, la mayor frecuencia de nieve y la formación de nieblas condensantes y la lluvia horizontal asociada en los frentes de bosque. En áreas de vientos alisios, esa mayor elevación, cuando excede los 1500 m (orden de magnitud), como en numerosas islas volcánicas, las cumbres pueden recibir una menor precipitación por estar en el dominio de los vientos contra-alisios, más secos. Es posible que haya efectos climáticos locales en áreas extensas poco vegetadas y con volcanismo reciente, por modificación del albedo. En cualquier caso, la modificación del relieve afecta a las variaciones espaciales del clima.

Las erupciones volcánicas violentas, con gran producción de ceniza muy fina, pueden producir efectos climáticos tras las mismas, con duración breve desde el punto de vista hidrológico, como mucho de uno o dos años en caso de que la erupción sea extraordinariamente grande y las cenizas se distribuyan atmosféricamente por una gran área o incluso globalmente. Esto es importante para los seres humanos y la ecología, pero tiene poco efecto sobre las aguas subterráneas de acuíferos que no sean muy pequeños, cuyo tiempo de renovación es mayor. El efecto de las erupciones es más sensible en la composición química de la recarga, que temporalmente puede tener incrementos de solutos, entre ellos de sulfato y de flúor. La afección puede manifestarse retrasada por el tiempo de paso por el medio no saturado y amortiguada por dispersión y mezcla advectiva. El agua que se descarga de las formaciones volcánicas suele tener un relativamente elevado contenido en sílice disuelta y contiene cationes procedentes de la alteración de la roca, que se suman a los de la recarga, y posiblemente un relativamente alto contenido en fósforo. Esto tiene importancia para la ecología de las aguas superficiales que dependen del agua subterránea y puede ser especialmente relevante en el litoral, donde el agua marina es muy pobre en sílice disuelta.

El posible cambio climático y el cambio global afectan a los recursos de agua de las formaciones volcánicas, de modo similar a como lo hacen a otras formaciones. La principal afección es en la recarga por la precipitación, que, no sólo depende de la cantidad anual, sino de la distribución a lo largo del año. En áreas áridas depende también de la generación de escorrentía torrencial que se infiltra en los cauces o en los abanicos aluviales.

Las formaciones volcánicas pueden verse afectadas por cambios de la proporción de agua y nieve y la importancia de la lluvia horizontal.

Las formaciones volcánicas, aunque muchas de ellas sean de moderada y baja permeabilidad, dado que pueden ser de gran espesor, pueden contener reservas importantes de agua subterránea que permitan una mayor regulación, con la condición de una buena gestión de la cantidad y de la calidad. El hecho de que muchos de estos acuíferos estén en lugares montañosos o poco habitados, favorece su utilización planificada, con menos conflictos legales, aunque debe darse la debida importancia a la parte legal. Esto es de interés para la mitigación de los posibles efectos negativos del cambio climático.

El estudio, evaluación y cuantificación de las aguas subterráneas en formaciones volcánicas se realiza de modo similar a como se hace en otras formaciones, pero teniendo en cuenta la especial génesis de las diferentes formaciones volcánicas, su heterogeneidad, papel de la fracturación y de la matriz porosa, gran variabilidad de los parámetros hidráulicos y determinante dependencia del grado de alteración. Esto supone una cartografía geológica especialmente diseñada o reinterpretada. Los métodos geofísicos presentan peculiaridades a causa de la falta de una estratigrafía clara y con materiales físicamente poco contrastados. Por otro lado, el frecuente acentuado relieve introduce dificultades interpretativas, que requieren experiencia para abordarlos y códigos de cálculo avanzados. La prospección audiomagnetotelúrica ha dado buenos resultados en islas volcánicas altas.

En los estudios piezométricos e hidrodinámicos debe ponerse atención al carácter tridimensional, que en formaciones volcánicas está acentuado por una marcada anisotropía y por el efecto de las fracturas.

La captación de agua subterránea en formaciones volcánicas ha desarrollado métodos que combinan los de medio poroso con los de medio fracturado, que en síntesis buscan ubicar la captación en singularidades que comporten una mayor transmisividad hidráulica mediante estudios especialmente realizados o bien aumentar la probabilidad de intersectar rasgos permeables a profundidad suficiente mediante grandes penetraciones, grandes diámetros o la ejecución de obras complementarias de drenaje unidas a la captación. La localización de singularidades puede ser difícil cuando hay grandes espesores no saturados. La gran penetración puede tener problemas de deterioro de la calidad del agua en profundidad. La ejecución de obras complementarias de drenaje debe hacerse abatiendo previamente el nivel en la obra principal.

La captación mediante galerías horizontales en laderas, además de costosas si la superficie freática está alejada, puede forzar el drenaje, con producción de notables caudales, pero estos proceden inicialmente en gran parte del consumo de reservas, con una situación final estacionaria de caudales pequeños, salvo circunstancias especiales. Esto obliga a extender la penetración para tratar de mantener la producción, si es hidrogeológica, técnica y legalmente posible, pero de forma no sustentable en cantidad y a veces en calidad.

En áreas costeras, en especial en materiales volcánicos recientes o de sedimentación derivada muy permeable, para evitar riesgos de salinización, los descensos deben limitarse y las penetraciones deben ser pequeñas. Para conseguirlo se puede recurrir a galerías rasantes sobre el nivel freático, cuidadosamente bombeadas desde un pozo colector o por acceso mediante una rampa.

La existencia de diques bien formados en las formaciones volcánicas no alejadas de los lugares de erupción se puede manifestar en las galerías de agua mediante cambios bruscos en los caudales, de forma más acusada que los cambios piezométricos reales. Estos diques, si reúnen las debidas condiciones, pueden servir de apoyo a la instalación de compuertas (cierres) gestionables, de modo a adaptar el caudal producido a la demanda y evitar que en épocas de bajo consumo una parte de la producción se tenga que descartar sin uso o tratando de regularla aguas abajo mediante balsas. Siempre hay pérdidas, pues el efecto de cierre de las compuertas puede ser parcial por contorneo y las balsas pierden parte del agua por evaporación e infiltración.

En las formaciones volcánicas, al igual que sucede en las otras situaciones hidrogeológicas, la recarga se convierte en descarga, pero de forma amortiguada y retrasada, lo que supone variaciones del almacenamiento. La recarga no es una propiedad hidráulica del acuífero, sino que depende del estado piezométrico y por lo tanto del estado de explotación, tanto en el tiempo como en la localización.

La descarga que se produce naturalmente tiene funciones en la naturaleza, como mantener caudales de manantiales y ríos, profundidad del nivel freático, extensión de humedales y comportamiento geotécnico de los terrenos. La explotación de agua subterránea supone a la larga una reducción igual de agua disponible en la naturaleza, con un periodo transitorio en el que se consumen reservas y que puede durar desde meses en sistemas pequeños de gran difusividad hidráulica a cientos de años en grades sistemas poco difusivos. En islas volcánicas de tamaño medio, estos tiempos pueden ser del orden de décadas. Los recursos de agua subterránea disponibles son aquellos que resultan de considerar la parte de las descargas a la naturaleza que hay que respetar, más los que salen del acuífero de forma poco recuperable para usos humanos. Esto último es importante en las islas volcánicas, donde una parte grande de la recarga puede descargarse al mar, sin que las captaciones de medianías o de cumbres lo puedan evitar. Los intentos de captación en la costa chocan con los problemas de salinización, aun con muy numerosos pozos para evitar concentrar la extracción.

Una notable peculiaridad de las formaciones volcánicas recientes depositadas en depresiones, en especial las depresiones cerradas tectónicamente o por obstrucción de lavas, son los sedimentos volcanoclásticos y clásticos poco consolidados, en general asociados a ambientes lacustres. Estos sedimentos están en compactación natural, produciéndose subsidencia del terreno, que se acelera si se produce una sobrecarga por nuevos depósitos volcánicos o de otro origen y por acciones antrópicas y aún más si se disminuye la presión intersticial en profundidad por efecto de las captaciones de agua subterránea. Estas captaciones suelen aprovechar la existencia de intercalaciones de lavas escoriáceas y de sedimentos volcanoclásticos groseros bien clasificados.

En áreas áridas y semiáridas, la explotación de agua subterránea puede superar a la recarga en las condiciones del momento, de forma permanente. Entonces se produce un consumo continuado de reservas o minería del agua subterránea, lo que comporta niveles piezométricos cada vez más profundos, a veces progresivo deterioro de la calidad del agua, costes crecientes de explotación por mayor energía para la extracción y en ciertos lugares gran subsidencia del terreno.

La gestión de los acuíferos en formaciones volcánicas, lo mismo que en otras formaciones, busca satisfacer la demanda de forma a garantizar la disponibilidad de agua para los distintos usos, en condiciones cambiantes temporalmente y en evolución. La gestión hace referencia a los acuíferos, pero también a la demanda, que puede ser excesiva y que se puede reducir con cambios en los usos. La gestión puede ser estructural, cuando se incorporan muevas actuaciones, como traída de agua, aumento de la regulación y recarga artificial (MAR, managed artificial recharge) cuando hay agua disponible. También la gestión puede ser no estructural, frecuentemente dirigida a la demanda, como normativa legal, reglas de prioridad de uso, tasación, rescate o compra de derechos, aumento del coste de la energía, subvenciones especialmente diseñadas, etc.

No hay principios legales ni administrativos específicos inspirados en los acuíferos y explotación de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas, aunque hay peculiaridades en la forma de abordar la problemática en territorios autónomos o soberanos de esa naturaleza. Esta normativa y modos de administración del agua, en general está dominada por las condiciones climáticas, ambientales, de demanda de agua, económicas, sociales y de carácter religioso y consuetudinario. Lo más común es extender lo que aplica en territorios más amplios y en algunos casos introducir adaptaciones locales que respeten las líneas generales. Posiblemente lo más específico a nivel global sea la Ley de Aguas de Canarias, desarrollada para un territorio totalmente volcánico, pero para la que la Ley de Aguas española es subsidiaria y además debe transponer los regulado en la Directiva Marco del Agua europea.

Algo similar puede decirse de las instituciones relativas a le gestión del agua, las asociaciones de usuarios y el modo de relacionar la oferta y la demanda de agua. La problemática que normalmente se plantea es de carácter local y se aborda con soluciones a ese nivel, dentro de la normativa y administración más general. En las soluciones locales cuentan las peculiaridades de las formaciones volcánicas, pero no a nivel de regulaciones sino de intentos de buena praxis basada en la experiencia, en el respeto de los derechos reconocidos y del servicio a la sociedad y de protección medioambiental y de los servicios ecosistémicos asociados. El paso a un nivel superior regulado reglamentariamente es raro, aunque existe en las Islas Canarias, donde se ha desarrollado comercio y mercados del agua, principalmente pero no exclusivamente subterránea, de larga tradición, en un contexto legal específico. Pero la incorporación al sistema de agua industrial, el coste creciente de la captación, las restricciones legales impuestas desde el exterior, no siempre las más apropiadas, y la oferta de agua por los organismos públicos, hace que se estén produciendo cambios importantes en el funcionamiento. Estos cambios pueden ser más de carácter administrativo y coyuntural que esencial y no necesariamente apuntan a un necesario cambio de paradigma en el uso del agua y en aproximarse a la buena gobernanza.

La captación, uso y puesta a disposición del agua tiene importantes connotaciones éticas y morales, que se aplican en las formaciones volcánicas del mismo modo que en otras situaciones, pero que en islas tienen mayor relieve por el aislamiento en cuanto al acceso a recursos de agua de otras áreas, la posibilidad de costes sociales elevados, mayores presiones por parte de una sociedad muy interrelacionada y potencialmente propensa al dominio de unos pocos. Esto puede explicar comportamientos no éticos y tolerancia de situaciones al margen de la ley, como sucede en otros muchos lugares, pero con más difícil corrección, ya que esta debería nacer internamente. Los intentos de corrección desde el exterior son frecuentemente considerados como intervencionismo, lo que aglutina reacciones internas en contra, aunque ello conlleve problemas para atender los derechos al agua de la población, daños ambientales, ineficiencia, lucros para unos pocos y a veces litigios internacionales coyunturales en situaciones continentales.

Los casos bien documentados de consumo continuado de reservas de agua subterránea (minería del agua subterránea) en formaciones volcánicas son escasos y se producen en áreas áridas. Hay buenos ejemplos en el W norteamericano. En otros casos son aún incipientes debido a una razonable buena protección de los acuíferos, como en el N de Chile y S de Perú, o no es tal minería ya que la recarga es suficiente para una recuperación en tiempos razonables o los acuíferos no tienen reservas para una minería duradera sino estacional o en momentos de sequía. Hay ejemplos en terrenos volcánicos. Una verdadera minería del agua se produce en las islas de Gran Canaria y Tenerife, en las Islas Canarias, pero en un contexto distinto en una y otra isla. La minería del agua subterránea es frecuentemente considerada una situación negativa y éticamente dudosa, pero en muchos casos ha sido el motor de desarrollo económico y social y puede continuar siéndolo durante algunas décadas en situaciones favorables. Pero es no sustentable a largo plazo y se requiere un cambio de paradigma en el uso del agua o la puesta a disposición de nuevos recursos. Esta puesta a disposición adicional resuelve los problemas del momento, pero puede ser origen de otros nuevos posteriores, como anegación o salinización por retornos de riego, ascenso del nivel freático urbano con inundaciones de espacios subterráneos o aporte de nutrientes a áreas ecológicamente sensitivas, que en general no se prevén ni se habilitan recursos económicos y humanos para su tratamiento.

La minería del agua subterránea es razonable y ética cuando se destinan parte de los beneficios sociales obtenidos a compensar y corregir los daños asociados, pero esto es algo teórico, que no está apoyado por una experiencia práctica. Comúnmente, parte de la sociedad recibe los beneficios y el resto de la sociedad y la futura paga los costes. Esta situación es la actual en diversas formaciones e islas volcánicas. Es un campo de estudio científico, de gestión y gobernanza y de evaluaciones éticas, aun por desarrollar.

Abstract

Hydrogeology and water resources in volcanic formations and islands Volcanic rocks are the result of magma outflow. This magma consists in silicates and silica, and contains dissolved substances that separate as vapours and non-condensable gasses. Volcanism is a contribution of material to the land surface and consequently it built structures and creates formations. This is accompanied by increased erosion of these elevations. Tectonic phenomena sink part of what has been built. The demolition of the created elevations is an important aspect of volcanism and has hydrological relevance. The genesis and demolition of volcanic edifices is done in localized events, often fast at geological scale, sometime violent, in events of short duration at human time scale, with part of the erupted materials as lava and part as tephra, with variable spatial distribution and with fast or progressive demolition. All this produces highly heterogeneous formations, whose hydrogeochemical interpretation and qualification needs a good understanding of the involved geological and geochemical processes. The classical sedimentary geology principles are not directly applicable or they should be applied with caution.

Hydrogeologically, there are differences between continental volcanic formations and those of the small volcanic islands, generally less than 5000 km2 of surface area. In the continent or in large islands there are other geological formations and a relief that relate the aspects influenced by volcanism, with others that are not related. Volcanic formations may be hydrogeologically dominant or of secondary importance, always with conspicuous spatial variations. In small islands, the volcanic formations and those derived from them are commonly dominant, the relief may play a key role, there are no allochtonous river networks, and sea level and its variations are a very specific factor that affects groundwater.

Geochemically, it can be distinguished among major components, at weight concentrations of a percentage order of magnitude, other minor components at concentrations of the part per million order of magnitude, and trace components. The elements that may produce ions and soluble compounds in groundwater or facilitate their incorporation have hydrogeological interest. The chemical elements of the major components are Si, Al, Mg, Ca, Na, K, Fe (largely as Fe-II) and P. In basic rocks, as the basalt, the Si is only as silicate, but a part of it forms free silica in acidic rocks, as the rhyolites, with the andesites in between. Mg and Ca are more abundant in common basic rocks, while Na and K tend to be greater in common acidic rocks, but with a smaller Na/K ratio. However, often there are deviations from these trends. The Mg, Ca and K may dissolve in groundwater as the rock is weathered by acid contributions, with a part remaining in the weathering products, depending on ambient conditions. The same can be said of Sr Li ions.

The minor components forming soluble compounds are also hydrologically relevant. Among them there is the C (mainly as HCO_3 derived from CO_2), S (mostly as SO_2 but also as H_2S, which become oxidized to SO_4), Cl and F, besides those that al low concentration make water unsafe for drinking, as B and As, among others. They are generally at concentrations of a few mg/L or less, but sometimes much great in the case of Cl and S. There are important variations in the different volcanic rocks, depending on their basic or acid nature, with a trend towards greater concentrations of minor components the more

acid the rock is. They derive directly from deep magma or are concentrated by chemical differentiation in the melt in shallow magmatic chambers.

The magma contains 0.1% to 1% by weight of H_2O, up to >2%, the greater the more acid the rock is, and <0.05% to 0.2% CO_2, the greater the more basic is the rock. This CO_2, once dissolved in water, is a source of acidity that accelerates the freeing of soluble cations. In total magma, as indicative values, there are 100 a 300 ppm of S, dominantly as SO_2 (<1% as H_2S), which concentrates in the melt up to >1000 ppm and in the upper volcanic chambers up to more than 10 times. In basaltic magma, non-contaminated by cooling seawater, there are 50-100 ppm of Cl and about a fifth to a tenth of F, but may attain >1000 ppm of Cl. The Cl/Br molar ratio is about 4000, much great than the value of 654 in seawater. There is some correlation among the contents in S, Cl y F. Boron is highly mobile and concentrates in the terrestrial crust. Basaltic magma contains about 0.5 ppm B. Phosphorous concentration is commonly about 0.01% to 1%.

The oxygen isotopic composition of magma is about $\delta^{18}O$ = +5.7‰, and for the minor hydrogen $\delta^{2}H$ = -40‰ in the terrestrial crust and -80‰ in the mantle. The so-called juvenile water has an isotopic composition that is assumed to be $\delta^{18}O$ = +8‰ and $\delta^{2}H$ = +20‰. In the mantle $\delta^{13}C$ = -4‰ to -7‰ and +4‰ to -4‰ in the terrestrial crust. In basalts $\delta^{34}S \approx 0.7$‰, in island arcs ≈ 6‰, and in carbonatites 0‰.

Gas contents are variable, depending on magma type and circumstances, although water vapour is generally dominant, followed by non-condensable CO_2. Gasses concentrate in the melt and consequently in lava, but as lava outpours, and especially the clinker and tephra, lose fast the gasses, in a lower proportion the SO2 and other S compounds (as H_2S), but the Cl and F are released slowly and only a fraction, especially in alkaline-rick rocks. In the high parts of the shallow magma chambers, high concentrations of gas forming compounds may be found and waters in contact increase its salinity, up to becoming brines. Emanated gas composition is typically, in volume percent (% molar), 70 of H_20, 15 of CO_2, 9 of S_{total}, 6 of N^2, 0.25 of HCl and 0.25 of HF. However, large variations can be expected from one case to another. In acidic magmas, there is normally more H_2O and CO_2, and less H_2S than in basic ones.

The CO_2 is geochemically an important gas, which is related with volcanism. When it dissolves in water produces acidity, which favors and accelerates weathering and the consequent dissolution of cations, depending on the rock composition and their tendency to become absorbed in alteration products, as is the case of K, or to precipitate, as is the case of Ca due to calcite formation. The CO_2 diffuses toward the atmosphere and may affect the CO_2 content of the soil air and of the atmospheric air just on the terrain surface, in the areas of diffusion and around fumaroles. However, not always all the emitted CO_2 come from magma, as it may be the result of deep carbonates thermal decomposition.
The Cl content in groundwater in volcanic formations is normally that corresponding to the evapo-concentration of infiltrated precipitation and has a Cl/Br ratio similar to that in the sea. However, in active volcanic areas there is Cl contribution, which may affect groundwater and cause overestimation of recharge when regional values of atmospheric Cl deposition are used in the calculation balance. In this case, the ratio Cl/Br increases and may help in detecting if those endogenous contributions are relevant.

Little Cl comes from the volcanic rock itself, compared with the atmospheric contribution. This is different for F, whose leaching is relatively important in the case of recent volcanic materials dominated by clinker and tephra, and especially in acid rocks.

Volcanic sulphur affects groundwater, generally increasing the SO_4 contents, directly or through the atmosphere. In islands, the atmospheric contribution is correlated with the Cl and has a ratio close to that in seawater, but at high elevation and in the continent, the proportion of SO_4 increases due to dust contribution, especially in arid areas, and that derived from fossil fuel burning. This may mask chemically and isotopically volcanic contributions.

The isotopic composition of the different volcanic contributions to groundwater is needed to evaluate their importance, place and moment. Normally, the magmatic water contribution is not taken into account, as it is very small and difficult to be identified due to meteoric water isotopic changes with the rock when temperature is high. In deep volcanic formations, groundwater renovation rate is small (low water/rock ratio). Not only isotopic changes in water are produced, but also contributions by convected marine water or of relict and remaining seawater from when these volcanic formations piled up in a marine environment.

The chemical and isotopic composition of groundwater in volcanically active areas or with remaining heat and that of the different contained or emanated solutes and gasses may be applied as geothermometers, with the due cautions and considering the involved limitations, but itis may be also highly relevant to characterize the groundwater flow system.

Recharge evaluation to volcanic formations follows the same principles and methods applied in hydrogeology, both for precipitation and surface water related infiltration. New water contribution from the Earth interior is quantitatively irrelevant, both if it is from the early planet, from the terrestrial crust melting in subduction belts and upwelling relict seawater by thermal convection.

In volcanic formations and especially in high islands and plateaux, there are some possible relevant peculiarities. One of them is trade wind interception, with increased precipitation and vegetation at medium and high elevations that increase evapotranspiration. In other cases, the especial situation refers to volcanic formations at high altitude, in the domain of the dry counter-trade winds. In the highlands, part of precipitation is as temporal and sometimes permanent snow. This, together with the possible occurrence of a-a lavas and especially of recent tuff of low water retention, favours recharge of melt water and of that moving through the snowpack. The intersection of trade winds in highlands favours the frequent formation of persistent condensing fog, which is important to local vegetation, but the actual quantitative importance of this horizontal rain to increment annual recharge is a controverted matter. This may be locally significant, especially in forest in slopes, but is regionally much less important.

The evaluation of long-term average annual recharge by means of the balance of the chloride ion atmospheric deposition relative to the average chloride content of groundwater just below the water table position is a well-known technique that is successfully applied in volcanic formations similarly to what is done in other cases, respecting similar restrictions. However, two additional situations have to be considered that may invalidate the application if corrections are nor done. One of them is the contribution of Cl to the atmosphere in and around active volcanism areas. If this value is not known and average regional values of atmospheric Cl deposition are used, recharge is overestimated. The other situation is due to using groundwater concentration when this is affected by deep generated Cl or that is taken from the rock at high temperature or transported by advection and thermal convection, resulting in recharge underestimation.

Inside a wide set of similar processes among eruptions, formations, emissions, and other phenomena associated to volcanism and its hydrogeological results, there are also clear differences, depending on diverse circumstances. These circumstances refer to the type of basic (mainly basalt), intermediate (mainly andesites) and acid (mainly rhyolites) volcanism, the lava and tephra proportion, the gas content, the distance to the site where the eruptions took place , the continental or island condition, the climate conditioning recharge and runoff for a given situation of soils, etc. From a hydrogeological point of view, processes determining groundwater flow and mass transport should be put forward, instead of those of a volcano-geological orientation, although a sufficiently good knowledge of volcanic formations and of the relief is the framework to define the hydrological processes and their relation with the other hydrological processes.

Inside the presented view, it should be distinguished the cases in which volcanic formations dominate, as in big and powerful eruptions (volcanic plateaux, extensive flood basalts, large ignimbrite deposits, etc.) and fully volcanic small islands, from those cases in which other geological formations are also present and have their own hydrological characteristics. In this last situation, the volcanic formations may play the role of aquifers as well as of aquitards and barriers to groundwater flow (aquicludes). The hydrological relevance of volcanic formations does not necessarily depend on the size, but on how they condition some processes, as the generation of springs, preferential sites to get groundwater, or circumstances in which water quality aspects are important. Thus, small volcanic formations may be locally very relevant and deserve special attention and detailed studies.

Heterogeneity is a characteristic of volcanic formations, jointly with an anisotropic behaviour due to their genesis and piling up, both at small and large scale. Heterogeneity is greater in and around the eruption sites, primarily as well as through mechanical (stress) and hydrothermal alteration.

Volcanic dikes are one of the heterogeneities of volcanic formations that call especial attention. They may be very frequent in and near the eruption sites, and especially in the unearthed deep formations due to erosion and big landslides. They are almost inexistent in distal areas and especially in flood basalts and large ignimbrite deposits. The hydrogeological role of dikes is controversial. Their evaluation depends on the observation scale and on how groundwater flow is considered. Their role goes from being barriers

to groundwater flow across them to water conducting elements along them. This is also relative to the hydraulic conductivity of rock separating them.

Another volcanic rock feature that calls the attention is the existence of red layers separating the different individual lava flows and pyroclastic flows. It is often assumed that they are effective barriers to groundwater vertical flow, but their actual role is quantitatively poorly known in real cases, in what refers to their capacity to create perched aquifers and springs. Their variable spatial continuity and thickness and the genetic variations seem to support a local effect instead of a large-scale one, except in what refers to vertical anisotropy of hydraulic conductivity.

In many volcanic formations near the eruption sites and especially in isles, there are frequent large landslides that demolish parts of the volcanic edifices and unearth highly altered inner parts and even shallow magmatic chambers and other formations on which the volcanic edifices rest. Besides, the slide materials form deposits that, if remain in subaerial position, produce complex volcanoclastic and clastic formations which often have low permeability, but that may contain big blocks that contain and allow groundwater flow.

Volcanic formations are affected by well-developed primary and secondary fractures, which have an important role in groundwater flow, in the unsaturated as well as in the saturated medium. To characterize them, detailed but costly and difficult studies are needed. Their mapping by applying common methods does not generally contribute the required information due to the general lack of guide layers and clear lithological differentiations.

Volcanic materials are commonly characterized as porous ones and keep a relatively high porosity in depth, even if there is an advanced alteration state. However, drainable porosity, which is a large fraction of total porosity in fresh young volcanic materials, decay fast with rock alteration and age, but still is significant down to several hundred on meters of depth.

The hydraulic conductivity of volcanic formations covers the full possible range, wider than that of other geological formations. In a given volcanic formation, the statistical distribution of hydraulic conductivity values is highly asymmetrical and biased toward the low values, but the distribution of their logarithm closes a normal distribution (Gauss law), although a Gumbel distribution also fits. Generally, the standard deviation is large. Under the viewpoint of groundwater exploitation, the wide distribution of hydraulic distribution is reflected in a wide distribution of exploitable flows, so as the average values calculated for a given formation are a poor representation of results obtained in wells. In order to increase the probability to get flows above a given value, detailed previous studies are needed to identify the genesis, deposition mode, alterations, occurrence of dikes, fractures etc. There is still insufficient experience. Detailed studies have a cost that may be is not justified by the expected improved results.

Flow from wells and other groundwater caption works, specific flows and specific flows per unit of penetration in the saturated medium have also highly biased distributions toward the low values, but their logarithm close the normal distribution.

In practice, to deal and reduce the effect of heterogeneity in obtainable exploitation flows, penetration into the saturated medium is increased, which augments the probability to intersect permeable features, if this greater penetration does no increase the possibility of getting saline and poor quality groundwater. In the case of dug, large diameter wells, the increased probability of intersecting permeable features is sought through large diameter, but especially through bottom galleries and drains, or in the case of water galleries in slopes, by extending them as much as possible, adding branches and drilling drains.

There are no several different conceptual models of hydrogeological functioning and behaviour of volcanic formations and volcanic islands. However, in the case of islands, it is sometimes considered the existence of a Hawaiian model of dike water and basal water, which is compared to the Canary model of a low permeability core and more permeable cover and apron, although these last may be unsaturated. There is no actual conceptual difference between these two proposals of model, which mostly focus in the materials disposition –which is not essentially different as well– and recharge. The difference is mostly due to an overestimation of the hydrogeological role of geological features in the Hawaiian model. The concept of a low permeability core and a more recent cover on the slopes in extra-caldera position or in the coast, with graben and caldera infilling, is close to reality and focusing in hydraulics. This concept can be improved, depending on the cases, by considering transitions that may be sharp to progressive, taking into account the capability of recharge to saturate formations, and the greater or lower elevation of the core relative to the continental or island discharge points. A large proportion of well-documented experience refers to basaltic oceanic islands, but it is still small in andesitic islands, in explosive volcanism islands and in continental sites.

The volcanic formations originate hydrogeological structures of interest for groundwater reserves and resources, which can be associated to the existence of volcanic calderas and their infilling and extra-caldera deposits, or the similar case of horst and graben and basin and range. The reserve of groundwater depends on structure continuity, which may be hydrogeologically affected by discontinuities due to landslides, buried or not, and to erosion, and reconstructed by means of hydrothermal alteration zones and dense dike swarms. The hydrogeological role depends on renovation time, which can be obtained through hydrogeochemical studies and of environmental isotopes. In coastal volcanic formations, the relationship with seawater may be direct or indirect or be controlled by littoral and volcanoclastic sediments that favour semiconfined conditions along the coast and the near offshore.

Volcanism, its processes and the direct and indirect formations are well known in what refer to general and detailed geological considerations, but much less hydrologically and relative to groundwater resources. This can be partly explained by the fact that they are placed in loosely inhabited and rough areas, with poor economic development. However, this also happens in areas with high atmospheric precipitation without a dry season in

which soil water deficit is produced, where the direct caption of springs and on river and lake surface water to supply the demand of good quality water is enough. In arid and semiarid areas, studies that are more detailed may be found, especially where cash crop irrigation has been introduced. These studies provide knowledge. In these areas, the aquifer reserve increases the water availability guarantee or allows extending water supply by caption of springs and surface water. This happens in areas with good human, scientific and economic development as well in poor areas, as the supports for study, evaluation, valuation and winning are accessible to them, if there is political and administrative willingness.

In practice, there are very diverse situations and they cover a very wide range of quantitative and qualitative conditions. In reality, each case is singular and has to be treated under the different viewpoints as such. This makes that the results in one case cannot be extrapolated to another case by simple apparent similitudes and by considering a few parameters, but through the identification of behaviour signals based in clear hydrological similitudes. To do this, the known case (model) has to be well known and the case to be evaluated has to be characterized sufficiently. The greater this knowledge, the better the uncertainties will be highlighted and less conservation, protection, development and management errors will be done.

The scale of the problem to be addressed is very important and put conditions to the study and evaluation methodology, and to how to apply them. The greater the detail, the greater the influence of heterogeneity is and more relevant is generally the role of fractures in what refers to groundwater flow and of the matrix in storage, and more dispersive is mass transport of solutes. This last is very important for contamination processes. Considering groundwater flow, at large scale, volcanic formations can be considered a continuum equivalent to porous medium, although anisotropic, trending to behave as a fissured rock in the case of floods lavas in emplacements far away from the eruption sites. At detailed scale, knowledge is less developed, with scarce detailed studies of the sometimes thick unsaturated zone. Daily and monthly recharge is calculated through soil water balance and in long-term recharge through atmospheric chloride deposition balance after correcting the endogenous contribution in and near volcanic active areas. However, it has been known that fractures and fault displacements may greatly affect recharge and allow that atmospheric gas tracers may reach fast the water table.

Hydrogeological experience in hot spot basaltic volcanic islands is greater than in island in extension areas and in volcanic belts in subduction zones. In hot spot islands, the conceptual core-cover hydrogeological model explains well observations if some circumstances are taken into account. Such are core height, importance of the young volcanic cover and its piling at the coast, and of sharp to progressive contact between the core and the cover, besides of the variable properties of the low altitude volcanoclastic, landslides and erosion sediments, and possible reef and eolian juxtaposed formations. In the islands in the extension and subduction volcanism areas, knowledge is less developed. However, it seems that similar considerations can be done, with not so high, less clearly defined or more irregular cores.

The aspects referring to seawater intrusion and the consequent natural salinization of groundwater or that due to abstractions are important in islands. The hydrodynamic principles of fresh water-seawater relationships are directly applicable if posed in three dimensions instead of the inappropriate use of a simple relationship between the water table elevation or piezometric level, and the depth to the fresh water-seawater interface. In extension zone and hot spot islands, volcanic formation permeability may be large. This, together with large thickness, makes the saltwater wedge very penetrant in the island, up to the point of forming a freshwater lens floating on seawater when in the center there is not a core or it is not above sea level. These situations have a clear practical hydrogeological interest, as human activities tend to concentrate in coastal areas. In the case when there are no inner springs in the island or they do not guarantee supply, coastal wells are commonly excavated and drilled, but these may produce saline water from the start or yield soon brackish water due to the drawdown associated to pumping. Obtaining groundwater inland may be poorly feasible when there is low permeability volcanic or basal formations, large penetrations are needed, and water pumping may be expensive.
In continental positions, the geological conditions of horst and graben, and of basin and range at a greater scale and different tectonic and volcanic genesis, have a notorious hydrogeological relevance. These structures are similar to infilled volcanic calderas, which tend to be rounded, while the former ones tend to be elongated. In arid climates, the horst (mountain) often receive greater precipitation, has poor vegetation or is bare, and soil is thin, so as potential recharge is increased. This recharge runs down, where it infiltrates, or flows to lower positions through the volcanic cover and is transferred to the graben infill. Recharge in the graben itself is often small or nil due to evaporation and evapotranspiration, but the infill receives side contributions that allow the generation of renewable groundwater resources and the whole infill contains normally important groundwater reserves, although the part that can be drained may be small.

There is no direct relationship between volcanic formations and climate, but for the topographic effect due to the higher altitudes of volcanic edifices. This favours increased precipitation, greater frequency of snow and condensing fog that gives way to horizontal rain associated to sloping forest fronts. In areas receiving trade winds, when elevation exceeds 1500 to 2000 m (order of magnitude), as in many volcanic islands, the top areas may receive less precipitation when they are in the domain of the drier counter-trade winds. The change in the albedo due to recent volcanism and poor vegetation may cause local climate effects. In any case, changes in the relief affect climate variations in space.
Violent volcanic eruptions that produce much fine ash, may induce climatic and hydrologic changes in the following days, up to one or two years in the case of extraordinarily large vents in which ash is atmospherically distributed over a large area, even globally. This has small effect on groundwater, as its renovation time is longer. Eruption effects are greater in the chemical composition of recharge, which may have temporal solute increases, among them that of sulfate and fluorine. The effect may appear delayed due to the transit time through the unsaturated zone and is dampened by dispersion and advective mixing.
Water discharging from volcanic formations often has a relatively high silica content and has cations derived from rock alteration, which add to recharge, and possibly a relative high content of phosphorous. This is important for surface water ecology and may be especially relevant in the littoral, where seawater is poor in dissolved silica.

The possible climatic change and the global change affect water resources in volcanic formations, similarly to what happens to other formations. The main effect is in recharge by precipitation, which not only depends on yearly amount, but on distribution along the year. In arid areas, it depends also in the generation of creek runoff that infiltrates in the creek beds or in the alluvial fans. Recharge in volcanic formations may also be affected by changes in the proportion of rain and snow, and the quantity of horizontal precipitation. Aquifers in volcanic formations, even if they are of moderate to small permeability, as they may be thick, may contain large groundwater reserves that allow a better regulation, if quantity and quality are correctly managed. As many of these formations are in mountainous and poorly inhabited areas, this favours their planned use, with less legal and rights conflicts, although the legal aspects have to be carefully considered. This is of interest to mitigate the possible negative effects of climate change.

The study, evaluation and quantification of groundwater in volcanic formations is done in the same way as in other formations, but considering the special genesis of the different volcanic formations, their heterogeneity, the role of fractures and the porous matrix, the wide variation of hydraulic parameters, and the large effect of alteration degree. This needs a especially designed geological mapping or the re-interpretation of that which is available. The use of geophysical methods is limited by the lack of a definite stratigraphy and the physically poorly contrasted materials. In addition, the frequently roughed relief makes difficult the interpretation, which needs experience and dedicated and advanced software. The audiomagnetoteluric method has yielded some good results in high volcanic islands.

In piezometric and hydrodynamic studies, attention has to be devoted to the three-dimensional character, which in volcanic formations is accentuated by a combination of anisotropy and fractures.

To abstract groundwater from volcanic formations, methods have been developed combining those of porous media with those of fractured rock. To emplace a new well or other water work and get a relatively large yield, features of greater hydraulic transmissivity are sought after especially designed studies. Alternatively, it is sought by increasing the probability of intersecting permeable features at enough depth through large penetrations, large diameter and through complementary drainage works linked to the main well or water work. Localizing singularities may be difficult when the unsaturated zone is thick. Large penetration may present problems of groundwater quality deterioration in depth, besides drilling difficulties. The complementary drainage works have to be executed by producing a previous water table drawdown by pumping in the main well, and this is not always possible.

Groundwater caption by means of horizontal galleries in the slopes, further to be expensive if the water table to be intersected is far away, may force the drainage, yielding large flows, but these flows come initially from groundwater reserve depletion, with a final result of small flows, except under special conditions. To keep the large flows, the penetration has to be extended, if this is hydrogeologically, technically, and legally-administratively feasible, but in the long-term this is not sustainable in quantity and quality.

In coastal areas, especially in highly permeable recent volcanic materials or the related sediments, to avoid salinization risk, drawdown has to be limited and penetration has to be small. To get this, skimming galleries can be constructed and carefully pumped from a collector well or an access ramp.

The dikes in the volcanic formations close to the eruption sites, when they are well formed, may manifest in water galleries as sharp flow changes when crossing them, greater than real piezometric changes in the formation. These dikes, when they have the adequate conditions, may be used to anchor bulkheads to be managed to adapt flows to water demand and avoid discharging without use the part of the not needed flow in a given moment and the complementary storage ponds at a lower elevation. Bulkheads may stop all groundwater flow, but a part of it generally circumvents the bulkhead through the formations, and the regulation ponds loss part of the water through evaporation and infiltration.

In volcanic formations, as it also happens in other hydrogeological cases, recharge converts into discharge, bur dampened and delayed, accompanied by the corresponding reserve changes. Recharge is not a hydraulic property of the aquifer but is a function of the piezometric state and consequently of the exploitation state in time and the location of wells.

Natural discharge has functions in nature, as maintaining flows and rivers, depth to the water table, wetland surface area, and geotechnical behaviour of the terrain. Groundwater exploitation produces in the long-term an equivalent decrease in water available in nature, with a transient period during which reserves are depleted. The transient period may last from months in the case of diffusive small systems to hundreds of years in low diffusivity large systems. In medium size volcanic islands, this time may be of decades. Available groundwater resources are those resulting from taking into account discharges to nature to be preserved, plus those outflowing from the aquifer and non-recoverable for human use, as the go to the sea without large enough reduction by groundwater abstraction at medium and high elevation. Attempts to get these resources in the coast are hindered by salinization problems, even if wells are numerous to diffuse the abstraction pattern.

The recent volcanic formations in depressions, especially in those closed by tectonics or by lava flows, there are poorly consolidated clastic and volcanoclastic sediments. They are associated generally to lake environments. These sediments are under natural compaction, resulting in land surface subsidence. This subsidence accelerates if new volcanics or other natural and artificial surcharges are emplaced on them and increase the weight, and still more if interstitial water pressure decreases due to pumping in wells. Generally, these wells are preferentially open in clinker lavas and coarse, well-classified volcanoclastic sediments.

In arid and semiarid areas, groundwater exploitation may exceed recharge under the conditions of a given moment. Then, continuous groundwater reserve depletion is produced, which also called groundwater mining. This means every time deeper piezometric levels and sometimes a progressive deterioration of water quality, increasing cost of abstraction due to the increment of energy to pump, and in some places great land surface subsidence.

Groundwater management in volcanic formations, as in the other formations, looks for supplying water demand with guarantee that the water is available for the different uses, including nature, under changing conditions along time and evolving circumstances. Management refers to aquifers but to water demand as well, as this demand may be excessive or may be decreased by changing the uses. Management may be structural, when new hydraulic activities are introduced, as water import, regulation increase, and managed artificial recharge. Management may also be non-structural, often focusing in water demand, as legal norms, priority use rules, taxation, water rights rescue or purchase, increased energy cost, specially designed subsidies, etc.

There are not specific legal and administrative principles derived from groundwater exploitation in volcanic formations and islands, although there are some different methods to confront problems in autonomous and sovereign territories of this nature. These norms and water administrative ways are generally dominated by climatic, environmental, water demand, social conditions, and religious and communal nature conditionants. What is applied in larger territories is commonly extended to volcanic territories, although in some cases local modifications that do not change the main rules are introduced. What is more specific worldwide is possibly the Water Act of the Canary Islands, developed for an autonomous, fully volcanic territory. The Water Act of Spain is the subsidiary law and what is ruled in the European Water Framework Directive is compulsory transposed.

Something similar can be said from institutions relative to water management, water users' associations and how to relate water offer with water demand. Problems are generally local and are confronted with solutions at this level, inside the norms and administration at a higher level. In local solutions, the specific volcanic conditions have an effect, but not as regulations but as attempts of good practice based in experience, in honoring recognized rights, service to society, and environmental protection and the associated ecosystemic services. Seldom is this conveyed to a higher level with rules, but this exists in the Canary Islands, where there is a developed water trade in water markets, mostly but not only groundwater, in a specific legal framework. However, the incorporation of industrial water to the system, the increasing water winning cost, the legal restrictions forced from abroad, not always the most appropriate, and the water offer by public institutions and facilities, is introducing important changes in the traditional system. These changes may be more administrative and occasional than essential, and do not necessarily point to a change of paradigm in water use and to approach sound governance.

Groundwater abstraction, its usage and making it available have important ethical and moral implications. In volcanic formations, they apply similarly to other cases. In islands, they are enhanced due to isolation relative to access to water resources in other areas, the possibility of greater social costs and increased pressure by a social framework that is highly interrelated and prone potentially to the dominance of a few persons and groups. This may explain non-ethical behaviour and tolerance of situations out of law, as is the case in many places, but more difficult to correct, as action should be born inside. Correction attempts from outside are often considered an inference, and this unites internal reaction against it, even if this means water supply problems, environmental damage and side-gains for a few.

Well-documented cases of continuous groundwater reserves depletion (groundwater mining) in volcanic formations are scarce and come mostly from arid areas. There are good examples in western North America. In other cases, with quite good studies, groundwater mining is still in its beginning, and controlled to avoid damage to locals and highly valued ecosystems, as in northern Chile and southern Peru. In other cases there is no actual water mining, as recharge is enough for recovery in reasonable time or the aquifers do not have reserves for long-term mining but seasonal or limited to droughts. There are examples in volcanic terrains. True groundwater mining happens in the islands of Gran Canaria and Tenerife, in the Canary Islands, but with different conditions from one island to another. Groundwater mining is often considered a negative situation, ethically doubtful. However, in many cases groundwater mining has been the source of economic and social development and may continue during some decades under favourable conditions. However, this is non-sustainable in the long term. A change of paradigm in water use is needed or new water resources have to be provided. This additional water may solve short-term problems, but may create other late serious problems, which are not generally foreseen and there are no funds to correct damage.

Notas generales

Nota geográfica.

Se mencionan muchas localidades. En general no se incorporan figuras ni mapas con su ubicación. El lector puede encontrar y localitzar las lugares geográficos en atlas o en la web o en Google Earth.

Nota sobre el contenido.

Lo que se presenta se basa en la documentación escrita y oral a la que se ha tenido acceso, sin una búsqueda bibliográfica profunda especializada y sin realizar estudios específicos adicionales. Las evaluaciones y valoraciones han de entenderse en ese contexto y explican ciertas inconsistencias al usar fuentes diversas y de diferentes momentos. El contenido trata de mostrar el mejor conocimiento actual, aunque en ocasiones puede haber problemas de interpretación de las fuentes o por no especialización y experiencia directa del redactor.

Nota sobre el detalle del contenido.

Este informe tiene como objetivo reunir de la forma más ordenada posible el actual conocimiento de la hidrogeología y recursos de agua subterránea de las formaciones e islas volcánicas, en una primera parte general que se inicia con los aspectos vulcano-geológicos para pasar a los hidrogeológicos, en una segunda parte en que se trata de resumir parte de lo que se conoce de las áreas volcánicas más importantes y con más información hidrogeológica, frecuentemente con contenidos descompensados por el tipo de información disponible, y una tecera parte sobre aspectos específicos de interés hidrogeológico y su extensión en ámbitos económico sociales.

Nota sobre las figuras.

En su mayoría, las figuras están tomadas de las referencias, tal como están y con la calidad con que se encuentran. Algunas pueden tener resolución deficiente, rotulaciones y cifras no legibles (se trata de compensar dando indicaciones en el pie de figura) o contenidos que faltan o sobran. Una parte de ellas han sido rehechas por los expertos colaboradores.

Nota idiomática.

Los nombres geográficos y de instituciones se presentan preferentemente según la toponimia y designación local, con indicación de la designación castellana cuando parece conveniente, o empleando designaciones comunes.

0 Introducción general

0.1 Introducción

El volcanismo es un importante proceso geológico que origina muchas formaciones de gran importancia desde muy numerosos puntos de vista, algunas de poca extensión superficial y en profundidad y otras que ocupan grandes territorios tanto continentales como oceánicos y con potencias de hasta algunos km. Se han producido a lo largo de toda la historia de la Tierra, aunque las más antiguas suelen estar muy modificadas petrológicamente, de modo que en la práctica es difícil distinguirlas de rocas de igual o similar composición y textura de origen intrusivo, las que en ocasiones pueden ocupar mayores extensiones territoriales.

A los efectos de este informe-libro, el interés se centra principalmente en las formaciones volcánicas Mesozoicas y posteriores y tanto más cuanto más recientes, tanto por su potencial carácter acuífero cómo acuitardo en relación con otras formaciones del territorio. En unos lugares las formaciones volcánicas son raras, pero en otras, como en grandes provincias volcánicas e en islas, son las únicas o las dominantes. En el territorio español, en el que se pone especial énfasis, las formaciones volcánicas son escasas en la Península Ibérica, pero son las únicas o las dominantes en cada una de las siete islas del Archipiélago de Canarias.

Las formaciones volcánicas son muy diversas en constitución, circunstancias y propiedades. En general son notablemente heterogéneas y anisótropas bajo muchos puntos de vista y tienen permeabilidades que cubren un rango mayor que las de otras formaciones geológicas, desde prácticamente impermeables hasta las que dejan fluir más fácilmente el agua subterránea a través suyo cuando están saturadas.

Como se expone en la siguiente Sección 1.2, este informe se centra en los aspectos hidrogeológicos, con énfasis en los recursos de agua subterránea, con visión lo más integradora posible. Otros aspectos como los de riego a la población, relación con la biosfera, recursos minerales y de rocas, recursos energéticos o paisajísticos, no se consideran o sólo se alude a ellos marginalmente.

0.2 Objetivos y contenido

El objetivo de este informe-libro de acceso libre son los aspectos hidrogeológicos y relativos a la existencia de reservas y recursos de agua subterránea en las formaciones volcánicas y las relacionadas con las mismas, tanto continentales como insulares. Otros aspectos no se consideran o sólo se mencionan marginalmente. Se tratan los aspectos referidos desde un punto de vista aplicado y con visión integral de los recursos de agua en el contexto del ciclo hidrológico y de las esenciales vinculaciones medioambientales. La visión integral supone tener en cuenta los aspectos de gestión, económicos, legales, administrativos, sociales, ético-morales y de gobernanza.

No se ha intentado un tratado comprensivo que desarrolle los aspectos teóricos y de aplicación general, que no son específicos de las formaciones e islas volcánicas, sino que son el soporte científico y tecnológico de la hidrología de aguas subterránea y de la hidrogeología. Esos aspectos se desarrollan en diversos textos e informes, que se mencionan oportunamente. Sólo se desarrolla lo que es de carácter específico. Entre los trabajos generales o con una parte general teórica y aplicada, con sus fundamentos científicos, se pueden encontrar en otros documentos del autor, como el texto Hidrología subterránea (Custodio y Llamas, 1976/1983) y los libros electrónicos de acceso libre MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019) y también en CIHS (2009).

Para la realización de este informe no se ha efectuado un inventario de formaciones e islas volcánicas, sino que se han seleccionado y singularizado aquellas que aportan conocimiento para cubrir el objetivo. Otras situaciones se mencionan en las introducciones o se obvian. Se parte principalmente de la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970, a lo que se añade la experiencia directa en determinados casos derivada de trabajos, campañas y visitas detalladas. Para la preparación se ha seguido una metodología similar a la de los libros electrónicos antes mencionados, si bien por razones del ámbito mundial no se han realizado entrevistas ni visitas especialmente programadas con ese objetivo, pero esto se compensa sobradamente con más de 50 años de trabajos, reuniones, visitas y docencia en relación con el tema. En lo posible se ha tratado de que algunas personas expertas comenten y revisen partes del texto, y eso se hace constar oportunamente.

Los comentarios y desarrollos aportados, en ocasiones pueden tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de los contenidos de estos o por sesgos, aunque se ha tratado de compensar estas deficiencias en lo posible. De acuerdo con el índice establecido, se consideran tres partes con un total de 15 capítulos. La primera parte contiene los aspectos de conocimiento básico y específico, con 5 capítulos en los que se parte de los aspectos más vulcanológicos para enmarcarlos en los hidrogeológicos y de recursos de agua subterránea. En la segunda parte, con 6 capítulos, se ordenan los datos relevantes hidrogeológicos y de recursos de agua subterránea en las formaciones e islas volcánicas de las que se ha dispuesto de suficiente información, con introducciones de carácter más amplio. En la tercera parte se tratan los aspectos específicos en relación con la gestión, socio-economía y gobernanza, con 4 capítulos.

0.3 Fuentes de conocimiento específicas en relación con el volcanismo

Las publicaciones y textos en relación con el volcanismo son numerosos, pero raramente contienen consideraciones hidrogeológicas y de recursos de agua subterránea; como ya se ha mencionado anteriormente. Las citas que se dan a continuación están referenciadas en la Sección 1. El presente informe parte de los conocimientos reunidos durante el Simposio Internacional sobre hidrología de terrenos e islas volcánicas, que tuvo lugar en Arrecife de Lanzarote, Islas Canarias, del 4 al 8 de marzo de 1974, dentro del proyecto SPA-15 del PNUD (Programa de Naciones Unidas para el Desarrollo) y el Ministerio de Obras Públicas del Gobierno español y realizado por UNESCO, Centro de Estudios Hidrográficos y Servicio Geológico de Obras Públicas (SPA-15, 1975). Los conocimientos presentados y desarrollados, junto con un análisis de documentación disponible dio lugar a la publicación Geohidrología de Terrenos e Islas Volcánicas (Custodio, 1978), que es el antecedente de este informe-libro y que en buena parte es un documento introductorio único y válido. Otros intentos posteriores con visión hidrogeológica han sido una reunión de casos, como por ejemplo un número de Hydrogéologie (BRGM. 1988).

Los métodos de estudio y evaluación hidrogeológicos y de recursos de agua subterránea en medios volcánicos, en parte son comunes con los que se dan en otros tipos de formaciones geológicas, con las que comparte los principios generales. En este sentido, textos generales y referentes a situaciones específicas se pueden encontrar en las numerosas referencias de este informe y otros numerosos textos. Buena parte de los métodos están incluidos en Custodio y Llamas (1976/1983), CIHS (2009) y RAEMIA (2019). Se incluyen trabajos que, siendo de otras disciplinas, guardan una relación estrecha con ciertos aspectos que interesan al considerar las formaciones volcánicas, como la meteorización (Ollier, 1984) o la aplicación de los isótopos ambientales (Clark y Fritz; 1987; RAEMIA, 2019).

A título de ejemplo se dan algunas referencias. Los aspectos en relación con los volcanes han sido objeto de diversos textos y recopilaciones (Bullard, 1976; Francis, 1993; Siebert et al., 2011; Sigurdsson et al., 2015; Sheth, 2018; IC, 1997), así como la vulcanología (Williams y McBirney, 1979; Araña Saavedra y López Ruiz, 1974; Araña Saavedra y Ortiz Ramis, 1984). Otros textos hacen referencia a aspectos más específicos, como los riesgos (UNESCO, 1971), los represamientos fluviales por coladas de lava (Hamblin, 1994), los piroclastos (Fisher y Schminke, 2012), el volcanismo explosivo (Sheridan y Barbieri, 1983) o la formación de grandes calderas. Estos textos tratan estructuras de interés y vinculadas a la hidrogeología, pero sin hacer referencia explícita a ello. Los trabajos de Macdonald (1972) y Macdonald et al. (1983) se refieren a las islas volcánicas oceánicas. Muy diversos temas en relación con el vulcanismo, con el mismo comentario de la ausencia de consideraciones hidrogeológicas, han sido recopilados en la colección de libros Development in Volcanology (DV, 1983-2011) y muy diversos artículos se encuentran en las revistas Journal of Volcanology and Geothermal Research (JVGR) y Advances in Volcanology, ligada al Bulletin of Volcanology, que comenzó en 1922 y lo publica la International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI).

Como se ha dicho anteriormente, los textos y artículos generales referentes a la Hidrogeología volcánica y recursos de aguas subterránea en relación con las formaciones

volcánicas, tanto insulares como continentales, son raros. Entre los primeros textos se cita el de Powar y Thigale (1986), pero no se ha podido localizar. En relación con el Simposio sobre Recursos de Agua en Islas Volcánicas organizado en 1975 en Arrecife de Lanzarote (Islas Canarias) por UNESCO y la Dirección General de Recursos Hidráulicos del Ministerio de Obras Públicas del Gobierno de España, se publicó un texto general (Custodio, 1978), que recogía lo ya incorporado en el texto Hidrología Subterránea (Custodio y Llamas, 1976/1983) y lo extendía notablemente. Una síntesis se publicó posteriormente (Custodio, 2007). Estas citas se referencian en la Sección 1.

Hidrogeología y recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas.

Primera parte:

Volcanismo, formaciones y aguas subterráneas

Capítulo 1

Formaciones volcánicas y su distribución

Contenido: Se expone el origen del volcanismo terrestre y los tres procesos principales: hendidura tectónica (*rift*) en áreas de extensión, arco insular en áreas de subducción y puntos calientes. Se muestra dónde está el volcanismo y sus formaciones recientes y se pone el énfasis en las que pueden tener interés hidrogeológico y ser el origen de recursos de agua subterránea. Se encuadran los aspectos en relación con la hidrogeología y los recursos de agua subterránea y su metodología de conocimiento y estudio en relación con el volcanismo. Se comentan sucintamente las fuentes de información.

Notas generales

El objetivo de este informe-libro es abordar los aspectos hidrogeológicos y los relativos a las características y existencia de reservas y recursos de agua subterránea en las formaciones volcánicas. Otros aspectos no se consideran o se mencionan marginalmente.

No se realiza un inventario de formaciones e islas volcánicas, sino que se seleccionan y singularizan aquellas que aportan conocimiento orientado al objetivo. Otras situaciones se mencionan en las introducciones o se obvian.

Una parte significativa del contenido se basa en los informes MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019) disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua, y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología de los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

Esta monografía se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970, a lo que se añade la experiencia directa en determinados casos, que se deriva de campañas y visitas detalladas y de trabajos de investigación y profesionales. Pero no se ha cubierto todo el posible panorama con búsquedas adicionales para cubrir vacíos sobre aspectos o situaciones con escasa documentación disponible.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de estos o por sesgos por parte del redactor, aunque se ha tratado de compensar estas deficiencias.

Las figuras se han tomado en buena parte de los documentos disponibles, con la calidad que tenían, que a veces es bastante deficiente, pero se han mantenido si aportan información relevante.

Muchas de las localidades mencionadas no están explícitamente identificadas o no figuran en la información gráfica. Los lectores las pueden localizar acudiendo a las fuentes electrónicas y documentales de información que son de uso común actualmente.

Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales. Se da la designación anglosajona o en otra lengua cuando aparecen por primera vez, cuando se ha creído relevante. En el breve glosario y lista de símbolos se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 1

1 Formaciones volcánicas y su distribución

1.1 Génesis del volcanismo

1.2 Zonas volcánicas

1.3 Volcanismo, hidrogeología y recursos de agua subterránea

1.4 Métodos de conocimiento y estudio hidrogeológico

1.5 Agrupaciones con visión vulcano-hidrogeológica

1.6 Agradecimientos y créditos

1.7 Referencias

1 Formaciones volcánicas y su distribución

1.1 Génesis del volcanismo

El planeta Tierra tiene la constitución esquematizada en la Figura 1.1.1. Consiste en un núcleo (*core*) metálico de hierro y níquel, a alta presión y a alta temperatura mantenida óhmicamente por corrientes eléctricas y la compactación gravitatoria. El núcleo interno es sólido y el externo es fluido, en cuanto a la propagación de las ondas sónicas. El núcleo está rodeado de una gran masa de silicatos, que forman el manto (*mantle*). Son silicatos dominantemente magnésicos, a gran presión y a alta temperatura por calor conducido desde el núcleo más el calor generado en su parte más externa de silicatos de aluminio, por la desintegración de los elementos radioactivos de muy largo periodo de semidesintegración, principalmente uranio y torio y sus descendientes. La temperatura decrece hacia el exterior, pero se mantiene elevada en el límite más externo del manto. La parte más externa, rodeando al manto, es la corteza terrestre, dividida entre oceánica y continental, sobre la que están los sedimentos marinos y continentales.

El manto es rígido, aunque puede fluir muy lentamente, excepto en la parte más externa, en la que tiene un comportamiento tendiendo a plástico cuando actúan esfuerzos diferenciales. La corteza se comporta como rígida. Como se expone en la Sección 2.2 del Capítulo 2, el manto se puede fundir total o parcialmente, dando origen al magma, que puede fluir. El material fundido es menos denso que la roca sólida de igual composición y aún más si se produce diferenciación química que separa como sólidos los minerales más densos. El sistema agua-hielo no es un símil utilizable, ya que en este caso el agua es más densa que el hielo.

El magma se puede producir en la parte externa del manto y también a gran profundidad, incluso en el entorno del límite núcleo-manto. El tiempo de fluencia hasta su salida al exterior o cristalización a poca profundidad es muy variable, desde miles hasta millones de años.

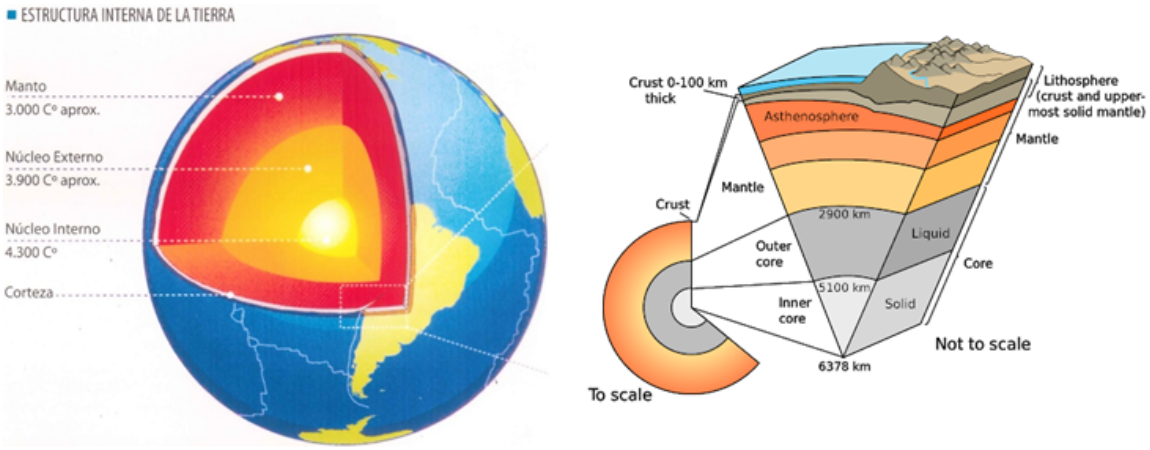


Figura 1.1.1 Esquema de la estructura del planeta Tierra.

La generación de magma y su enfriamiento bajo la superficie de la Tierra da origen a las rocas ígneas intrusivas, entre las cuales las más abundantes son los granitos. Los magmas que logran salir de algún modo al exterior, en el fondo marino o bajo la atmósfera, forman las rocas volcánicas. En el continente e islas, estas rocas volcánicas pueden discurrir sobre la superficie como coladas de lava (lava flows) o trocearse antes de enfriarse y endurecerse, dando lugar a la tefra o piroclastos. Los piroclastos lanzados al aire tienen una caída balística, con tamaños desde bloques a polvo y ceniza muy fina, esta última afectada por el viento. El material depositado forma tobas de caída aérea. También los piroclastos pueden incorporarse a la masa gaseosa muy caliente y dar origen a coladas piroclásticas o nubes ardientes (glowing clouds), que depositan tobas de flujo o ignimbritas (tuff flows, ignimbrites). El magma tiene una parte volátil disuelta que al disminuir la presión se separa como gas y substancias volátiles, que se consideran en la Sección 2.4 del Capítulo 2. Además, el volcanismo tiene asociadas formaciones intrusivas que resultan del enfriamiento de magma en cámaras magmáticas (magma chambers) a profundidad pequeña y moderada y diques (dikes), tanto de tendencia vertical (dique propiamente dicho) como horizontal (sill, dique-capa, repisa), además de masas que se consolidan antes de salir, como pitones volcánicos y tapones de magma (magma necks).

Según Kelemen (2009), el proceso de formación y acumulación de magma se inicia con la generación de gotículas de roca líquida a profundidades superiores a 150 km, a modo de sudor interno de la roca, aunque bajo las dorsales centro-oceánicas (medio-oceánicas, meso-oceánicas) el origen está en los primeros 45 km. Estas gotículas se mueven a una velocidad del orden de 10 cm/a. No existe la enorme cámara magmática a la que en ocasiones se hace referencia y se plasma en dibujos esquemáticos a causa de la muy distinta escala horizontal y vertical. Esta parte superior del manto está a unos 1300 oC, con un gradiente de presión de 330 atm/km. Las gotículas fundidas ascienden al ser menos densas que la roca ambiental y más aún al cambiar su composición química. En un basalto se disuelve piroxeno y se precipita olivino, con lo que disminuye su densidad. Las gotículas coalescen y forman gotas cada vez mayores y evolucionan hacia masas fundidas de tamaño creciente. Así se forma una red arborescente invertida que puede acabar en canales discretos de magma, de forma alargada. Los canales pequeños coalescen para formar otros mayores de ≥100 m de extensión (Figura 1.1.2). El proceso se esquematiza en la Figura 1.1.3 para el volcán activo Kilauea (Isla Grande de Hawaii). Más del 90% del magma se concentra en el 10% del área disponible. En el magma basáltico domina el olivino y sólo en los bordes se disuelve piroxeno. Finalmente, el magma se canaliza por bandas de unos 5 km de ancho, de unos 100 km de desarrollo vertical, que fluye por grandes fracturas. La acumulación de magma en profundidad forma una cámara magmática, que en realidad es roca con una fracción importante de magma (alta porosidad). La forma común es alargada hacia arriba, aunque por la deformación de escalas en las representaciones se muestra como una bolsa. Puede haber varias cámaras superpuestas en profundidad.

Cuando la corteza oceánica envejece y se enfría, se torna más densa y se hunde en el manto en zonas de subducción, dando lugar a ofiolitas, que son gruesas secciones de fondo oceánico antiguo y manto subyacente. Estas ofiolitas pueden manifestarse en la superficie del continente cuando son empujadas hacia arriba debido a la colisión de dos placas tectónicas (véase la Sección 3.1.2 del Capítulo 3).

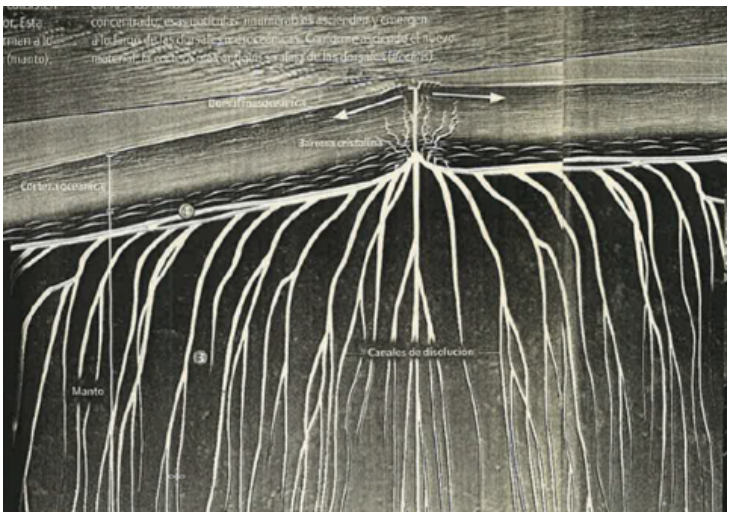


Figura 1.1.2 Formación del magma bajo una dorsal centro-oceánica por coalescencia de gotículas en canales cada vez más grandes y extensos (extraído de Kelemen, 2009)

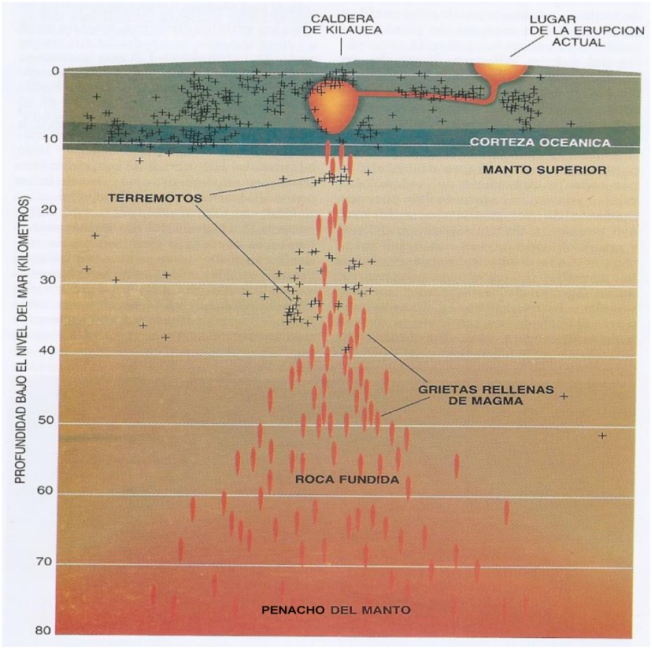


Figura 1.1.3 Ascenso de magma al relajarse la presión, hasta almacenarse en una cámara a pocos km de profundidad, desde donde puede ascender verticalmente o desplazarse horizontalmente hasta emerger en el flanco del volcán (Dvorak et al., 1997). Inspirado en el volcán activo Kilauea, en la Isla Grande de Hawaii.

Las erupciones de lava añaden constantemente material sobre las placas, como en el caso de la litosfera oceánica a ambos lados de las dorsales centro-oceánicas. A medida que las partes más antiguas de las placas se van alejando de la dorsal, dejando paso a lava nueva y caliente, se enfrían gradualmente. Cuanto más se enfría la corteza más densa se vuelve y más se hunde en el manto. Para la corteza oceánica en mar abierto, lejos de la cresta de una dorsal, el fondo marino y su base de corteza oceánica se hallan unos 2 km más profundos en media que el fondo y la corteza que subyace directamente bajo la dorsal.

El volcanismo se manifiesta de tres formas principales, que se esquematizan en la Figura 1.1.4. En dos de los casos se aprovechan fracturas de gran escala de las placas terrestres, como fallas de distensión, fallas transformantes simples o escalonadas y líneas de compresión con ruptura. El volcanismo de arco insular (*island arc*) está asociado a acortamiento, con una placa tectónica subduciendo (hundiéndose, siendo llevada hacia abajo) bajo otra; el volcanismo es principalmente de fusión de la corteza terrestre que subduce, dominantemente pero no exclusivamente andesítico y que aparece desplazado respecto a la zona superficial de falla, como por ejemplo el Macizo Central francés respecto a los Pirineos; los esfuerzos de subducción provocan una línea de hundimiento por efectos tensionales que forma una fosa (*trench*). El volcanismo de hendidura (fosa, *rift*) se produce donde las placas se separan y el espacio se sutura con la salida de magma, que originariamente es basáltico; la alineación de volcanes da origen a una dorsal (*ridge*). El volcanismo de punto caliente (*hot spot*) emite lava basáltica cuyo origen primario es la parte profunda del manto y en principio lo hace de forma independiente de las placas tectónicas.

Las formas de volcanismo comentadas son las típicas, pero puede haber desviaciones según las distintas situaciones, del momento de la evolución y de la escala a la que se observen, en especial en situación continental, de modo que en ocasiones no todos los investigadores coinciden en la explicación. La relación isotópica del helio en el magma, $^{3}He/^{4}He$, relativa a la de la atmósfera actual ayuda a discernir si el magma es de la base del manto o de la parte superior del mismo y la contribución al magma de la fusión de corteza que subduce.

En el volcanismo oceánico, el más extenso, se distingue entre basaltos de fosa medio-oceánica (MORB, *mid-ocean rift basalts*) y basaltos de islas oceánicas (OIB, *ocean island basalts*). La fricción de la placa que subduce crea un fuerte estado tensional que se disipa mediante seísmos con foco en el entorno de la placa a distintas profundidades, unos frecuentes de baja y media intensidad y otros más distantes en el tiempo de gran intensidad. La Figura 1.1.5 es una representación a escala planetaria. El basalto sometido en profundidad a alta presión se hace más compacto (eclogita).

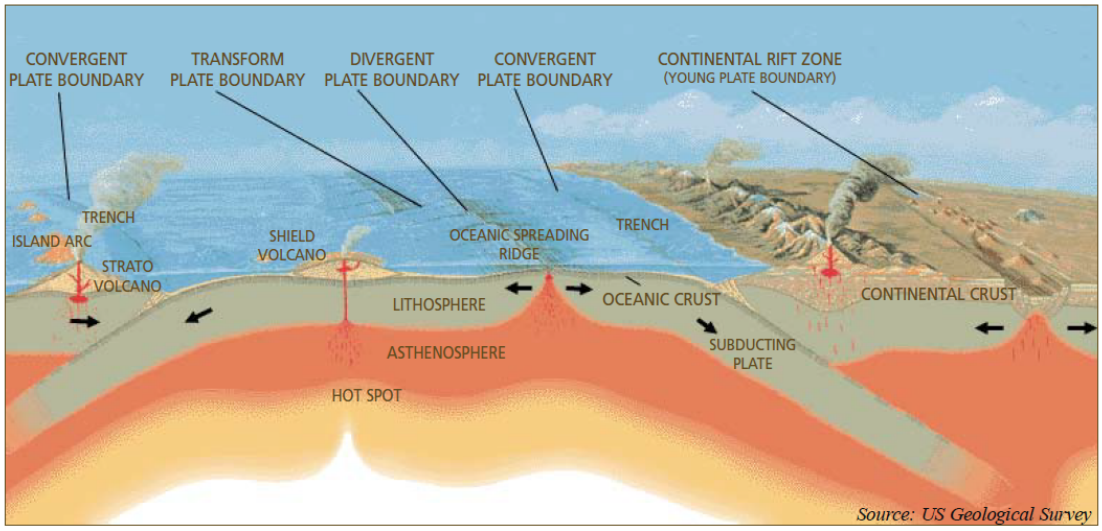


Figura 1.1.4 Esquema de las capas superiores de la Tierra y su geodinámica. El límite entre litosfera rígida y la astenosfera plástica coincide con la zona de despegue, sobre la que se desplazan las placas litosféricas (tectónica), cuya mayor potencia se alcanza bajo los escudos más antiguos de los continentes (cratones). En el esquema puede distinguirse la corteza continental y la oceánica. En la astenosfera hay células de convección y zonas de generación de magmas, que son predominantemente toleíticos, alcalinos y calcoalcalinos. Modificado de Simkin et al. (1989), según dibujo de J. Caldwell y USGS (2005). De izquierda a derecha se muestra un arco insular y zona de subducción (por ejemplo, Japón y Filipinas), un punto caliente (por ejemplo, la isla de Hawaii), una zona de hendidura (rift) de dorsal medio-oceánica divergente (por ejemplo, la elevación del Pacífico y la dorsal medio-atlántica), una zona de subducción bajo la placa continental (por ejemplo, las Cascade Mountains, NW de USA) y la zona de hendidura (rift) continental (por ejemplo, la del Este africano).

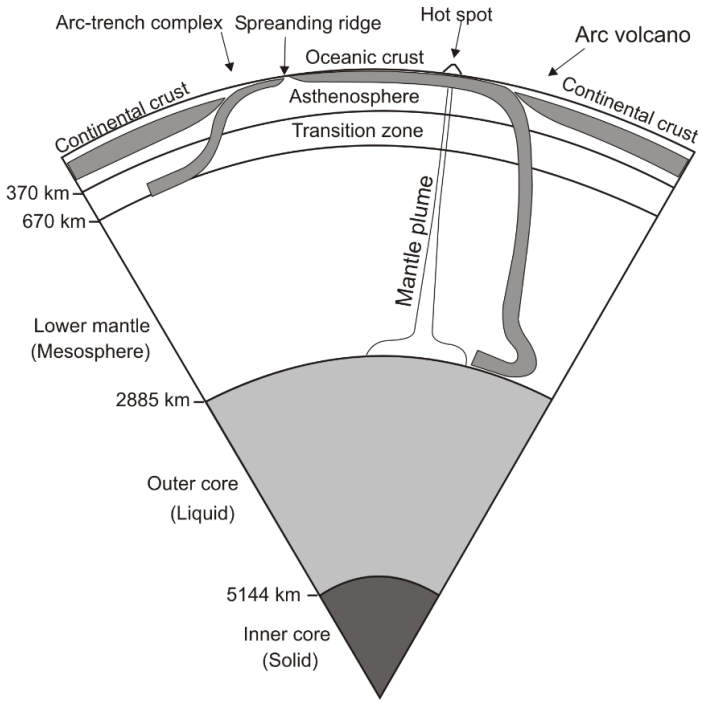


Figura 1.1.5 Sección esquemática de un sector de la Tierra que muestra la escala de las zonas de subducción, que el lado derecho penetra 660 km y en la parte izquierda se estanca por encima de la discontinuidad (Stern, 2002). Davies (1990) muestra un esquema similar para una corteza oceánica que subduce de 125 km de espesor.

La longitud total de las zonas de subducción de la Tierra es de unos 55.000 km (Stern, 2002). La Figura 1.1.6 representa con mayor detalle una zona de subducción, con indicación de la zona de generación de magma, a unos 150 km por debajo de las manifestaciones volcánicas resultantes. La placa que se hunde (subducida) puede hacerlo a pequeña inclinación (tipo chileno) o con gran inclinación, para acabar casi vertical (tipo Las Marianas) antes de desaparecer por fusión. Esto afecta a la fosa que se origina donde se inicia la subducción y a la distancia a la que se manifiesta el volcanismo. Estas zonas de subducción pueden responder a un único proceso o a más de uno (Andes del N de Chile). El que la forma sea una u otra depende del sentido del empuje y de cómo se realiza la fijación profunda (anclaje), como muestra la Figura 1.1.7 en tres casos.

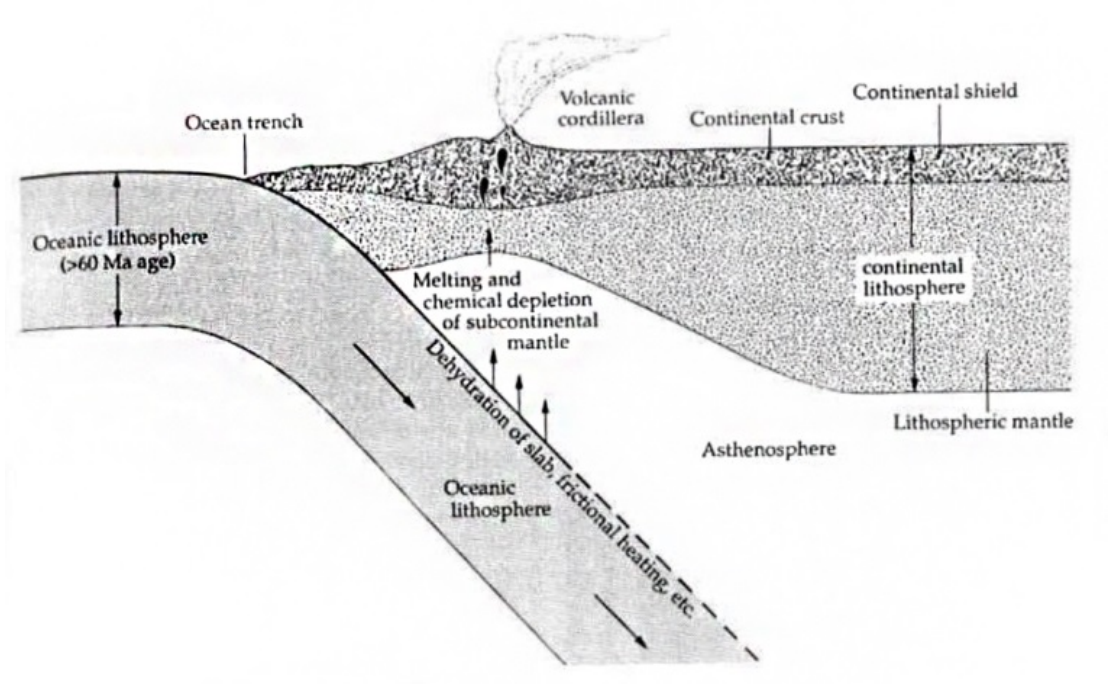


Figura 1.1.6 Corte esquemático de los primeros 150 km de una zona de subducción y margen (borde) continental (Stern, 2002). Los volcanes están unos 150 km por encima del techo de la placa descendente.

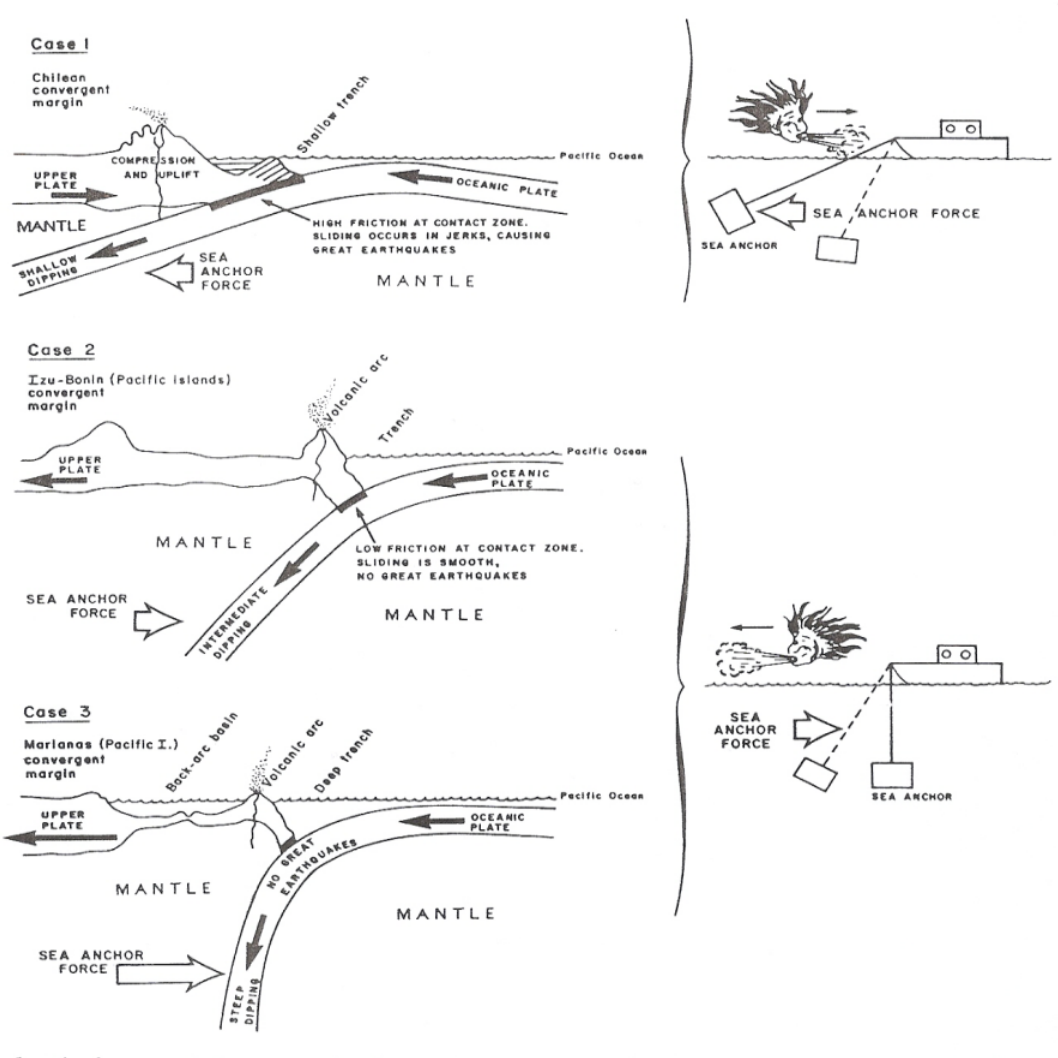


Figura 1.1.7 Importancia de la inclinación a la que se hace la subducción de la placa. Figura superior: Subducción en el borde entre la placa sudamericana y la placa pacífica, cuando el anclaje marino empuja a la corteza oceánica contra la corteza continental y levanta los Andes. Figura media: convergencia de Izu-Bonin y figura inferior: convergencia de Las Marianas, en que las placas superiores se alejan de las placas descendentes lo suficientemente rápido como para disminuir la fricción y producir en ocasiones cuencas de tras-arco (Carlowicz, 1995).

Se pueden combinar procesos de subducción compresivos con procesos de extensión, como muestran las Figuras 1.1.8 y 1.1.9 para zonas tras-arco y velocidades del orden de 10 cm/a para la extensión y de 1 cm/a para el acortamiento.

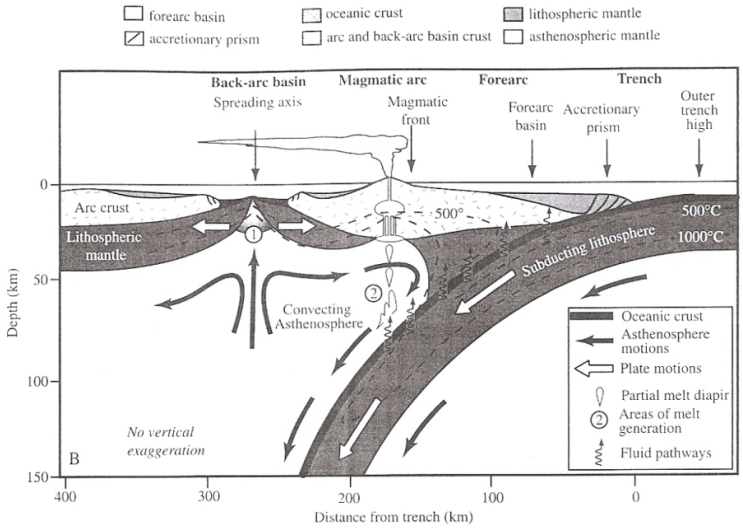


Figura 1.1.8 Formación de una fosa tras-arco frente a una zona de subducciónde debida a los flujos convectivos del manto (Stern, 2002).

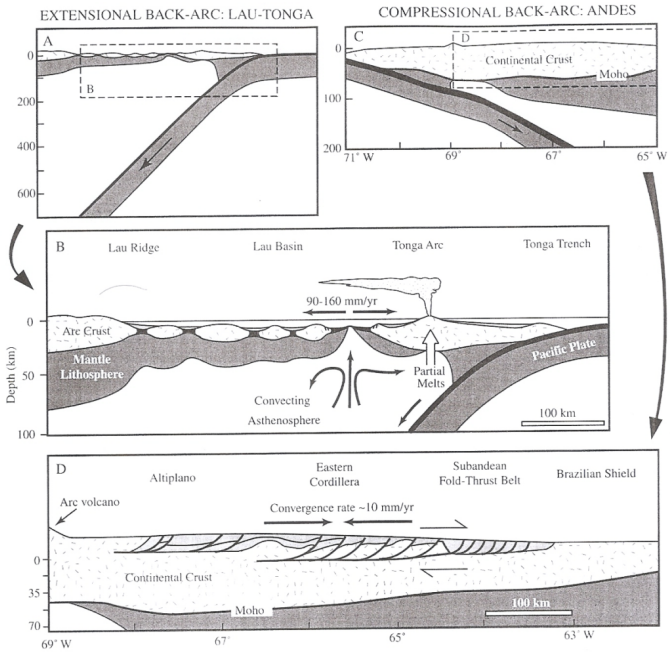


Figura 1.1.9 Variabilidad tectónica tras los arcos magmáticos. Esquemas inspirados en la cuenca del Lau- Tonga (A) y en los Andes bolivianos (B). La parte de color gris obscuro representa la litosfera y la parte clara debajo es la astenosfera. Las figuras C y D amplían los detalles de las porciones recuadradas en las figuras A y B, respectivamente, sin exagerar la escala vertical. Son tipos extremos de zonas de subducción, según la edad de la litosfera que se está subduciendo (según Uyeda y Kanamori-1979, en Stern, 2002).

En los bordes de placas convergentes se produce preferentemente erosión tectónica, que reduce el volumen de formaciones, si la tasa de convergencia es >6±0,1 cm/a y la cobertura media es <1 km. Se produce acreción (acumulación de formaciones) si la tasa de convergencia es <7,6 cm/a y la cobertera media >1 km (Smellie, 1994).

El progresivo calentamiento de la placa que subduce produce cambios mineralógicos por deshidratación de las rocas de la placa y fusión parcial con separación gravitacional de los minerales más densos y menos fusibles (Figura 1.1.10).

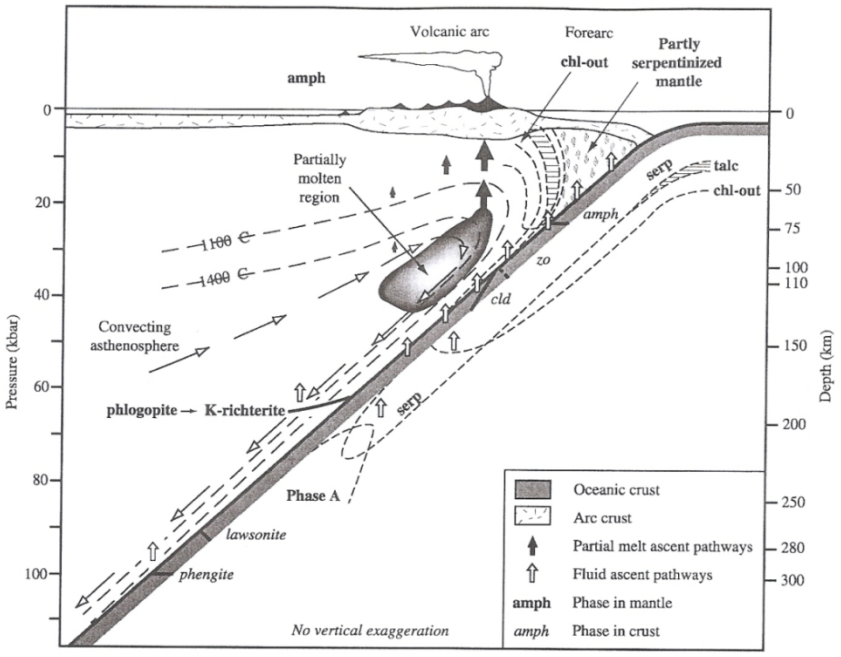


Figura 1.1.10 Explicación de la deshidratación de la peridotita y corteza oceánica subducidas en continuo hasta 150-200 km, lo que permite mantener el aportar de agua al manto superior. En la parte sombreada se produce fusión parcial y da origen a gotículas de magma que ascienden (Stern, 2002). Chl = clorita; Cld = cloritoide.

La posición planetaria de los ascensos que dan lugar a los puntos calientes se ha considerado como fija, aunque es lentamente variable en el tiempo (Christensen, 1998), al menos en Hawaii, pero menos que las placas tectónicas. Así, a lo largo del tiempo, las manifestaciones de un punto caliente, que en realidad son una amplia mancha caliente con varios posibles ramales cerca de la superficie, se desplazan relativamente (Véase la Sección 3.1.3 del Capítulo 3). Esto deja una traza geográfica, que está bien definida en los archipiélagos de Hawaii y de Canarias. En Canarias, el desplazamiento del volcanismo inicial de escudo se ha desplazado con la placa oceánica desde el borde del continente africano hacia el oeste a unos 4 m/siglo. Las Figuras 1.1.11 y 1.1.12 muestran el desplazamiento en las islas del archipiélago de Hawaii y la Figura 1.1.13 el desplazamiento de la posición geográfica de los puntos calientes de la alineación Deccan-Chagos y Mascareñas-La Reunión. Según Emerick y Duncan (1982) hay una relación entre la duración del volcanismo de punto caliente insular y la velocidad de desplazamiento relativa de la placa (Figura 1.1.14).

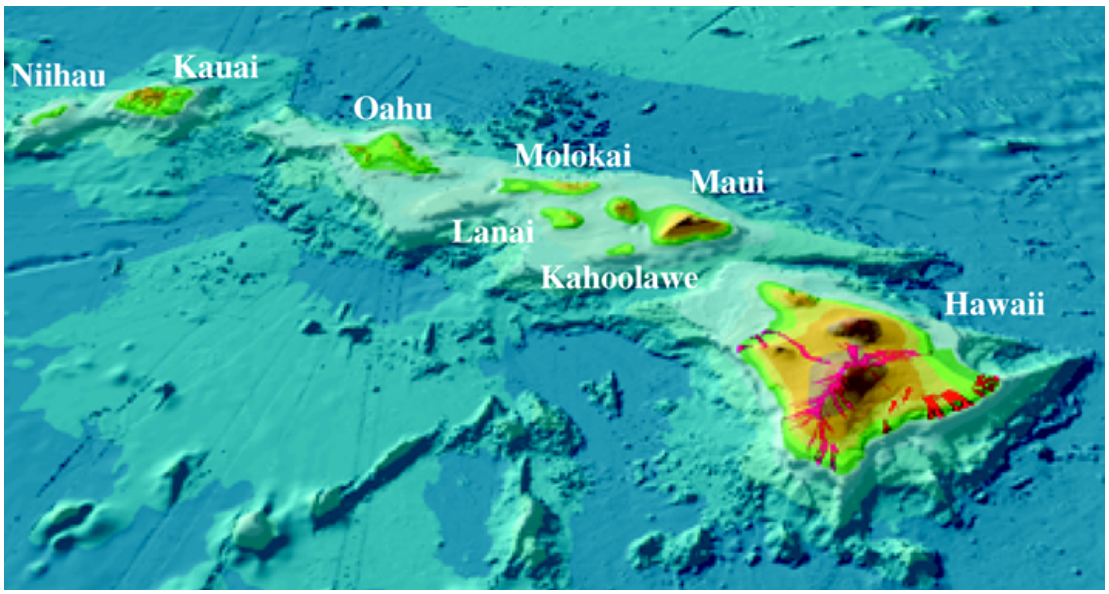


Figura 1.1.11 Cadena de volcanes del archipiélago de Hawaii y fondo marino próximo (imagen de J. Robinson, en Carracedo y Tilling, 2003).

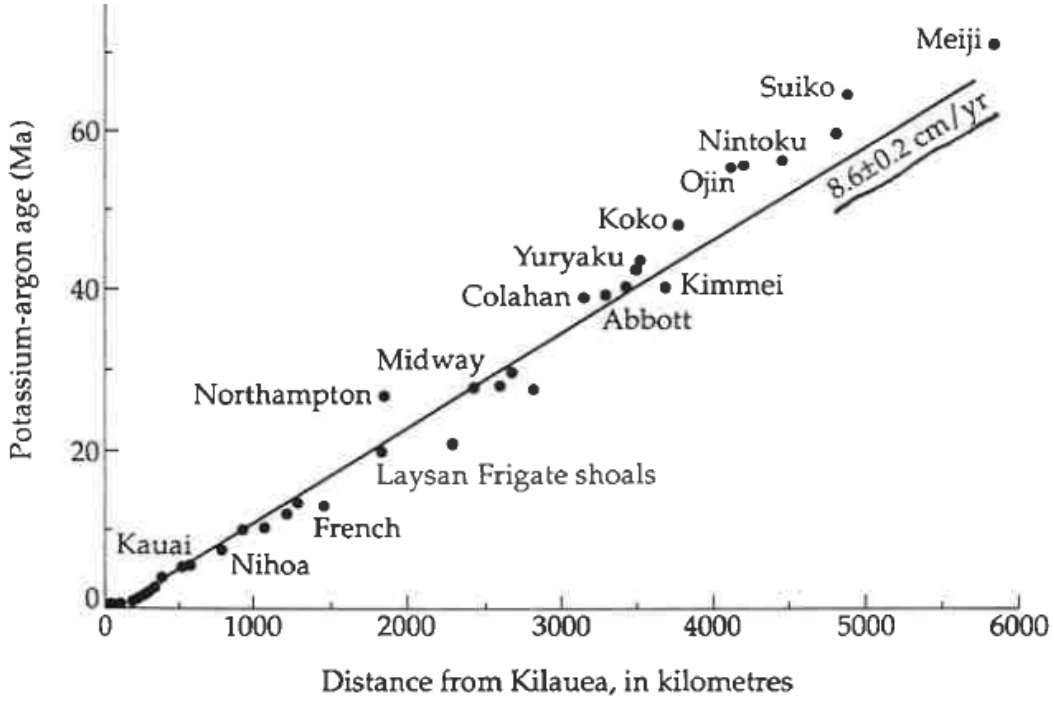


Figura 1.1.12 Distancia del punto activo con el tiempo a lo largo de la traza según las islas Hawaii, con el origen de distancias en el volcán Kilauea, isla de Hawaii (Clague y Dalrymple, 1989).

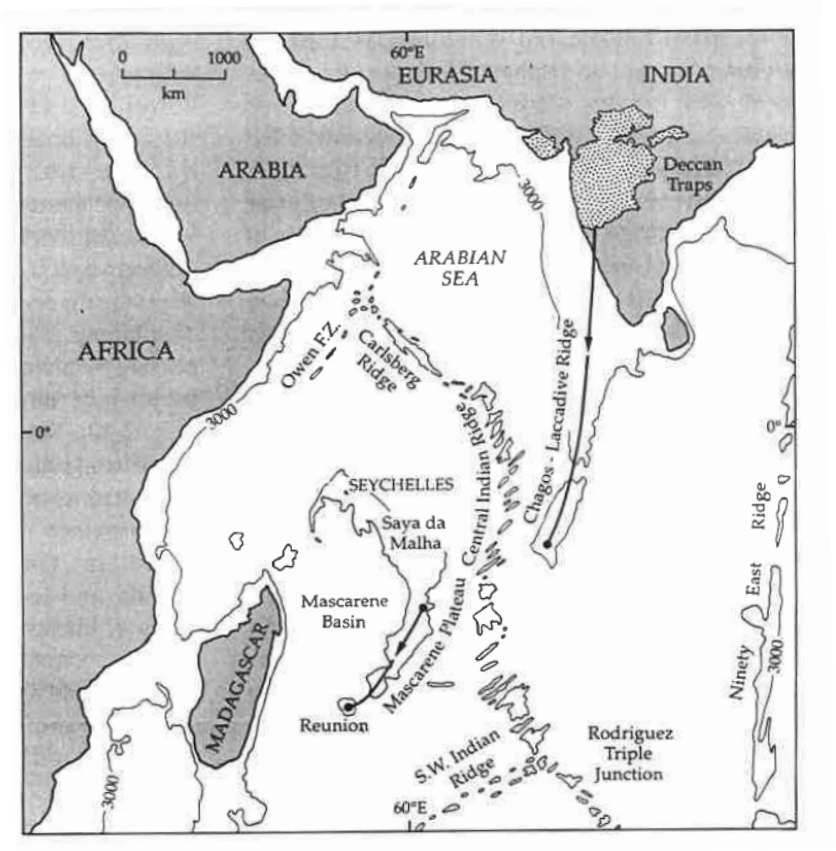


Figura 1.1.13 Desplazamiento de la posición geográfica de los puntos calientes de la alineación Deccan-Chagos y Mascareñas-La Reunión (White y McKenzie, 1989).

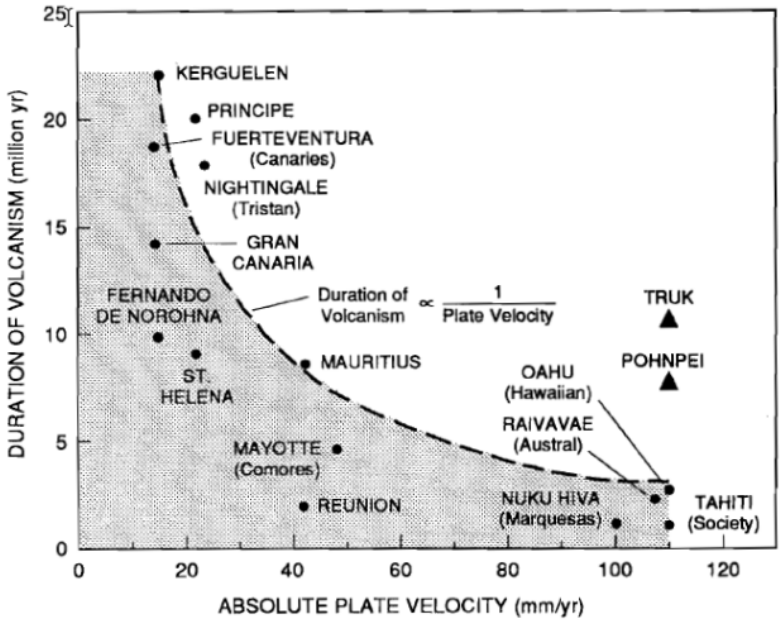


Figura 1.1.14 Relación inversa entre la duración de las erupciones volcánicas masivas y velocidad de la placa tectónica para volcanes de punto caliente bien datados (Emerick y Duncan, 1980).

A efectos del conocimiento hidrogeológico, son importantes los procesos de mayor detalle que los anteriormente descritos, con formación de cámaras magmáticas y regiones de separación de gases y volátiles (Figura 1.1.15).

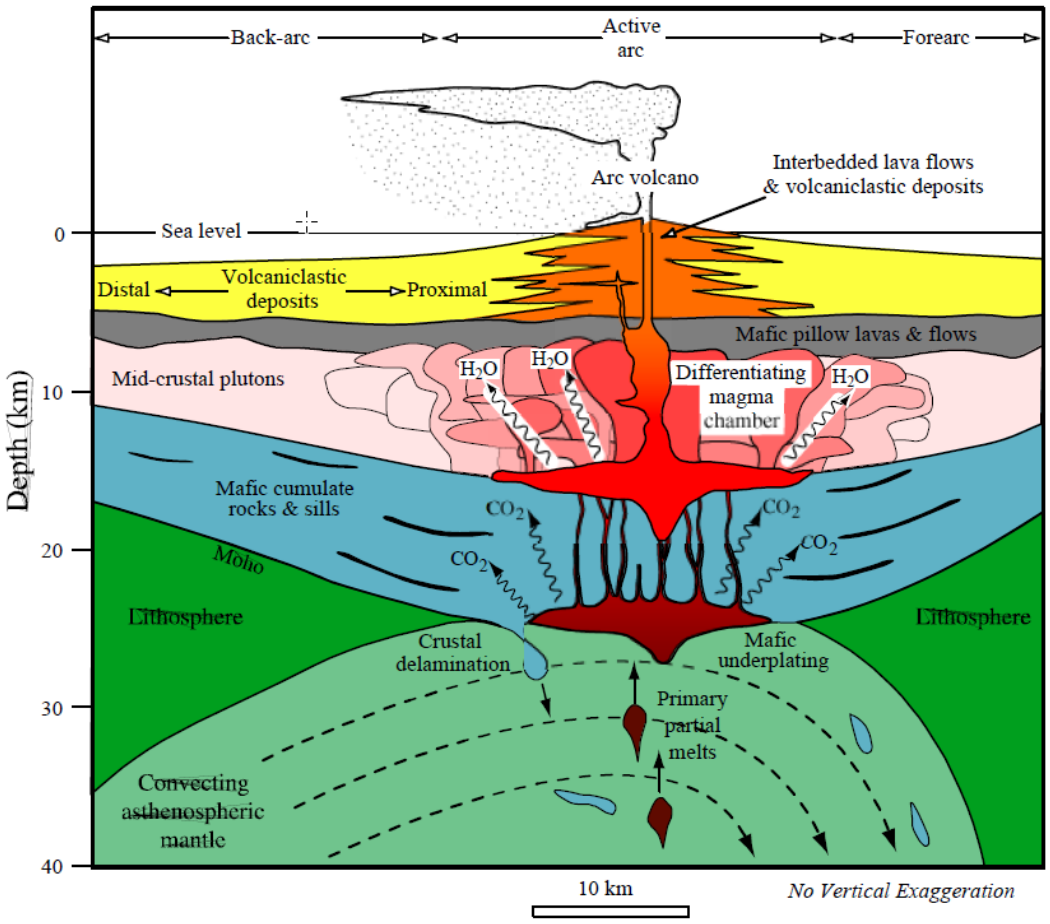


Figura 1.1.15 Corte idealizado de un arco intraoceánico que muestra la complejidad magmática. Corresponde al caso en que la astenosfera se extiende hasta la base de la corteza y hay diapirismo negativo (deslaminación), con bloques de la corteza inferior que se hunden en el manto, como sucede en los Andes (Stern, 2002). Se forman regiones de desgasificación de CO_2 y H_2O. La fusión se produce a unos 100-150 km de profundidad (Hill et al., 2012).

En el funcionamiento volcánico suele haber al menos dos depósitos, uno profundo y otro somero, que se realimentan, con flujos del orden de magnitud del m^3/s, por conductos de algunas decenas de m de diámetro (Elsworth et al., 2008).

1.2 Zonas volcánicas

Existen formaciones volcánicas a lo largo de toda la historia geológica de la Tierra, en relación con los grandes movimientos de placas tectónicas. Las rocas volcánicas más antiguas están muy alteradas y difícilmente se distinguen de rocas las intrusivas de igual composición mineralógica, también muy alteradas, e hidrogeológicamente impermeables a efectos prácticos. Muchas de ellas están incorporadas a la corteza oceánica y continental. El interés hidrogeológico se limita en gran manera a las formaciones asociadas a la orogenia hercínica y en especial la alpina y desde entonces a la actualidad. Tienen gran relación con la ubicación de los bordes de las actuales placas tectónicas y su dinámica. Hay que añadir las formaciones volcánicas asociadas a los puntos calientes continentales y a los oceánicos que han dado lugar a las muy numerosas islas emergidas. La Figura 1.2.1 muestra la ubicación de las principales placas tectónicas y de los principales volcanes activos y la Figura 1.2.2 muestra la posición actual de las zonas de subducción y de placas convergentes. La Figura 1.2.3 muestra con mayor detalle la ubicación de los volcanes activos. Se considera que en total en la Tierra han existido unos 3000 volcanes activos en los últimos 10 ka, de los cuales 516 se consideran activos y 114 de ellos han tenido erupciones históricas, con 50-60 manifestaciones cada año. En las zonas de hendidura continental, el volcanismo puede estar al pie de la pared levantada de falla (Ellis y King, 1991). La Figura 1.2.4 muestra la ubicación de las grandes masas volcánicas desde el Mesozoico. En la Tabla 1.2.1 se presentan algunos datos de las que tienen mayor extensión.

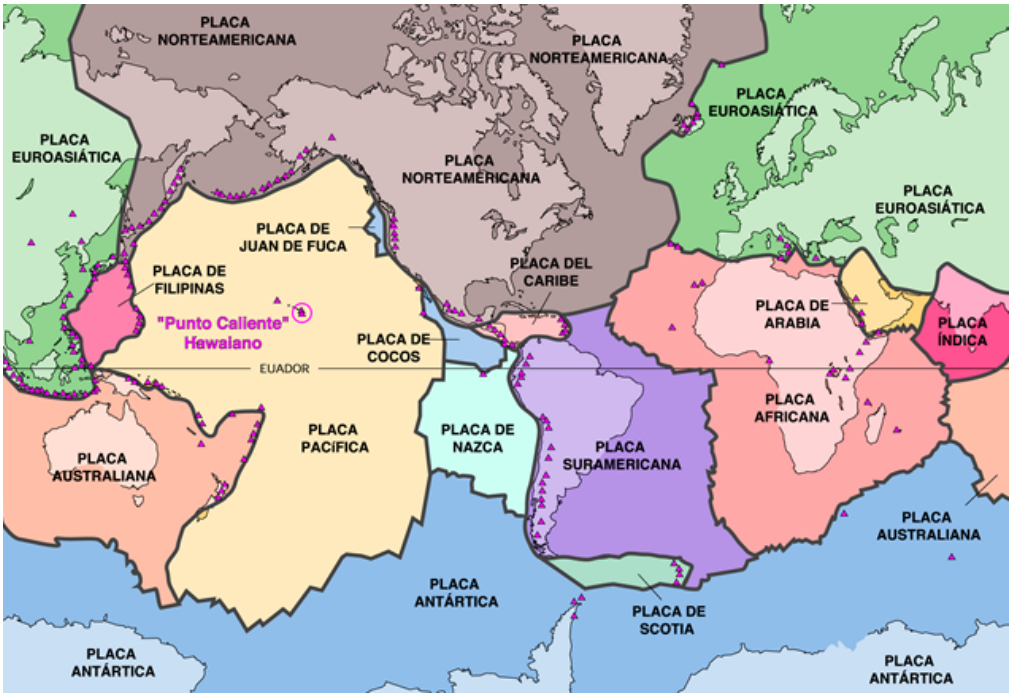
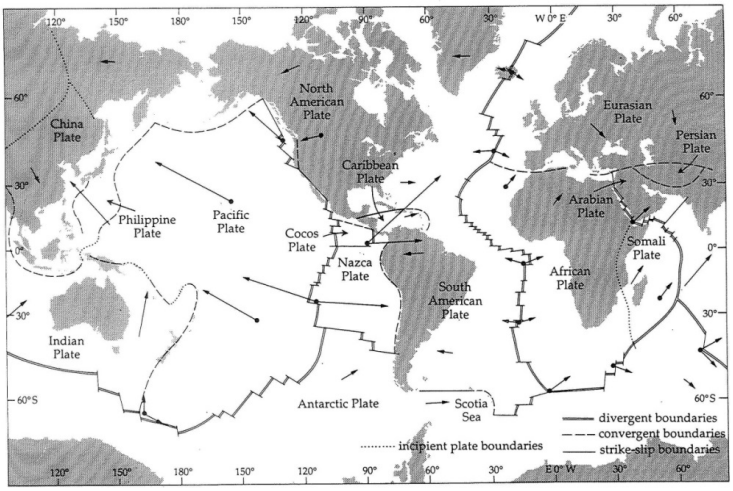


Figura 1.2.1 Placas tectónicas con sus bordes (modificado de Kious y Tilling, en Carracedo y Tillng, 2003).



Flechas: dirección, sentido y magnitud del movimiento relativo a un punto caliente (hot spot).

Límite divergente ------- dorsal medio-oceánica.

Límite convergente - - - - arco insular.

Figura 1.2.2 Zonas de subducción y de placas convergentes, según Lallemand-1999 en Stern (2002) y Uyeda (Universidad de Tokyo) en Francis (1993).

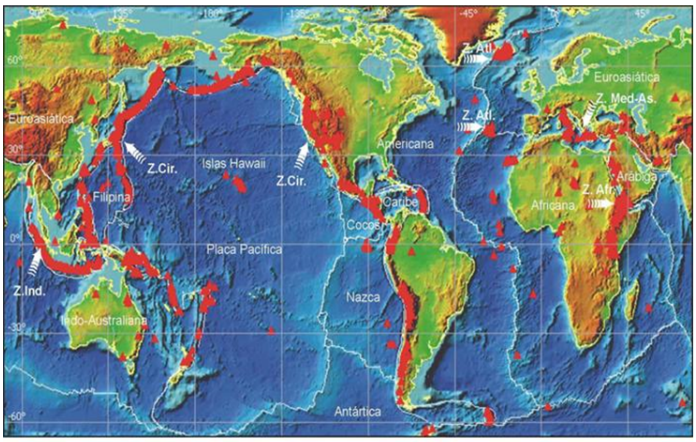


Figura 1.2.3 Ubicación de los volcanes activos (Stern, 1992). No se incluyen las grandes formaciones volcánicas extintas http://www.volcano.si.edu/world/find_regions.cfm

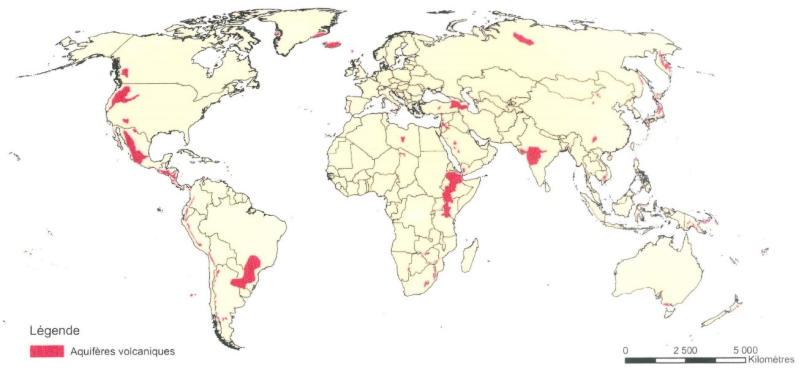


Figura 1.2.4 Principales grandes acuíferos volcánicos, según Margat (1992, fig. 2.6) y Margat y van der Gun (2013).

Hay numerosas formaciones volcánicas menores, pero de gran importancia local que no quedan reflejadas. Además, hay volcanismo cenozoico abundante a lo largo de la costa pacífica de la Antártida, en relación con el West Antartic Rift System. Determinadas grandes formaciones volcánicas no aparecen por ser sus afloramientos pequeños o estar cubiertos por formaciones sedimentarias más recientes.

Tabla 1.2.1 Grandes regiones (provincias) volcánicas con extensas formaciones, a partir de los datos en Custodio (2007), Araña y Ortiz (1984), Athavale et al. (1983) y Versey, Singh (1982) y otros. Los valores dados pueden diferir de los que se dan en otras Secciones y Capítulos al proceder de estudios diferentes en contextos distintos.

Formación	**Lugar**	**Edad, Ma**	**Área 10^3 km²**	**Volumen 10^3 km³**	**Espesor máximo, m**
Traps del Deccan	India Centro-W	66	520 → (1500)	>1000	1800
Maseta de Columbia + Snake River	NW USA	17-13- 6,0	260	300	1200
Basaltos Paraná-Serra Geral	SE Brasil+N Argentina+ N Uruguay+SE Paraguay	80	1375	930	1200 Media 660
Macizo etíope	Etiopía	5	600 → (750)	350	-
Traps brito-árticos-Meseta Thuleana	Groenlandia+Islandia+Reino Unido+Dinamarca+Noruega	60	1300	6600	>1000
Karoo	Sudáfrica+Namibia	100-190	>11-500	>1000	-
Traps siberianos	Yenisey-Lena, Siberia	248	>1500	911	
Planicie china	E China	250	1300	>1000	-

Las erupciones volcánicas recientes son mucho más pequeñas que los grandes eventos que refleja la Tabla 1.2.1, como muestra la Tabla 1.2.2

Tabla 1.2.2 Algunos datos sobre el volumen de material sólido emitido por volcanes recientes.

Volcán	**Año de erupción**	**km³**	**Observaciones**
Nevado de Ruiz, Colombia	1985	0,03	Erupción con lahar
Mont Pelé, Martinica	1902	0,1	Nube ardiente
Kazakstan	1883	10	
Tambora, Indonesia	1815	>100	Muy destructivo
Pinatubo, Filipinas	1991	5-7	
Mount St. Helens, Washington, USA	1980	0,5	Nuevo magma; total movido 2,7
La Soufrière, Montserrat (isla)	1995		Flujo piroclástico de hasta 10 m^3/s

A nivel planetario destaca el llamado Cinturón de Fuego (Figura 1.2.5), que bordea todo el Océano Pacifico, con muy numerosos volcanes activos en zonas de subducción. El arco insular del Pacífico es el más activo, con 40 erupciones estrombolianas moderadas identificadas, con salida de lava de volcanes y de hornitos, lahares, poca ceniza, penachos de cenizas hasta más de 15 km de altura y depósitos de caída de hasta 1 cm de espesor en las cercanías (Waythomas et al., 2008).

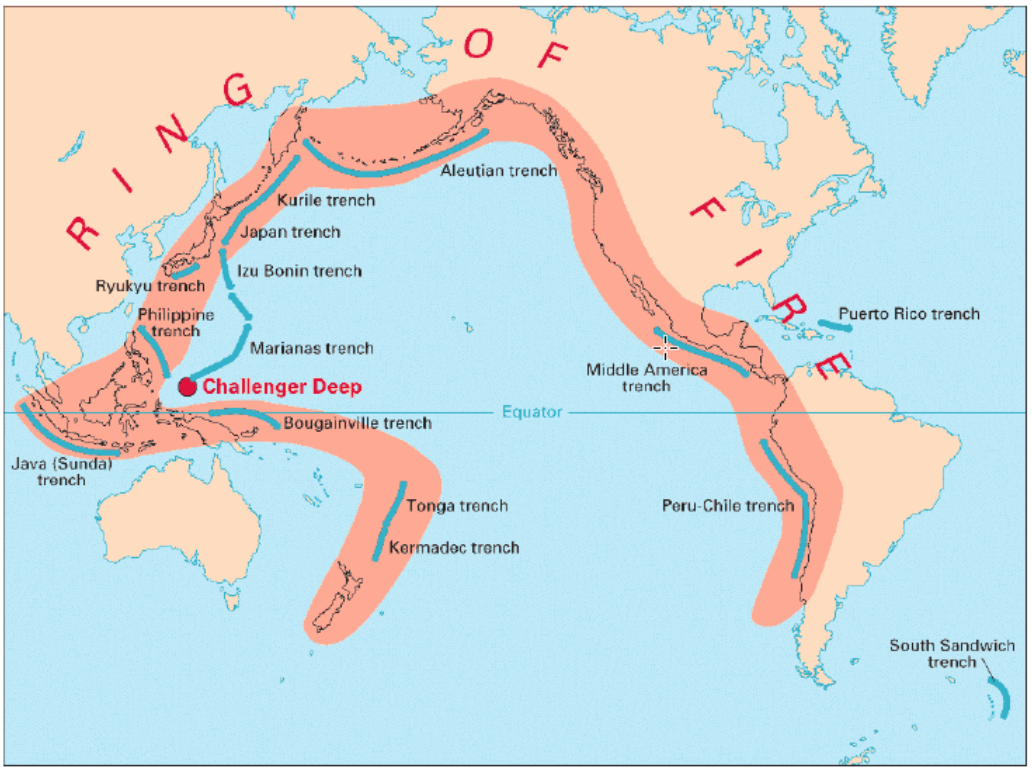


Figura 1.2.5 Zonas de volcanismo activo en el llamado Cinturón de Fuego del Océano Pacífico (Carracedo y Tilling, 2006).

Los espesores de las formaciones volcánicas acumuladas pueden tener varios centenares de metros y a veces varios km, como en el área costera del Norte de Chile (7000 m) o en Alaska y British Columbia (6000 m y edad de 240 Ma). En los grandes espesores, la mayor parte de las formaciones carecen de interés hidrogeológico en cuanto a recursos de agua, ya que son casi impermeables a profundidades mayores que 1000 o 2000 m.

1.3 Volcanismo, hidrogeología y recursos de agua subterránea

Las formaciones volcánicas continentales e insulares son construcciones positivas (elevadas) terrestres muy dinámicas, que cambian rápidamente con el tiempo geológico y aun histórico. Su destrucción origina otras formaciones de interés si quedan en posición continental o insular. Se trata de materiales porosos y fracturados, a veces con espesores grandes, de modo que la parte saturada (bajo el nivel freático) puede contener volúmenes importantes de agua subterránea. Esta agua subterránea en muchos casos se origina en zonas altas, más lluviosas que las del entorno, y con suelos frecuentemente poco retentivos si se trata de materiales jóvenes, lo que origina áreas preferentes de recarga por la lluvia y la fusión de nieve. Esta recarga fluye hacia los ríos y la costa y puede originar notables manantiales en unos casos y en otros muy numerosas pequeñas descargas distribuidas por el territorio. De ahí que se consideren los aspectos hidrogeológicos con cierto énfasis. Los aspectos hidrogeológicos son dominantes en formaciones volcánicas extensas e islas volcánicas, donde otras formaciones derivadas (vulcaniclásticas) o asociadas (arrecifes, de talud, aluviales, dunas de cobertera, depósitos loessoides) quedan supeditadas. En otros casos, las formaciones volcánicas están en relación con otras formaciones geológicas y su papel es el de modificar la recarga (por ejemplo, vulcanitas que recubren un karst) o semiconfinar (grandes coladas basálticas sobre arenas y areniscas, como el sistema acuífero Guaraní). Los cambios litológicos pueden hacer que en unos lugares las formaciones volcánicas sean secundarias ante otras formaciones más transmisivas y en otros sean al contrario, cuando esas otras formaciones son de baja permeabilidad. Tal puede ser el caso de coladas de lavas cubriendo terrazas fluviales de granulometría gruesa en unos lugares y en otros con esas coladas sobre basamento y cubiertas por depósitos lacustres, como es el caso del acuífero de Olot-Castellfullit de la Roca (Girona) (véase la Sección 9.2.3. del Capítulo 9).

Los conceptos de reservas de agua subterránea y de recursos de agua subterránea no son simples (Custodio, 2010; MASE 2015). Su cuantificación requiere una cuidadosa definición previa, para que los resultados de distintos trabajos sean comparables y tengan la aplicación práctica que se busca. El carácter a la vez poroso y fracturado, con distintos grados, de las formaciones volcánicas, introduce una dificultad adicional, ya que en detalle la velocidad de flujo es muy variable y ante la variabilidad temporal de la recarga hay distintos tiempos de respuesta. Unas respuestas son a corto plazo y otras a medio plazo, con situaciones casi invariables a lo largo del tiempo. Véanse los Capítulos 4 y 13.

No se dispone de una definición de recursos de agua subterránea que sea universalmente admitida, ya que dicha definición va ligada a los efectos de las extracciones que se vayan a hacer, su ubicación y temporalidad (MASE, 2015). Cómo considerar esos efectos no es una cuestión técnico-científica, sino que tiene una notable componente social y ambiental. La frecuente consideración de que los recursos son iguales a la recarga no es correcta ya que no se tiene en cuenta el papel regulador de las reservas acuíferas respecto a variabilidad de la recarga, no se considera que el agua subterránea tiene un papel ecológico a proteger y que la recarga no es una propiedad de un acuífero, sino que es variable en los casos en que hay interrelación río-acuífero. Los intentos de soslayar la variabilidad, utilizando valores medios anuales de

un periodo largo de tiempo, no llevan a una solución satisfactoria e introducen sesgos, entre ellos los derivados de que los periodos de datos suelen ser notablemente más cortos que los de la de los ciclos de variabilidad climática, que se enmascaran los serios problemas asociados a las sequías y que parte de las demandas cambian notoriamente de un año a otro. Tal es el caso de la demanda agrícola, que puede ser y es dominante en numerosas áreas continentales e insulares con acuíferos volcánicos.

Los hidrogramas de desviaciones acumuladas de la pluviometría respecto a la media muestran las secuencias de periodos secos y periodos húmedos, como los representados en las Figuras 1.3.1 y 1.3.2, en cuyos pies se dan las explicaciones correspondientes. Dentro de una secuencia seca o húmeda pueden aparecer lapsos secos y lapsos húmedos, pero se mantiene la tendencia a largo plazo. Esta información, si no está sesgada, permite encuadrar, en un contexto amplio, los resultados de los estudios y evaluaciones hidrogeológicas.

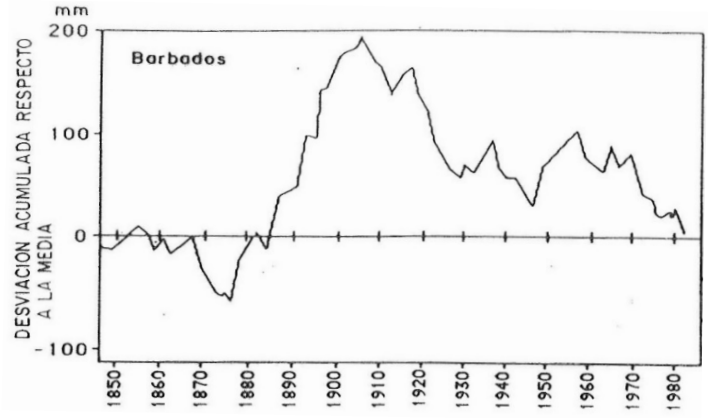


Figura 1.3.1 Evolución de la desviación acumulada de la pluviometría respecto a la media del periodo de datos, para la estación de la isla de Barbados, con casi 130 años de datos representados. Orienta sobre la evolución de la precipitación en el ámbito de las islas volcánicas de Las Antillas, aunque Barbados no es una isla volcánica. Tras un periodo preferentemente húmedo entre 1875 y 1905 (30 años), ha seguido un periodo de tendencia seca, pero con intervalos húmedos intercalados. A grandes rasgos, se manifiesta un ciclo de 50 años, combinado con otro de 15-30 años.

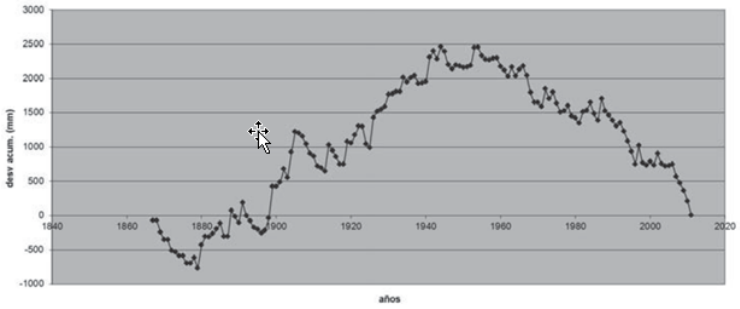


Figura 1.3.2 Evolución de la desviación acumulada de la pluviometría respecto a la media del periodo de datos para la estación de Santiago de Chile–Pudahuel (Sanz Donaire, 2012), que es representativa de las altitudes medias de la ladera de los Andes. Los datos cubren casi 150 años. Tras un periodo preferentemente húmedo entre 1880 y 1950 (70 años), se tiene actualmente un periodo seco que dura más de 60 años. Dentro de esos periodos hay secuencias secas y húmedas intercaladas, con tiempos de recurrencia de unos 7 años y 15 años aproximadamente.

La dependencia espacial de la precipitación puede ser importante, en función de la altitud, el relieve y la orientación respecto a los vientos dominantes, en especial en territorios montañosos. Esta variabilidad espacial es muy acusada en islas altas, como es el caso de gran parte de las islas volcánicas de la Macaronesia. En ciertos casos es debido al efecto barrera de las cordilleras al movimiento de la humedad, combinado con la persistencia de bajas presiones en el océano próximo. Esto hace que en áreas ya de por sí áridas a semiáridas se produzcan zonas de sombra que pueden ser hiperáridas, como en el caso de la zona volcánica de los Andes Centrales del Norte de Chile y Sur de Perú (Valdivielso et al., 2020).

Las variaciones espaciales de la precipitación no suelen estar bien representadas por las estaciones pluviométricas existentes, que no cubren las partes más altas, donde además parte de la precipitación cae como nieve. Allí donde nieva con frecuencia se puede generar una parte de los recursos de agua y se produce buena parte de la recarga de una determinada cuenca o acuífero. Para un cálculo adecuado de la recarga, hay que extender los datos para que representen realmente las variaciones territoriales, lo que exige extrapolaciones, que pueden entrañar errores notables, pero menores que el no tener en cuenta el fenómeno.

La relación entre precipitación y altitud varía de un lugar a otro. Se obtiene por correlación a partir de las estaciones disponibles. La correlación se puede mejorar teniendo en cuenta otras variables, tales como temperatura y humedad del aire y también orientación geográfica, sombreado y vegetación.

En el caso de lluvias orográficas orientadas que responden al efecto de los vientos alisios húmedos, como sucede en las islas volcánicas altas de la Macaronesia, el efecto de aumento de la precipitación con la altitud cesa a partir de unos 1500 a 2000 m de altura, ya que a mayor altura pasa a dominar el efecto de los vientos contra-alisios más secos. Tal es el caso de las islas de Tenerife, La Palma y parcialmente de Gran Canaria, en el archipiélago de Canarias.

Otras causas de desviaciones del comportamiento esperable son los efectos aerodinámicos en valles angostos con grandes variaciones de altitud, que modifican localmente la relación altitudinal. En lugares con una notable precipitación en forma de nieve, hay que tener en cuenta la evaporación directa (sublimación) o indirecta (del agua de fusión) de la nieve y en especial el transporte de la nieve en polvo de unas cuencas a otras por acción del viento (Sección 2.4.4 de RAEMIA, 2019).

1.4 Métodos de conocimiento y estudio hidrogeológico

Los métodos de conocimiento y estudio hidrogeológico de las formaciones volcánicas continentales e insulares son los mismos de la hidrogeología clásica, tal como se expone en los textos comunes y se enseña en los cursos de hidrogeología y de hidrología subterránea. Véase Custodio y Llamas (1976/1983), los capítulos de contenido general de MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019), CIHS (2009) y las referencias generales contenidas en ellos. No obstante, las peculiaridades de la génesis y evolución de las formaciones volcánicas y las asociadas, su heterogeneidad y su anisotropía, introducen aspectos especiales dentro de generalidad, que hay que considerar. Véase la Sección 4.4 del Capítulo 4.

Como es común en hidrogeología, los datos suelen ser escasos, a veces casi inexistentes, y hacen referencia a territorios relativamente extensos, con notables variaciones espaciales y relativamente lentas variaciones temporales. Una determinada técnica de estudio y evaluación es rara vez suficiente para llegar a resultados con aceptable garantía. Por ello deben combinarse diversos métodos, cuanto más mejor, según la información, recursos económicos disponibles y tiempo asignado. De ahí la importancia de combinar métodos hidrodinámicos, en los que se pone especial atención en los niveles piezométricos, sus variaciones y su relación con los contornos y muestran la velocidad de respuesta ante acciones exteriores, con los métodos de transporte de masa. Estos métodos de transporte de masa, que incluyen los de trazado natural y artificial, hacen referencia a los hidrogeoquímicos y a los isotópicos ambientales, que tienden a dar una situación semiestacionaria, a modo de fotografía de lo que en realidad es variable, pero lentamente y con memoria del pasado. Tanto los métodos hidrodinámicos como los de transporte de masa puede modelarse, de la misma forma que se hace en otros estudios hidrogeológicos y de recursos de agua subterránea (véase RAEMIA, 2019, Capítulos 3 y 4).

Como soporte básico de estos métodos comentados, están los que tienen relación con la geología y con la geofísica. Los métodos geológicos se basan en la cartografía geológica, que debe tener detalle suficiente para identificar los procesos volcánicos y aplicar principios adecuados, en parte distintos de los de las formaciones sedimentarias y de las rocas intrusivas. Los métodos geológicos de perforación tienen gran relevancia, pero pocas veces se pueden utilizar en situaciones comunes, por su elevado coste, más aún si se tiene en cuenta que se trata de formaciones potentes, a notables altitudes, complicadas de perforar y con dificultades para obtener resultados mediante testigos o el ripio de perforación. La geofísica de superficie es un importante complemento, pero se enfrenta a la heterogeneidad y anisotropía en trabajos de detalle, además de requerir frecuentemente penetraciones más allá de las posibilidades prácticas. En trabajos más extensos los resultados son potencialmente más claros, pero aparece la dificultad asociada al relieve. Los métodos geofísicos a lo largo de perforaciones suelen ser mucho menos clarificadores que en terrenos sedimentarios comunes.

Los métodos de sensores remotos aplicables, con orientación hidrogeológica, son los que ya están en uso y que se comentan en la Sección 6.5 de RAEMIA (2019). Tienen

especial utilidad los que permiten estudiar el relieve y, en casos de terrenos altos, la contribución de la fusión de la nieve a la recarga.

Para aplicar correctamente las técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales es necesario conocer previamente los principios básicos que regulan su comportamiento y procesos. Normalmente, casi como una regla, los aspectos hidroquímicos, hidrogeoquímicos e isotópicos ambientales se apoyan entre sí y se utilizan conjuntamente. Las escalas temporales para considerar pueden ser muy distintas, desde eventos cortos hasta periodos de muchos años, que pueden llegar a incluir siglos o milenios, dado origen al concepto de paleoagua, que hace referencia al agua subterránea cuya recarga se pudo producir en condiciones que tal vez fueron distintas a las actuales.

La hidrogeoquímica utiliza principios generales de química y de química del agua (hidroquímica) y de las relaciones geoquímicas roca–agua–atmósfera–planta y los principios básicos del balance de masas. Los objetivos de detalle son múltiples. Esos principios básicos se pueden encontrar en diferentes textos, una selección de los cuales está en la Sección 5.1 de RAEMIA (2019). Algunos de esos textos son Appelo y Postma (1993), Freeze y Cherry (1979), Custodio y Llamas (1976/1983, Secciones 4 y 10) y Drever (1997). Para el estudio se consideran tanto las concentraciones absolutas de los distintos componentes, como las relaciones entre ellos y en especial entre iones, en general en meq/L.

En muchas ocasiones, el tratamiento gráfico es muy apropiado. Tales son los gráficos de dos variables (bivariados) con escalas lineales y/o logarítmicas, según convenga, los diagramas de columnas verticales logarítmicas o de Schoeller–Berkaloff (reúnen análisis químicos en un gráfico con una secuencia determinadas de iones mayoritarios) y los modificados de Stiff para representar seis iones, en un cierto orden, en una figura que se dibuja sobre los distintos puntos de muestreo representados en un mapa. Los clásicos diagramas triangulares de tres campos o de Piper y sus variantes son de utilidad práctica limitada, aunque permiten resumir una gran cantidad de información y hacer una síntesis preliminar.

Los procesos hidrogeoquímicos más relevantes a los fines del presente trabajo son los de disolución/precipitación, en general considerando condiciones de equilibrio, los de intercambio iónico agua–terreno y los de evaporación (evapoconcentración). El tratamiento puede ser manual, pero la tarea a realizar se favorece en muchas ocasiones si se utilizan programas que permitan estudiar la especiación química, mezclas e índices de saturación respecto a los minerales y gases de interés. El más usado es el PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999) y sus variantes más recientes, que se combinan con otros programas complementarios para seguir la evolución durante la recarga y el flujo por el acuífero, como el NETPATH (Plummer et al., 1994; Parkhurst y Charlton, 2008). Complementariamente, puede ser importante y a veces esencial considerar los tiempos de tránsito por el medio no saturado y por el medio saturado, así como los tiempos de renovación en las diferentes partes del sistema hidrogeológico o de su conjunto, calculados directamente o con ayuda de los isótopos ambientales disueltos y en especial los radioactivos.

El comportamiento hidrogeoquímico de los iones es importante para su utilización en cuanto a los estudios relativos a la recarga. Unos son estables, es decir que no cambian a otros estados de valencia o a otros compuestos. Otros son conservativos, o sea que,

además de estables, no interaccionan sensiblemente con el medio y se mueven a velocidad parecida a la del agua, de la que son trazadores. Pero las substancias estables no conservativas son también importantes, aunque más difíciles de interpretar, y delatan los procesos hidrodinámicos en el terreno.

En las rocas de los terrenos e islas volcánicas casi no hay componentes solubles en el agua, lo que facilita las tareas de interpretación, pero se requiere tener en cuenta el efecto de aportes endógenos asociados al volcanismo y posibles depósitos minerales en cuencas cerradas internas debidas a cambios del relieve por el volcanismo y la tectónica asociada, así como su posible enterramiento posterior.

Gran parte de los estudios en relación con la recarga se hacen con los componentes mayoritarios, dejando los menores y traza para abordar situaciones especiales. Las formas de interpretación en relación con la recarga son muy diversas, dependiendo del caso. La Figura 1.4.1 es una aplicación a una isla volcánica, en cuyo pie se da una primera explicación.

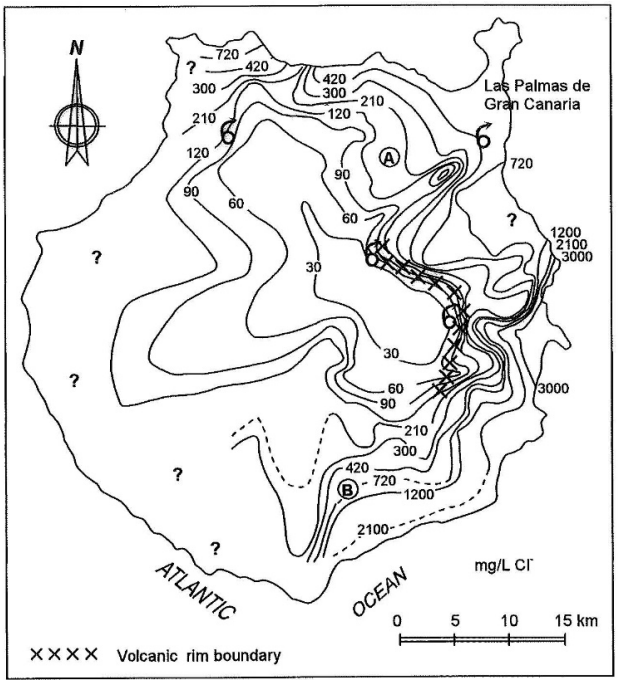


Figura 1.4.1 Mapa que representa la distribución del ion cloruro en las aguas subterráneas de la parte acuífera superior de la isla volcánica de Gran Canaria, en la década de 1970, utilizando datos de unos 300 puntos de agua subterránea. Las de igual concentración son el resultado de interpolaciones. La concentración de líneas en algunas áreas con abundancia de información refleja una discontinuidad hidrogeológica debida a la existencia allí del borde de una gran caldera volcánica central insular, profusamente inyectada por diques a lo largo de su periferia y con gran alteración química. Este borde de caldera queda bien definido en el lado Este, pero no en el lado Oeste por falta de información, aunque existe y se ha determinado en trabajos posteriores. En el lado Este, la discontinuidad separa la notable recarga en la parte central de la escasa recarga en condiciones áridas del lado costero. Donde desaparecen los grandes gradientes radiales de cloruro son los lugares de descarga hacia el mar de la "torre de agua" central.

Para caracterizar químicamente el agua de lluvia y el agua subterránea, a fin de desechar situaciones con influencia antrópica que puedan desvirtuar la evaluación de la recarga, puede ser útil considerar la relación Cl/Br (Custodio y Herrera, 2000). Ambos iones se comportan de forma muy similar y se asemejan al trazador ideal, pero hay algunos fraccionamientos en el transporte atmosférico y el Br es eficazmente excluido de la red cristalina de la halita y se concentra en las salmueras terminales.

La atribución de cambios espaciales y temporales a procesos químicos de cambio iónico, precipitación, disolución, hidrólisis mineral y reacciones redox (de oxidación-reducción), que se hace con frecuencia, requiere antes considerar que son posibles y que explican lo observado a lo largo del tiempo. En especial, los cambios iónicos requieren asegurar que hay suficiente capacidad de cambio y suficientes cationes retenidos en las posiciones correspondientes.

Los isótopos ambientales, tanto los estables como los radioactivos, en especial los de periodo muy largo, son actualmente herramientas esenciales en los estudios vulcanológicos y en estudios hidrogeológicos en relación, por ser frecuentemente más sencillos los procesos asociados y por notables avances en su análisis, que permiten que las determinaciones sean abordables y además permitan trabajar con muestras de muy pequeño tamaño y fáciles de tomar y conservar, en general. En el Capítulo 2 se comentan aplicaciones a magmas, rocas y gases volcánicos y en la Sección 4.5 del Capítulo 4 se exponen aplicaciones hidrogeológicas en formaciones e islas volcánicas. Los aspectos básicos y definiciones están en el Capítulo 5 de RAEMIA (2019). El tratamiento más en profundidad, enfocado a lo que interesa en estudios hidrológicos, se puede encontrar en los textos generales referenciados en RAEMIA (2019), entre ellos Mook (2002), Custodio y Llamas (1976/1983), CIHS (2009), Clark y Fritz (1997), Gat y Gonfiantini (1981) e IAEA (1981, 1983).

Los diferentes isótopos de un mismo elemento químico tienen idéntico comportamiento químico, pero las moléculas en las que se integran y los iones tienen pequeñas diferencias físico–químicas. En los procesos de transformación, las diferencias isotópicas son mayores cuando hay ruptura de enlaces y cambios de valencia que cuando se trata de simples procesos físico-químicos de evaporación, precipitación, adsorción o cambio iónico.

Como regla general, en los diferentes procesos, las moléculas e iones isotópicamente pesados (con mayor proporción de isótopo pesado) son algo más lentas en el cambio o en la transformación, de forma que el producto o resultado tiende a aligerarse (empobrecerse) (disminuye la relación isotópica del isótopo pesado) y lo que queda tiende a hacerse más pesado (enriquecerse). Estas diferencias son del orden de milésimas si no hay cambios de valencia o ruptura de enlaces químicos y hasta de centésimas cuando las hay.

En una transformación A à B pueden modificarse las relaciones (composición) isotópicas R_A y R_B, en un proceso que se denomina fraccionamiento isotópico. R es la relación entre la abundancia isotópica entre el isótopo menos abundante (en general el pesado) y la del ligero (en general el más abundante). En los procesos naturales, la relación $\alpha_{A/B} = R_B / R_A$ = coeficiente de fraccionamiento isotópico, es un valor poco diferente de 1, en más o en menos, pero bien definido y medible con precisión. Como $\alpha_{A/B} = 1 + \varepsilon_{A/B}$, es $\ln\alpha_{A/B} \approx \varepsilon_{A/B}$. ε se suele denominar fraccionamiento isotópico. El valor α

tiende a 1 y ε a 0 al aumentar la temperatura. Los isótopos pesados tienen menos propensión al cambio que los ligeros para un mismo tipo de proceso.

El fraccionamiento isotópico de equilibrio es el resultado de dos fases que intercambian moléculas en régimen permanente, como es el caso isotérmico de agua y vapor en un recipiente cerrado o la lenta generación de lluvia en una nube condensante. Esencialmente, el valor de α es función de la temperatura y de la salinidad del agua. Pero, si durante el proceso el producto resultante se separa rápidamente y no se establece equilibrio isotópico, los fenómenos difusivos juegan un papel importante y a veces dominante. El resultado es diferente del de equilibrio. El valor de ε cinético y difusivo (de no equilibrio) puede ser mayor o menor que el de equilibrio y con frecuencia es mayor y a veces de sentido contrario.

La evaporación del agua tiene una componente de fraccionamiento de no equilibrio que afecta más a la molécula $^{1}H_2{}^{18}O$ que a la $^{2}H^{1}H^{18}O$ y que depende de la humedad de la atmósfera y de la ventilación. El vapor es más ligero que el agua líquida de la que procede. En la evaporación de una masa de agua sin renovación, el vapor es progresivamente más pesado a medida que el agua residual se hace más pesada.

El CO_2 del suelo o de la atmósfera y el ion HCO_3 disuelto en el agua en contacto suelen estar en equilibrio isotópico, con el HCO_3 más pesado que el CO_2. Pero la asimilación por la planta del CO_2 atmosférico es un proceso principalmente difusivo en que el CO_2 debe difundirse por los estomas de las hojas hasta los centros de fotosíntesis. El resultado es que la materia orgánica generada es más ligera, tanto en ^{18}O como en ^{13}C. El fraccionamiento de equilibrio en los procesos de precipitación y disolución es muy pequeño.

Los radioisótopos se comportan como los demás isótopos y por lo tanto se fraccionan. Sin embargo, raras veces hay que tener en cuenta este fraccionamiento en la práctica, ya que las variaciones por este concepto son mucho menores que las producidas por la desintegración, cuya tasa (actividad) se mide con frecuencia en valores absolutos.

El agua sufre fraccionamiento isotópico en los procesos naturales del ciclo hidrológico (RAEMIA, 2019). En los procesos de separación tipo Rayleigh se supone que la separación de fases de un proceso se realiza sin reequilibrio isotópico. Tal es el caso de la generación de lluvia en una nube en la que el vapor y las gotículas líquidas están inicialmente en equilibrio. A medida que se separa la fase B del conjunto en equilibrio A–B, la cantidad y composición de la masa bifásica va variando, hasta que al final casi todo se ha separado y sólo queda un residuo de A, que en general está muy enriquecido isotópicamente. En un momento determinado y en condiciones isotermas, resulta:

$$\delta \approx \delta_o + \varepsilon \ln f$$

δ_o = composición isotópica inicial

δ = composición isotópica actual

f = fracción de la fase que se separa que queda (residual),como fracción de la cantidad inicial f = 1 (inicio) → 0 (final)

ε = fraccionamiento en condiciones isotermas

La evolución del agua en el ciclo hidrológico afecta tanto al ^{2}H como al ^{18}O, pero de forma diferente, de modo que hay que considerar ambos isótopos. En la precipitación a nivel mundial se cumple en promedio que $\delta^{2}H = 8^{18}\delta O + 10‰$ respecto a un standard, que es el V-SMOW. En un gráfico $\delta^{2}H - \delta^{18}O$, esta recta proporciona una manera eficaz de relacionar ambos valores en las aplicaciones reales (Figura 1.4.2). Se designa como línea del agua meteórica media mundial LMM media. El valor de la pendiente 8 refleja el cociente de los fraccionamientos isotópicos de equilibrio y el término +10‰ (exceso de deuterio, d) es el resultado de las condiciones medias de evaporación difusiva (no de equilibrio) en un determinado ambiente marino con cierta humedad y temperatura.

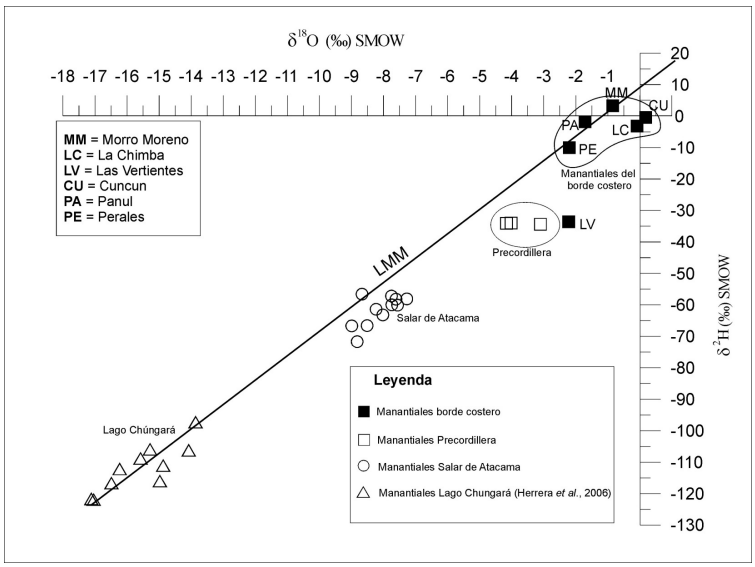


Figura 1.4.2 Representación $\delta^{18}O$ en función de $\delta^{2}H$ para diferentes aguas subterráneas en el área andina desértica con formaciones volcánicas del Norte de Chile (Herrera y Custodio, 2013; 2014). Se representa la línea meteórica media mundial. Las aguas de gran altitud (Lago Chungará) son muy ligeras, las de altitud alta intermedia (Salar de Atacama) algo menos ligeras (todas ellas originadas en el océano Atlántico y transportadas a través del continente) y las de la Costa occidental son bastante pesadas y en relación con las raras tormentas ocasionales originadas en el océano Pacífico. LMM = línea del agua meteórica mundial media.

La nieve y el granizo tienen una composición isotópica diferente de la de las gotículas de agua en la nube. El agua de escorrentía que llega a un lugar procedente de áreas montañosas suele ser más ligera isotópicamente que la lluvia local. Es atribuible a una contribución preferente del agua de fusión de nieve de las partes más altas. La distribución espacial de la composición isotópica de la nieve es variable con la altitud y con la secuencia temporal de eventos. La sublimación de la nieve afecta a la composición isotópica de los manantiales y de la escorrentía que se derivan de la fusión de nieve.

Para la lluvia meteórica mundial media el exceso de deuterio es d = +10‰ y para el agua marina media es d = 0%, cuando el estándar de referencia es el V-SMOW. Dependiendo de las condiciones locales, para el vapor generado en el océano y la lluvia que origina directamente, d puede variar normalmente entre +10‰ y +15‰, hasta + 21‰ en el ambiente árido del Este del Mar Mediterráneo.

El reciclado atmosférico continental es importante hidrológicamente (Savenije, 1995; Valdivielso et al., 2020). El transporte de la humedad atmosférica generada en el océano por la circulación atmosférica (viento) a través del continente, supone una disminución de la cantidad de agua por precipitación, junto con un nuevo aporte por evaporación del agua depositada sobre el continente.

El efecto de altitud, o sea las variaciones isotópicas de la precipitación con la altitud, es de interés en estudios de la recarga, en especial en áreas montañosas y en islas volcánicas. Es principalmente un efecto de temperatura y del movimiento de masas de aire por cambios en la presión atmosférica. Se produce un gradiente isotópico altitudinal según la Tabla 1.4.1.

Tabla 1.4.1 Gradientes térmicos y altitudinales isotópicos de la precipitación (RAEMIA, 2019)

gradiente isotópico térmico	‰ / °C	0,4 para $\delta^{18}O$	3 para $\delta^{2}H$
gradiente isotópico altitudinal	‰ /100 m	–0,1 a –0,6 para $\delta^{18}O$	–1 a –4 para $\delta^{2}H$
valor medio	‰ /100 m	–0,3	–1,5

Se dispone de numerosos datos isotópicos altitudinales de la precipitación (Gonfiantini et al., 2001), algunos de ellos de estudios en terrenos e islas altas volcánicas, como la isla de Tenerife, en las islas Canarias (Figura 1.4.3) y en el Monte Camerún (Fontes y Olivry, 1977).

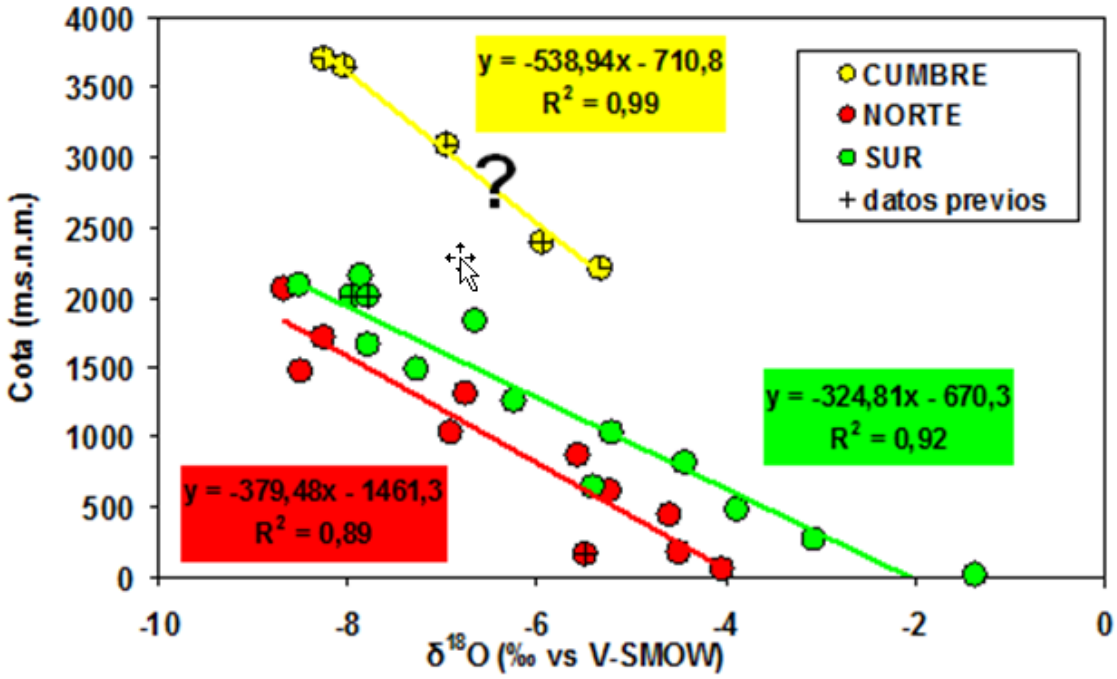


Figura 1.4.3 Gradientes isotópicos altitudinales para el $\delta^{18}O$ correspondiente a una sección ENE-WSW de la isla de Tenerife, pasando por la Caldera de Las Cañadas y el Pico de Teide, según se trate de la ladera húmeda, orientada al N, y la seca, orientada al S (Marrero Díaz, 2010). Las muestras más altas incluyen nieve y responden al ambiente seco de los vientos contra-alisios, mientas que las de altitud inferior a 2000 m están dominadas por la humedad de los vientos alisios.

1.5 Agrupaciones con visión vulcano-hidrogeológica

Para las consideraciones hidrogeológicas de las formaciones volcánicas que se hacen en los Capítulos 6 a 11, se agrupan las distintas áreas geográficas teniendo en cuenta las distribuciones de los mapas de las Figuras 1.4.1 a 1.4.5 y la Figura 1.7.1 del vulcanismo activo, pero que no incluye las formaciones volcánicas extensivas ya no activas y que pueden tener y que frecuentemente tienen gran interés hidrogeológico y de disponibilidad de recursos de agua subterránea. No se incluye el vulcanismo submarino o de islas coralinas sobre edificaciones volcánicas actualmente no emergidas ni las formaciones volcánicas continentales e insulares que son impermeables a efectos prácticos, salvo que condicionen el comportamiento de otras formaciones de interés hidrogeológico.

De ningún modo se trata de un inventario, sino de una recopilación parcial de aspectos y resultados de interés hidrogeológico y de recursos de agua subterránea que, además de aportar conocimiento intrínseco, puedan ayudar a resolver otras situaciones que haya que afrontar, siempre considerando que cada caso es único, pero con situaciones análogas. La analogía supone un razonamiento previo cuidadoso. El que unas determinadas formaciones volcánicas estén o no comentadas específicamente es función de la información disponible, lo que guarda relación con la pluviosidad, densidad y ubicación de la población y sus actividades, y problemas de intrusión marina y de calidad del agua, además de la renta per cápita y la existencia de instituciones universitarias y de investigación.

La agrupación de los Capítulos 6 a 11 se hace según los encabezamientos y contenidos siguientes, sin pretensión de unicidad de enfoque ni contenido clasificado. Esta agrupación es distinta de la de las grandes provincias volcánicas, ya que estas se orientan al volcanismo y no la temática central de este informe-libro. En cada caso se aportan comentarios generales y luego detalles de casos de los que se tiene más información de carácter hidrogeológico y de recursos de agua subterránea, considerando los aspectos de cantidad y los de composición química y de calidad. Hay situaciones relevantes, pero que no han sido consideradas por no haber dispuesto de información suficiente, y otras en que la relevancia absoluta es menor, pero permiten derivar conocimientos útiles y generalizables. La situación referente a casos españoles se trata en general con mayor detalle. Con la premisa de síntesis hidrogeológica y de recursos de agua, se consideran los siguientes ámbitos:

Capítulo 6.- Ámbito de la Macaronesia y del Océano Atlántico. Área macaronésica: Islas Adjuntas: (archipiélagos de Azores y Madeira), Archipiélago de Canarias e Islas de Cabo Verde; islas del Atlántico Norte: Islandia; e Islas atlánticas occidentales: Fernando de Noronha.

Capítulo 7.- Ámbito insular de los océanos Pacífico e Índico: archipélago de Hawaii, isla de Jeju, archipiélago de Japón, Tahití, archipiélago de Colón-Galápagos, isla de Pascua (*Easter Island*), Islas Mascareñas e Islas de los Comoros (La Reunión, Mauricio, Comoros y Mayotte), Java e islas próximas, con comentarios sobre las Islas Aleutianas, Islas Kuriles, Kamchatka, Filipinas, Marianas y Nueva Zelanda.

Capítulo 8.- Ámbito insular del Caribe y de las Antillas, explicitando las islas de Montserrat, Guadalupe y La Martinica de las Antillas Menores.

Capítulo 9.- Ámbito Mediterráneo y europeo. Mediterráneo Occidental y Península ibérica (Campo de Calatrava y La Garrotxa-La Selva-L'Empordà), Europa Occidental y Central (Macizo Central francés, Alemania y Centro-Europa), Mediterráneo Central (Toscana, Lacio, Sur de la península italiana, Etna en Sicilia; e Islas Eolias), Mediterráneo Oriental (islas de los mares Jonio y Egeo, isla de Chipre) y Mediterráneo oriental continental (incluido Israel).

Capítulo 10.- Ámbito continental americano. Norteamérica (Meseta de Columbia y del noroeste norteamericano, Meseta del Colorado, Montañas de Jémez-Caldera de Valles, volcanismo de fosas y cordilleras del Oeste norteamericano, tobas del Yucca Mountain, volcanismo activo en California, incluyendo el N mexicano), Centroamérica (centro y Sur mexicano, istmo centroamericano) , Sudamérica occidental: los Andes (Norte y Centro) y derrames de asaltos de Sudamérica Oriental (basaltos del Paraná y Patagonia).

Capítulo 11.- Ámbito continental africano, asiático y australiano. Meseta etíope y Gran Rift africano, África Occidental y Sur, Región del Karoo, alineaciones volcánicas del Camerún, ofiolitas de Omán, Meseta del Deccan (India) y Australia.

1.6 Agradecimientos y créditos

Se agradecen los comentarios y correcciones de la Dra. Teresita Betancur, del Dr. Juan Carlos Carracedo y del Dr. Christian Herrera y la mejora de figuras de Elena Custodio.

1.7 Referencias

Appelo, J.A.J., Postma, D. 1993. Geochemistry, groundwater and pollution. Balkema, Rotterdam: 1-536

Araña Saavedra, V., López Ruiz, J. 1974. Volcanismo, dinámica y petrología de sus productos. Colegio Universitario, Ediciones Istmo. Madrid: 1-481.

Araña Saavedra, V., Ortiz Ramis, J. 1984. Volcanología. CSIC, Madrid. Editorial Rueda, Alcorcón, Madrid: 1- 510.

Athavale, R.N., Chand, R., Rangarajan, R. 1983. Groundwater recharge estimates for two basins in the Deccan Trap basalt formation/Estimation de la recharge des eaux souterraines de deux bassins dans la formation de basalte du Deccan Trap. *Hydrol. Sci. Journal, 28*(4): 525-538.

Bullard, F. 1976. Volcanoes of the Earth. The University of Texas Press, Austin: 1-579.

BRGM. 1988. Milieu volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 1-193.

Carlowicz, M. 1995. Ankor-like force proposed for subduction zones. Eos, 76(49): 497-498.

Carracedo, J.C., Tilling, R.I. 2003. Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas. Caja General de Ahorros de Canarias y Gobierno de Canarias, Santa Cruz de Tenerife. http://hnd.handle.net/10261/4423

Christensen, U. 1998. Fixed hotspots gone with the wind. Nature, 391: 739-740.

CIHS. 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.

Clague, D.A., Dalrymple, G.B. 1989.The Hawaiian—Emperor volcanic chain: part I. Geologic evolution. US *Geological Survey Professional Paper* 1350, *5–54*.

Clark, I., Fritz, P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis, New York.

Custodio, E. 1978. Geohidrología de islas y formaciones volcánicas. Publ. 128. Centro de Estudios Hidrográficos. CEDEX, Madrid: 1–303, Publ. 128. ISBN: 84–500–2891–4
Custodio, E. 2007. Groundwater in volcanic hard rocks. En: J. Krásný and J.M. Sharp Jr. (eds.), Groundwater in Fractured Rocks. Selected Papers 9. International Association of Hydrogeologists. Taylor & Francis, CRC Press. London: 95–108.

Custodio, E. 2010. Intensive groundwater development: A water cycle transformation, a social revolution, a management challenge. In: L. Martínez–Cortina, A. Garrido, E.

López–Gunn (eds.) Rethinking Water and Food Security. Botín Foundation/CRC Press: 259–298. http://www.rac.es/ficheros/doc/00734.pdf.

Custodio, E., Llamas, M.R. 1976/1983. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, Barcelona: 1-2350.

Custodio, E.; Herrera, C. 2000. Utilización de la relación Cl/Br como trazador hidrogeoquímico en hidrología subterránea. Boletín Geológico y Minero. Madrid, 111(4): 49–68.

Davies, G.F. 1990. Mantle plumes, mantle stirring and hotspot chemistry. Earth Planetary Science Letters, 89: 94-109.

Drever, J.I. 1997. The geochemistry of natural waters. Prentice Hall, 1–436.

DV. 1983-2011. Developments in Volcanology, book series. Elsevier.

Volume 1. Tazieff H., Sabroux, J.C. (eds.). 1983. Forecasting volcanic events: 1-636

Volume2. Aramaki, S. (ed.). 1983. Arc volcanism: 1- 634

Volume3. Sheridan, M.F., Barberi, F. (eds.). 1983: 1-482

Volume 5. De Vivo, B., Bodnar , R.J. (eds.). 2003. Melt Inclusions in Volcanic Systems

Volume 6. Zobin, V. (ed.). 2011. Introduction to Volcanic Seismology

Volume 7. Fytikas, M., Vougioukalakis, G. (eds.) 2005. The South Aegean Active Volcanic Arc

Volume 8. Dobran, F. (ed.). 2006. Vesuvius

Volume 9. DeVivo, B. (ed.). 2006. Volcanism in the Campania Plain

Volume 10. Gottsmann, J., Martí, J. (eds.) 2008. Caldera Volcanism (último volumen)

Dvorak, J.J., Johnson, C., Tilling, R.I. 1997. Dinámica del volcán Kilauea. Volcanes. Temas 8, Investigación y Ciencia, Prensa Científica, Barcelona: 46-55.

Ellis, M., King, G. 1991. Structural control of flank volcanism in continental rifts. Science, 254: 839-842.

Elsworth, D., Mattioli, G., Taron, J., Voight, B., Herd, R. 2008. Implications of magma transfer between multiple reservoirs on eruption cycling. *Science, 322*(5899): 246-248.

Emerick, C.M., Duncan, R.A. 1982. Age progressive volcanism in the Comores archipelago, Western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. Earth Planetary Science Letters, 60: 415-28.

Fisher, R.V., Schmincke, H.U. 2012. Pyroclastic rocks. Springer Science & Business Media. Update of Fisher, R.V., Schmincke, H.U. 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag: 1-472.

Fontes, J.C., Olivry, J.C. 1977. Gradient isotopique entre 0 en 4000 m dans les précipitations du Mount Cameroun. Comptes Rendus Reunion Annuelle Sciences de la Terre, Societé Géologique Française. Paris.

Francis, P. 1993. Volcanoes: A planetary perspective. Clarendon Press, Oxford (UK): 1-452.

Freeze, R.A.; Cherry, J.A. 1979. Groundwater. Prentice–Hall, Englewood Cliffs N.Y.: 1–604.

Gat, J., Gonfiantini, R. (eds.). 1981. Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen–18 in the water cycle. International Atomic Energy Agency, Vienna. Tech. Rep. Series. Vienna. 210: 1–339.

Gonfiantini, R., Roche, M.A., Olivry, J.C., Fontes, J.Ch., Zuppi, G.M. 2001. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. Chem. Geol. 181: 147–167.

Hamblin, W.K. 1994. Late Cenozoic lava dams in the western Grand Canyon. Vol. Geological Society of America, 183.

Hamblin, W.K. 1990. Late Cenozoic lava dams in the western Grand Canyon. In: S.S. Bens & M. Morales (eds.). Oxford Univ. Press. N.Y.: 385-433.

Herrera Lameli, C., Custodio, E. 2013. Origen de los manantiales costeros del entorno árido de Antofagasta, Norte de Chile. X Simposio de Hidrogeología. Granada. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Asociación Española de Hidrogeólogos. Madrid, XXX: 943–952.

Herrera, C.; Custodio, E. 2014. Origin of waters from small springs located at the northern coast of Chile, in the vicinity of Antofagasta. Geology, 41(2): 314–341.

IC. 1997. Volcanes. Investigación y Ciencia, Temas 8 de Investigación y Ciencia. Prensa Científica, Barcelona: 1-112.

IAEA. 1981. Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle. STI/DOC/10/210, IAEA: 1-340.

IAEA. 1983. Guidebook on nuclear techniques in hydrology (1983). International Atomic Energy Agency. Vienna. Technical Reports Series 91: 1–430.

Kelemen, P.B. 2009. Origen del fondo submarino. Investigación y Ciencia, 392: 50-55.

Macdonald, G.A. 1972. Volcanoes. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.

Macdonald, G.A., Abbott, A.T., Peterson, F.L. 1983. Volcanoes in the sea: the geology of Hawaii, 2nd. ed., University of Hawaii Press, Honolulu.

Margat, J. 1993. The overexploitation of aquifers. In: Aquifer Overexploitation. International Association of Hydrogeologists, Selected Papers 3, Heise: 29–40.

Margat, J., van der Gun, J. 2013. Groundwater around the world: A geographic synopsis. UNESCO–PHI/IGRAC/CRC Press: 1–376

Marrero Díaz, R. 2010. Modelo hidrogoquímico del acuífero de las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. Tesis doctoral. ETSICCP–Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona

MASE. 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España: minería del agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Aqualogy y Cetaqua: 1-488. UPC, Barcelona. e-book, http://hdl.handle.net/2117/111272.

Mook, W.G. (ed.). 2002. Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico: principios y aplicaciones. Traducción del original en inglés de P. Ramajo y E. Custodio. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid: 1–596.

Ollier, C. 1984. Weathering. Longman, London

Parkhurst, D., Appelo, C., 1999. User's guide to PHREEQC (version 2) - A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Water Resources Research Investigations Report 99-4259: 1-326.

Parkhurst, D.L., and Charlton, S.R. 2008. NetpathXL—An Excel® interface to the program NETPATH: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6–A26: 1-11.

Plummer, L.N., Prestemon, E.C., Parkhurst, D.L. 1994. An interactive code (NETPATH) for modeling NET geochemical reactions along a flow PATH,version 2.0: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 94-4169: 1-130. http://pubs.er.usgs.gov/usgspubs/wri/wri944169

Powar, K.B., Thigale, S.S. 1986. Hydrogeology of volcanic terrains. Prof. B.C. Deshpande Commemoration Volume. University of Poona, Pune, India: 105-120. Mencionado en New Information of the US Geological Survey Library System no. 10, February 1987. US Gelogical Survey Open-File Report 87-400-B

RAEMIA. 2019. Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España. Preparado por E. Custodio, con la revisión de J. Jódar y las contribuciones especiales de J.V. Giráldez y A. Sahuquillo, para la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), con el apoyo de SUEZ-España y CETAQUA: 1-1206. UPC, Barcelona, e-book, http://hdl.handle.net/2117/182282.

Sanz Donaire, J.J. 2012. Las series anuales de precipitación más largas de Chile: estudio y enseñanzas. Estudios Geográficos, LXXIII, 273: 625-656.

SASMIE. 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio para Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), SUEZ-España y Cetaqua: 1-852. UPC, Barcelona. e-book. http://hdl.handle.net/2117/111515

Savenije, H.H.G.1995. New definitions for moisture recycling and the relationship with land-use changes in the Sahel. Journal of Hydrology, 167: 57-78.

Sheridan, M.F., Barberi, F. (eds.). 1983. Explosive volcanism. Elsevier: 1-482. From Journal of Volcanology and Geothermal Research 17.

Sheth, H. 2018. A photographic atlas of flood basalt volcanism. Springer International Publishing: 1-363

Siebert, L., Simkin, T., Kimberly, P. 2011. Volcanoes of the World. Univ. of California Press.

Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. 2015. The encyclopedia of volcanoes, 2nd ed. Elsevier Science & Technology: 1-1426.

Simkin et al. 1989. This dynamic planet – World Map of Volcanoes, Earthquakes and Plate Tectonics. Smithsonian Institution and US Geological Survey.

Smellie, J.L. (ed.). 1994. Volcanism associated with extension at consuming plate margins. Geological Society Special Publication, London: 1-271.

Stern, R.J. 2002. Subduction zones. Reviews of Geophysics, 40(4): 3-1-3-38.

SPA–15. 1975. Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515). Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Obras Hidráulicas. UNESCO. Las Palmas de Gran Canarias, Madrid. 3 vol.+mapas.

Troise, C., De Natale, G., Kilburn, R.J. (eds.). 2006. Mechanisms of activity and unrest at large calderas. Geological Society Publishing House, Special Publication 269.

UNESCO. 1971. The surveillance and prediction of volcanic activity. Earth Sciences, 8: 1-166.

USGS. 2005. A world of science, April 2005, US Geological Survey, Washington DC (April 2005).

Waythomas, C.F., Prejean, S G., McNutt, S.R. 2008. Alaska's Pavlof volcano ends 11–year repose. Eos, Transactions American Geophysical Union, 89(23): 209-211.

White, R.S., Mckenzie, D.P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. Journal of Geophysical Research, 94: 7685-729.

Williams, H. McBirney, A.R. 1979. Volcanology. Freemen & Cooper, San Francisco: 1-397.

Valdivieso, S., Vázquez-Suñé, E., Custodio, E. 2020. Origin and variability of oxygen and hydrogen isotopic composition of precipitation in the Central Andes: A review. Journal of Hydrology, 124899.

Versey, H.R., Singh, B.K. 1982. Groun δ δ dwater in Deccan trap basalts of central India. Journal of Hydrology, 58: 279-306.

Capítulo 2

Magmas, gases y rocas volcánicas

Contenido: Se consideran las características del magma y su composición química. Se aporta la composición de gases y volátiles. Se comenta la composición de las lavas. Se informa sobre la alteración del magma y las lavas al enfriarse e interaccionar con el agua. Se tiene en cuenta la modificación química e isotópica de las aguas de recarga en su interacción con los materiales volcánicos.

Notas generales

Este capítulo se orienta al objetivo de reunir información que ayude a conocer los aspectos hidrogeológicos y relativos a la existencia de reservas y recursos de agua subterránea. Otros aspectos no se consideran o sólo se mencionan marginalmente.

Una parte significativa del contenido se basa en los informes MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019) disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua, y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología de los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

No se realiza un inventario detallado de los conocimientos sobre los magmas, gases asociados e interacciones, sino que se selecciona y singulariza una selección que aporta conocimiento para cubrir el objetivo.

Este informe-libro se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de los contenidos de los mismos o por sesgos, aunque se ha tratado de compensar estas deficiencias.

Las figuras se han tomado en buena parte de los documentos disponibles, con la calidad que tenían. Esta puede ser a veces deficiente, pero se han mantenido si aportan información relevante

Muchas de las localidades mencionadas no están bien identificadas o no figuran en la información gráfica. Los lectores las pueden localizar fácilmente acudiendo a la web a los medios actuales de información electrónica.

Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales, con la designación anglosajona o en otrs lengua cuando aparecen por primera vez, cuando se ha creído relevante. En el breve glosario y lista de símbolos se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 2

2 Magmas, gases y rocas volcánicas

2.1 Introducción

2.2 Génesis y características del magma

2.3 Composición química e isotópica de los magmas y rocas volcánicas

2.3.1 Componentes químicos mayoritarios

2.3.2 Componentes químicos minoritarios de interés hidrogeológico

2.3.3 Características isotópicas

2.4 Gases volcánicos

2.4.1 Gases en el magma y rocas volcánicas

2.4.2 Contenido en gases del magma

2.4.3 Composición de los gases emanados del magma

2.4.4 Gases nobles y composición isotópica de los gases volcánicos

2.4.4 Gases en fumarolas y manifestaciones térmicas

2.5 Alteración del magma y de las rocas volcánicas

2.5.1 Consideraciones generales

2.5.2 Alteración a alta temperatura y metamorfismo químico

2.5.3 Alteración mesotérmica

2.5.4 Alteración a baja temperatura y meteorización

2.5.5 Deposición atmosférica en áreas volcánicas

2.6 Manifestaciones térmicas asociadas al volcanismo

2.6.1 Consideraciones generales

2.6.2 Fumarolas

2.6.3 Manantiales termales

2.6.4 Comentarios sobre los geotermómetros

2.7 Agradecimientos y créditos

2.8 Referencias

2 Magmas, gases y rocas volcánicas

2.1 Introducción

La composición de los magmas es uno de los condicionantes principales de su comportamiento y de sus propiedades, así como de las rocas volcánicas que de ellos puedan derivarse. Esta composición afecta a las características hidrogeoquímicas y de calidad de las aguas subterráneas, de acuerdo con los distintos procesos. Se consideran los aspectos más relevantes de cara a los objetivos del presente trabajo, que se encuadran aquí pero que se desarrollan más específicamente en el Capítulo 4.

El magma contiene roca fundida, que es un fluido que tiene las propiedades de un líquido muy caliente, a veces muy viscoso. Está asociado a una masa variable de materia sólida, a veces casi dominante. La composición química e isotópica puede referirse a la parte líquida (fundido) o al conjunto, lo que debe especificarse, lo mismo que cuando se trata de la descarga al exterior como lava. La composición química, en general ponderal, se puede dar como elementos o bien combinándolos con el oxígeno existente para expresarlos como óxidos y en su caso como combinaciones con hidrógeno o entre elementos para determinados componentes minoritarios. Esto último es la forma clásica, aunque la elemental va siendo cada vez más frecuente.

A la temperatura y a la presión a la que está el magma, normalmente no hay fase gas coexistente, pero esta aparece al disminuir la presión y en especial al salir al exterior. Todo magma tiene una capacidad de generar gases y substancias volátiles, que se suman como vapores a los gases a la temperatura y presión ambientes del momento. En erupciones subaéreas, para las lavas este ambiente es el atmosférico y la del fondo del mar o lago para las subacuáticas. El contenido en carbono, azufre, boro, halógenos y nitrógeno principalmente, es el que origina total o parcialmente gases y volátiles. La composición de estos gases y volátiles se puede dar elementalmente o como compuestos, principalmente como H_2O, CO_2 y SO_2 los más abundantes, como HCl, HF, $B(OH)_3$ y H_2S los de abundancia menor o como resultado de reacciones en fase gas a la temperatura, presión y condiciones redox ambientes, como CO, SO_3, CH_4, H_2 y S^0. Sus contenidos se suelen expresar en porcentaje o fracción en volumen, de modo que, si se puede suponer que el comportamiento del gas es ideal, equivale a la composición molar.

La mayor parte de la posible aportación de substancias solubles de origen volcánico/endógeno al agua subterránea es la de los gases. La roca tiene en general un muy pequeño contenido de materia directamente soluble, la que además suele ser rápidamente lixiviada tras las primeras renovaciones del agua. Pero la roca es fácilmente alterable si se aporta acidez, en cuyo caso se solubiliza todo o parte del contenido de elementos que generan cationes. En gran parte, esta acidez la aporta la disolución del CO_2, bien sea el del suelo edáfico o el de origen volcánico.

2.2 Génesis y características del magma

Se entiende por magma la roca total o parcialmente fundida que está en el interior de la Tierra y es capaz de fluir cuando está sometida a un gradiente de potencial gravitacional. Una definición tomada de la literatura anglosajona es: material rocoso total o parcialmente fundido, de origen natural y generado en un cuerpo planetario, que consiste en un fundido (*melt*) con o sin cristales y burbujas de gas y que contiene suficiente proporción de fundido como para ser capaz de producir intrusiones o extrusiones. Esta definición no parece satisfactoria a todos (Glazner et al., 2016).

El magma consiste en silicatos fundidos a alta temperatura, normalmente entre 700 y 1300 ºC. La fusión puede ser total o tratarse de una suspensión de cristales en un fluido. Puede ser el resultado de la fusión de roca en un cierto entorno o el resultado de la fusión de rocas en un magma previo.

La parte fundida es menos densa que la parte cristalina. Eso lleva a que en el proceso de enfriamiento haya un fraccionamiento químico, ya que las temperaturas de fusión son distintas para cada especie mineral. Así, a lo largo del tiempo geológico, la composición del magma va evolucionando a medida que se va solidificando por enfriamiento y/o aumento de la presión, de modo que la parte fundida que resta se va enriqueciendo en los componentes más fusibles y en los incompatibles en las redes cristalinas de las fases que solidifican. Estos componentes incompatibles pueden quedar concentrados en las últimas fracciones que solidifican o separarse como gases y volátiles. Estos últimos juegan un importante papel en el volcanismo. Los gases se liberan en la erupción y pasan al ambiente aéreo o acuoso o una parte puede quedar atrapada en poros (vacuolas) y cavidades cerradas, hasta que la alteración de la roca permita su escape por difusión.

Los magmas que solidifican en el interior de la tierra lo hacen lentamente, dando lugar a rocas ígneas in situ o intrusivas, mientras que las que emegen en la superficie dan lugar a las rocas volcánicas y a los gases y volátiles que se separan. Las rocas volcánicas enfriadas con rapidez son vítreas (no poseen una estructura cristalina), aunque pueden contener una parte cristalina y fenocristales arrastrados desde las cámaras magmáticas profundas si la salida del magma ha sido rápida y no se ha podido producir una segregación gravitacional. Además, está la parte sólida arrastrada desde el interior por los esfuerzos mecánicos asociados a la erupción.

La fusión de las rocas en el interior de la tierra depende de la temperatura, de la presión, de la composición química y de determinadas substancias que actúan como fundentes. Tal es el papel del agua contenida en el magma, que está combinada químicamente. Se muestra como agua (vapor) al solidificarse el magma, ya que es muy incompatible a baja temperatura. La Figura 2.2.1 muestra lo expuesto para un magma basáltico. Hay una relación directa entre presión y profundidad para una determinada secuencia de rocas. La temperatura también depende de la profundidad, de acuerdo con el gradiente geotérmico vertical, el cual es función del calentamiento óhmico que producen las corrientes eléctricas en el núcleo terrestre y diversos efectos gravitacionales y, en la parte más próxima a la superficie, de la energía liberada por la desintegración de los elementos radioactivos que se concentran allí. La Tabla 2.2.1 muestra los rangos más frecuentes de la temperatura de los magmas de distintas

composiciones químicas a pequeña profundidad. Por debajo de 980 ºC el basalto es completamente sólido y a gran presión se modifica a eclogita.

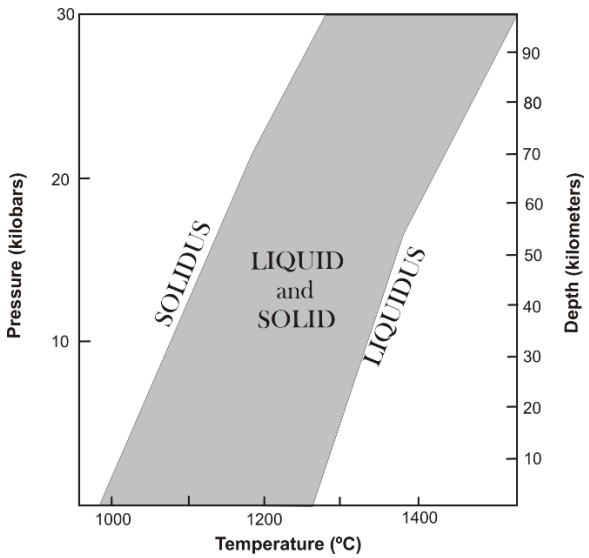


Figura 2.1.1 Fusión de las rocas en función de la presión o profundidad y la temperatura. Entre el sólidus (todo está en estado sólido) y el líquidus (todo está fundido) existe una franja en que coexiste una parte fundida y otra sólida, en general como cristales. La figura hace referencia a un magma basáltico.

Tabla 2.1.1 Rangos más frecuentes de la temperatura de los magmas de distintas composiciones químicas en el momento de la erupción.

Tipo de roca	ºC
Carbonatita	560-800
Riolita	700–900
Dacita	800–1100
Andesita	950–1200
Basalto	1000–1250

La temperatura del magma no es homogénea ya que en el manto hay lentos flujos convectivos que pueden hacer que haya lugares con magma somero algo más caliente y por lo tanto más móvil y capaz de generar volcanismo (Bonatti et al., 2003). Este sobrecalentamiento es del orden del centenar de ºC. El basalto de las hendiduras (rift) continentales puede llegar a 1340 ºC y conlleva un calentamiento local de 100 a 150 ºC respecto al magma ambiental.

Las propiedades reológicas (comportamiento y deformaciones ante esfuerzos) varían ampliamente. La Figura 2.1.2 muestra la relación entre esfuerzo de cizalla y velocidad de deformación para coladas de lava que fluyen por gravedad cuando la pendiente es suficiente, la Figura 2.1.3 muestra el efecto del contenido de agua, la Figura 2.1.4 la relación entre viscosidad y temperatura para diferentes tipos de magma y la Figura 2.1.5 la influencia del contenido en cristales del magma en la viscosidad relativa.

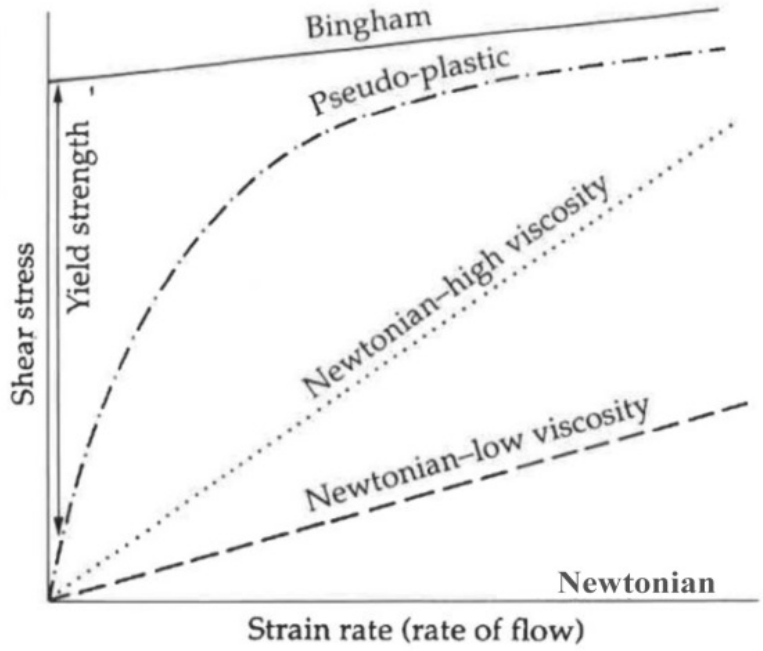


Figura 2.1.2 Relación entre esfuerzo de cizalla y velocidad de deformación para coladas de lava que fluyen por gravedad cuando la pendiente es suficiente. El comportamiento puede ser newtoniano, pseudoplástico o plástico (Zhang et al., 2007).

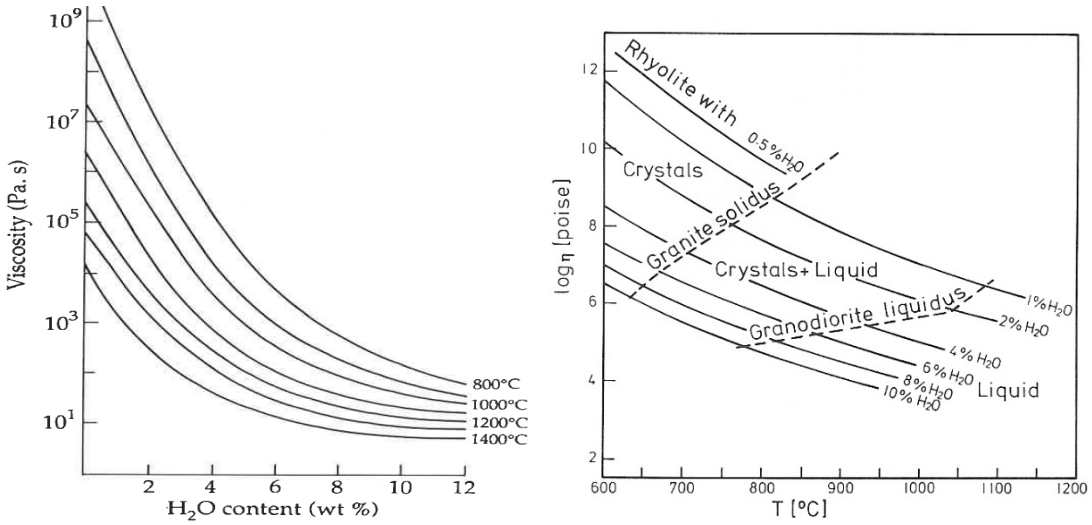


Figura 2.1.3 Relación entre viscosidad y temperatura. Figura izquierda: lava basáltica, según el contenido ponderal de agua en función de la temperatura (Zhang, 1999). Figura derecha: líquidos silícicos y temperatura y concentración ponderal de agua (Carmichael-1974 en Fisher y Schminke, 1984) .

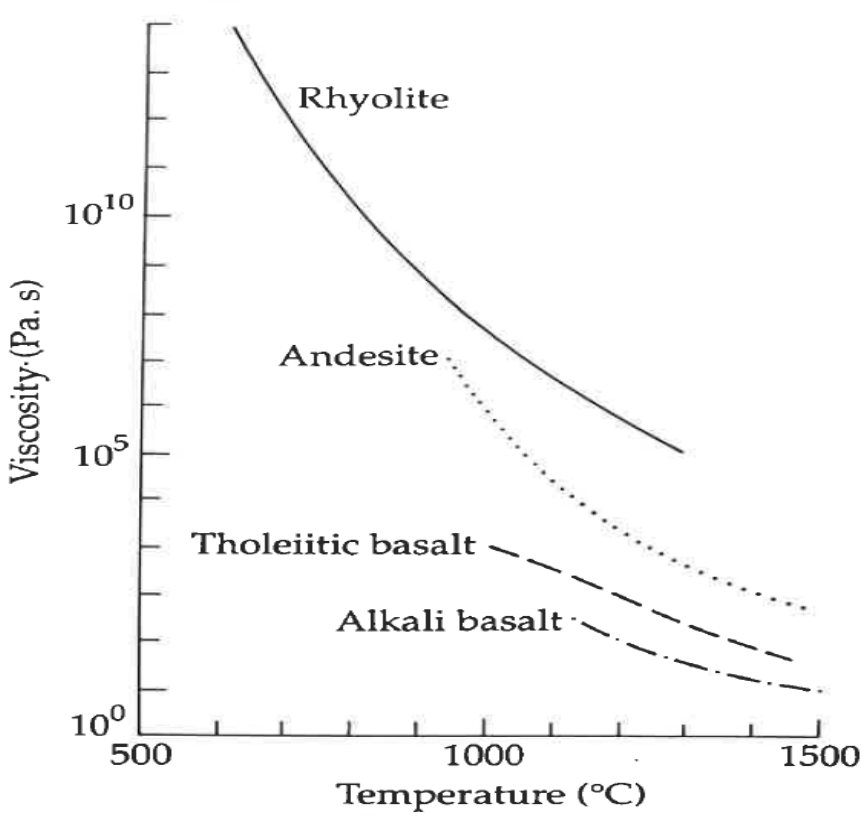


Figura 2.1.4 Relación entre viscosidad y temperatura para diferentes tipos de magma (Zhang et al., 2007).

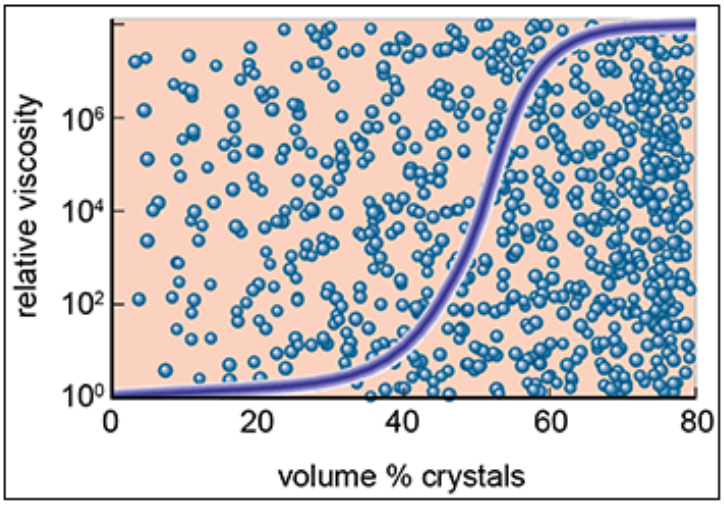


Figura 2.1.5 Influencia del contenido en cristales en el magma en la viscosidad relativa (Lejeune y Richet, 1995).

La conductividad térmica, en $Wm^{-1}K^{-1}$, vale K = 0,5-4,5 para lava, tobas y brechas, 1,5-2,5 para basalto, 0,84-2,4 para basalto saturado de agua con densidad 0,8 (muy vacuolar)-3,0(compacto)g/cm^3.

2.3 Composición química e isotópica de los magmas y rocas volcánicas

2.3.1 Componentes químicos mayoritarios

Como consecuencia de la transferencia de masa entre partes del manto y la corteza, el contenido en ciertos componentes tiende a decrecer en el manto superior. Estos componentes pueden en parte reponerse en estas zonas del manto por aportes del manto profundo y se modifican por contribuciones de la corteza (Hofmann, 1997).

La forma más directa de considerar y clasificar los magmas es por su composición química, atendiendo a sus componentes más abundantes, es decir, Si (frecuentemente dado como SiO_2) y Al como metaloides y Na, K, Ca y Mg como metales. En la cristalización se generan distintos minerales, que son principal y dominantemente silicatos y aluminosilicatos. En función del contenido en Si se puede formar sílice (cuarzo o el mineral que corresponda a la presión y temperatura), en cuyo caso se dice que el magma es ácido, o no se forma, en cuyo caso se dice que el magma es básico. Clásicos y abundantes magmas básicos son los basaltos y entre los ácidos los riolíticos. En unos casos dominan los elementos metálicos alcalinotérreos, Ca y Mg, como en las toleitas (basaltos toleíticos), y en otros los elementos metálicos alcalinos, como en los basaltos alcalinos o las fonolitas. Un basalto toleítico puede contener un 10% fenocristales de piroxeno en una pasta de 60% de plagioclasa, 25% de clinopiroxeno, 9% de ilmenita y el resto otros minerales opacos a la visión en lámina delgada.

Como un determinado magma puede ser el resultado de un complejo proceso de fusión y mezcla de rocas originarias y de diferentes diferenciaciones químicas, además de la contribución de la parte cristalina si se considera la composición total, las posibles combinaciones son numerosas, lo que da lugar a una larga lista de denominaciones. La Figura 2.3.1 muestra la clasificación más común, en función del contenido fraccional en metales alcalinos y en sílice y la Figura 2.3.2 una clasificación de las rocas ígneas según el contenido mineral en cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa. Las designaciones aplicadas a un campo pueden variar según se trate de rocas volcánicas, ígneas intrusivas y según otros componentes.

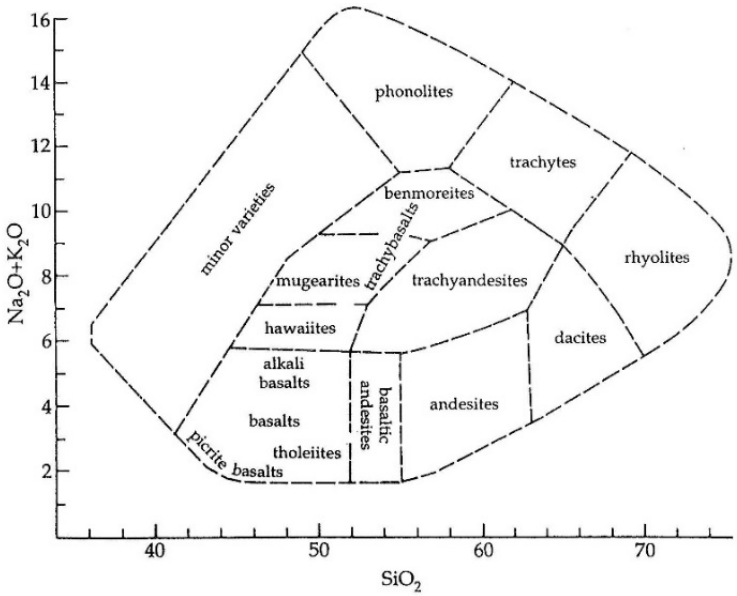


Figura 2.3.1 Clasificación TAS (álcalis-sílice) de las rocas volcánicas a partir del contenido en sílice (SiO_2) y la relación ponderal entre componentes mayoritarios alcalinos y alcalinotérreos, según la subcomisión para la clasificación de las rocas volcánicas, de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (Zanettin, 1984). Diferentes versiones del diagrama modifican ligeramente los nombres y particiones

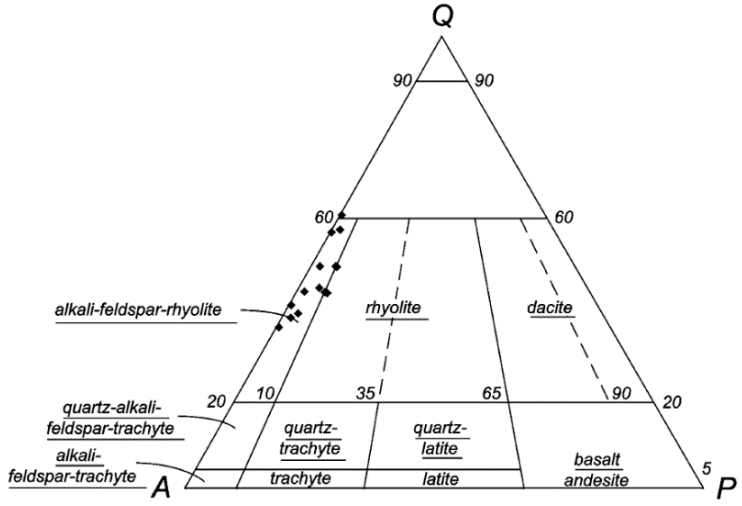


Figura 2.3.2 Clasificación de las rocas ígneas según el contenido mineral en cuarzo Q, feldespato alcalino A y plagioclasa P (Le Maitre et al., 2005)

En general se acepta la existencia de tres series de rocas ígneas: alcalina, toleítica y calco-alcalina, de las que a continuación se designan las que se manifiestan como volcánicas, de más básicas a más ácidas (Araña Saavedra y López Ruiz, 1974):

1.- Serie alcalina: basaltos alcalinos → hawainitas → mugearitas → traquitas → fonolitas y pantelleritas

2.-Serie toleítica: basaltos toleíticos → andesitas toleíticas (icelanditas) → dacitas → riolitas

3.- Serie calco-alcalina: basaltos calco-alcalinos → andesitas (*sensu stricto*) de hiperstena y hornblenda → dacitas → riolitas

Las composiciones típicas medias de rocas volcánicas se dan a título orientativo en la Tabla 2.3.1. En la Tabla 2.3.2 se dan las del magma de puntos calientes.

Tabla 2.3.1 Composiciones típicas medias de rocas volcánicas, en % en peso, referidas a óxidos:

Roca	BT	BTo	BAo	BAn	Ap	Ah	Dm	R
SiO_2	51,6	48,6	48,5	46,0	57,69	58,70	63,00	73
TiO_2	1,6	1,7	2,2	2,6	0,98	0,68	0,67	1,5 (1)
Al_2O_3	16,4	15,5	16,3	15,6	16,31	17,56	16,77	12
Fe_2O_3	3,2	2,6	3,1	3,5	3,13	0,96	0,65	
FeO	7,4	8,7	8,0	7,9	3,32	4,27	2,66	2 (2)
MnO	0,17	0,17	0,17	0,16	0,08	0,11	0,05	
MgO	5,6	8,4	6.6	7,4	4,31	4,48	2,44	
CaO	9,8	10,3	9,9	10,1	6,36	6,80	2,97	1,5
Na_2O	2,5	2,3	3,0	3,4	2,25	2,00	3,61	7
K_2O	0,8	0,6	1,0	1,7	2,59	1,69	3,85	
P_2O_5	0,21	0,23	0,36	0,53	0,13	0,11	0,33	
H_2O+	0,7	0,9	0,9	1,3	2,70	2,29	3,20	
Total	99,98	100,00	100,03	99,9	99,85	99,65	100,20	

BT basalto (gabro) toleítico; BA basalto alcalino; A andesita (diorita); D dacita; R riolita (granito)

Con: o olivínico; n nefelina; p piroxeno; h hiperstena; m mica

(1) $TiO_2 + MnO + P_2O_5 + H_2O$
(2) $FeO + Fe_2O_3 + MgO$

Tabla 2.3.2 Composiciones típicas del magma de puntos calientes intraplaca, en % en peso (Tarduno, 2008):

Magma	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3+FeO	MgO+CaO	Suma
ácido	65-75	12-16	4-8	4-6	92-95
básico	48-58	13-17	9-14	5-8+8-12	96

La fusión de litosfera compuestapor corteza oceánica reciclada, con o sin sedimentos, con un aporte de material primitivo del manto, puede explicar, en parte, la formación de basaltos alcalinos (Pilet et al., 2008).

El vidrio volcánico del ascenso del Pacífico-Atlántico (*Pacific-Atlantic rise*) es una referencia de la composición de los magmas antes de su salida. Un conjunto analítico de componentes mayoritarios que se puede considerar representativo, en % en peso, es:

50-51 SiO_2; 14 Al_2O_3; 11 Fe_2O_3; 8 MgO; 12 CaO; 2,5-2,7 Na_2O; 0,05-0,09 K_2O; 1,3-1,5 TiO_2; 0,12-0,14 P_2O_5; 0,18 MnO

Un tipo especial y poco común de magma es el que da origen a las rocas designadas como carbonatitas. Tienen >50% de carbonatos, son ricas en Na y casi no tienen SiO_2 (Fisher et al., 2009). Es un magma fluido formado por calcita y dolomita y a veces Na_2CO_3, que se presenta como kyereita $Ca(Na_{0,82}{\cdot}K_{0,18})_2(CO_3)_2$ y grezonita $Ca_{0,17}(Na_{0,78}{\cdot}K_{0,05})CO_3$. También se caracterizan por un alto contenido en Sr, del orden de 7000 ppm (1400-36.000 ppm en Fuerteventura, mientras las rocas sedimentarias que las rodean tienen 136-1240 ppm), del orden de 250 ppm de Nd y muy baja relación Rb/Sr (Bell y Tilton, 2002). El magma de carbonatitas puede dar coladas anchas, de pocos km de recorrido, vesiculares, con alto contenido en CO_2 y velocidad hasta 0,3 m/s. Las carbonatitas se originan por diferenciación química en el manto bajo continentes, por diferenciación química. Hay unas 400 ocurrencias continentales, además de las insulares de Fuerteventura (Islas Canarias) y de Cabo Verde. El único volcán activo que emite actualmente carbonatitas es el Oldoinyo Lengai, en Tanzania. El magma, que es nefelínico, contiene los gases normales del manto y muestra un notable fraccionamiento local que acumula elementos litófilos. Los otros volcanes sólo emiten CO_2 ya que los carbonatos líquidos de Fe, Ca, Mg no son estables a P baja y se descomponen para dar CO_2 y sólo son estables con Na.

2.3.2 Componentes químicos minoritarios de interés hidrogeológico

El magma contiene numerosos componentes minoritarios (menores) en concentración ponderal del orden de la parte por millón (ppm) o mg/kg.

A partir del análisis del vidrio volcánico del ascenso continental del Pacífico-Atlántico *(Pacific-Atlantic rise)* sobre la composición de los magmas antes de su salida, referido en la Sección 2.3.1, un conjunto analítico que se puede considerar representativo de los componentes químicos minoritarios y traza, en ppm en peso, es:

10 Ba; 84-139 Sr; 90-104 Zr; 31-38 Y; 283-307 V; 41 Sc; 66-88 Cu; 200-294 Ni; 0,33-0,86 Rb; 9 Nd; 3,2-3,8 Sm

con las relaciones características: Ca/Sr = 145-225 molar; $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70239-0,70242 (±0,0002)

Varios componentes minoritarios generan gases o dan compuestos volátiles (Oppenheimer et al., 2003). Además del interés geoquímico de esos componentes minoritarios y de los que están a concentraciones menores, los componentes a concentración de trazas tienen interés hidrogeológico, pues pueden afectar a la composición y calidad del agua subterránea, a veces de forma importante, tanto por disolución directa, como por liberación durante la alteración de la roca, como por su transferencia a la atmósfera y consiguiente generación de deposición seca y húmeda.

Los componentes más notables y de mayor interés por sus implicaciones en numerosos aspectos científicos y aplicados son los compuestos de azufre o sulfurados (S), cloro (Cl), flúor (F) y boro (B), muy incompatibles en la estructura cristalina que se forma, y arsénico (As) (Anderson, 1974). El hierro (Fe) y el manganeso (Mn) están generalmente entre los componentes mayoritarios. También otros elementos tienen relevancia, como el estroncio, bromo y iodo.

El componente minoritario más abundante suele ser el agua (H_2O), que se incorpora al ciclo hidrológico. En las determinaciones químicas puede figurar el agua o no, pero estuvo presente en el magma. Los otros componentes químicos que tienen compuestos solubles se incorporan al agua, pero su incidencia depende de las concentraciones ambientales sean pequeñas y de la relación agua/roca. Cuando se trata de un acuífero con una renovación relativamente rápida, la relación agua total/roca es grande, pero puede ser pequeña en sistemas confinados casi estacionarios.

A continuación se aportan comentarios sobre la presencia de esos componentes mayores, en cuanto a los aspectos químicos. Los aspectos isotópicos se consideran en el apartado 2.3.3. Además, hay que considerar que hay relaciones entre los distintos componentes minoritarios y de estos con los mayoritarios, tanto química como isotópicamente. Como referencia frecuente para la comparación se suele considerar un típico basalto primitivo de dorsal medio-oceánica (MORB). Para interpretar los resultados hay que conocer si las determinaciones hacen referencia a la parte líquida (fundido) o al conjunto del magma. Una composición media de los fundidos, en peso, con los valores extremos comunes y el (valor medio) es 2%-6% (3%) de H_2O, 800-3000 (2000) ppm de S y 200-3000 (700) ppm de Cl. Es común que haya S^{2-} en el magma, pero no siempre.

Un MORB (basalto de dorsal medio-oceánica, *mid ocean ridge basalt*) medio y en un IAB (basalto de arco insular, *island arc basalt*) medio tienen comparados (A / B):

Componentes mayoritarios, en % en peso: 0,02 / 0,9 K_2O; 1,4 / 1,0 TiO_2

Componentes minoritarios, en ppm: 2 / 23 Rb; 20 / 260 Ba; 90 / 71 Zr; 3,4 / 2,2 Hf

La relación ponderal K/U para la Tierra vale ≈10.000 y 64.000 en las condritas.

En la Tabla 2.3.3 se muestran los contenidos de algunos de los componentes menores en las rocas volcánicas de la isla de Tenerife, Islas Canarias.

Tabla 2.3.3 Contenido en los elementos menores S, F y Cl en rocas volcánicas de la isla de Tenerife, Islas Canarias. Valores ponderales en ppm:

Área	**Roca**	**S**	**F**	**Cl**
Antigua	tefrita	200-300		
Anaga	fonolita	1260-2240		
Cañadas	fonolita	300-440 (1200)		300-3000
Pericañadas	fonolita	300-1320		
Peri-Teide Pico Viejo	fonolita	60-170	400-1300	900-2800
Montaña Blanca	fonolita	70-250	500-1100	900-3100
Montaña Cruz	fonolita	105-235	500-900	2050-2300
Montaña Corrales	Fonolita	100	900	900-1050
Montaña Majua	fonolita	160	560-970	1900-2500
Dorsal	fonolita	280		1700
Chinyero	tefrita basanítica	90-360	1000-1300	600
Teide Pico Viejo	basanita	80-1270	1800-3100	100-700
Teide Pico Viejo	fonolita + tefrita	90-1600	700-2300	1600-2500
Teide	tefrita	90-3700	1300-2600	
Teide	fonotefrita	70-300	900-1100	700-900
Teide	fonolita	70-280	210-900	1700-2300
rango común	---	70-2200	400-2600	600-3000

En lo que sigue se aportan valores y comentarios específicos de los componentes minoritarios de mayor interés o más frecuentemente considerados.

Hidrógeno

El hidrógeno se manifiesta casi en su totalidad como volátil, incorporado al vapor de agua, aunque una parte está como H_2 y CH_4 y acidez asociada a algunos aniones minoritarios de Cl, F, S, N.... El H_2O está como moléculas y grupos OH^- en compuestos del tipo XOH con X = Si, Al, Na.... En contacto con el aireel H_2 puede llegar a dar llama.

En magmas básicos de áreas continentales e insulares el contenido en H_2O y su valor (medio), en % en peso, es (Sun et al., 2007): 0,14-0,20 (0,15) para toleita cuarcífera, 0,14-0,60 (0,45) para toleita, 0,45-2,0 (0,90) para basalto olivínico, 2,0-8,0 para basalto perpotásico, 0,15-0,70 (0,30) para toleita de fondo oceánico y en islas oceánicas, 0,5-1,5 (1,0) para basalto alcalino y basanita y 0,5-2,0 para nefelinita. Así, el campo de variación más común es de 0,15 a 0,5, hasta 0,7-2,0.

La solubilidad del H_2O es proporcional a $(P_{H2O})^{1/2}$, siendo P la presión del agua. Vale el 4% en peso a 100 MPa. Esta solubilidad es mucho mayor que la del CO_2. La presión de saturación de H_2O en magmas basálticos es de 200-500 MPa y de 100-250 MPa en magmas dacíticos o riolíticos (Shinohara, 2008).

El contenido en H_2 total en las lavas del volcán Mauna Loa, isla de Hawaii, en % en peso, es: vidrios basálticos en crestas centro-oceánicas 0,2-0,4; vidrios basálticos 0,2-0,7; vidrios riolíticos de domos y coladas 0,08-0,8, depósitos piroclásticos 0,6-3,0, inclusiones gaseosas en cristales hasta 7,0 y vidrios de tectitas 0,01-0,1.

En magmas de zonas de subducción hay de <1% hasta10% en peso de H_2O, frecuentemente de 2% a 6%, sea de composición ácida o básica. En el gas en volcanes de zonas de subducción hay ≈95% en volumen de H_2O, con la excepción de los gases ricos en CO_2 en el arco de las Islas Eólias y en White Island (Nueva Zelanda). En puntos calientes hay más CO_2 y menos H_2O. El contenido en H_2O es mayor en riolitas que en basalto.

Carbono

El carbono se manifiesta casi totalmente como volátil en forma de CO_2 y un contenido menor de CO, excepto en las carbonatitas, en que forma parte de los minerales. Juega un importante papel en la química y composición química del agua.

En basaltos submarinos se tiene 0,06-0,2% en peso de CO_2 y hasta 0,15% en basaltos de arcos insulares, con CO_2/H_2O ≈0,1 (Sun et al., 2007). El CO_2 máximo es de 0,25% en basalto y ≥0,05% en riolitas.

La solubilidad del CO_2 es proporcional a la P_{CO2} y está menos afectada por la temperatura (T) y la composición que la del H_2O; vale 0,05% en peso a 100 MPa. La presión de saturación de CO_2 es de 200-500 MPa en magmas basáticos y de 100,250 MPa en magmas dacíticos o riolíticos. El CO_2 escapa más rápidamente que el H_2O y el magma residual se enriquece en H_2O (Shinohara, 2008).

El carbono en el magma está mayormente oxidado y se separa como CO_2, pero en función de la temperatura y la presencia de H (que se separa como vapor de agua) y S se forman y se separan concentraciones pequeñas de CO, CH_4 y COS (sulfuro de

carbonilo). Un ejemplo es la reacción de Fisher-Tropsch: $CO_2 + H_2 = CH_4 + 2H_2O$ a alta T en dorsales medio-oceánicas.

Compuestos de azufre

El azufre se manifiesta primariamente como compuestos volátiles, principalmente SO_2, aunque posteriormente puede dar origen a sulfuros metálicos y azufre nativo (S^0).

El contenido en S en el MORB primitivo es de 800-1000 ppm (960±60 ppm como valor más característico) en el fundido cuando se tiene un 10-20% de fusión y de 80-300 ppm en la masa total del magma. En los magmas primarios de los arcos insulares se tiene <120 ppm S y en magmas toleíticos <10 a 50 ppm de S. En diques se tiene 200-1200 ppm S (media de 720) y 100-30.000 ppm (media de 430 ppm) en la zona de transición. En gabros oceánicos se tienen ≈500 ppm y 100 ppm si están alterados. En las carbonatitas se tiene 7-870 ppm S, a partir de datos de Fuerteventura (Islas Canarias).

La solubilidad del SO_2 es según el coeficiente de partición, que depende de P, T, composición y fO_2 (Shinohara, 2008).

El magma oceánico del volcán Kilauea (Isla de Hawaii) enfriado rápidamente contiene 0,1± 0,026 ppm de S como glóbulos de S^o en lava, con una relación S^{+6}/S_{total} de 0,01-0,05 y correlacionada con el contenido en Fe. El magma emitido por el volcán Pinatubo (isla de Luzón, Filipinas) en la erupción de 1999 contenía 8-25% de fundido. La pequeña fracción de fundido rico en agua que se situó sobre la cámara magmática extrajo la mayoría de S del reservorio de magma (60-90 ppm en el magma, relativamente oxidado, y 5600-8500 ppm de SO_2 en el fundido), del que se emitió una pequeña fracción con la lava con concentración de 9000-30.000 ppm (Keppler, 1999). Antes de la erupción se tenía ponderalmente 6,1%-6,6 % de H_2O, 290-415 (hasta 4000) ppm de CO_2, con SO_2. El exceso de CO_2 de la cámara profunda pasó a la menos profunda. El contenido medio de S en las andesitas de la erupción del volcán Nevado del Ruiz (Colombia), fue de 675 ppm en piroxeno, de 275 (hasta 1600) ppm en plagioclasa, de 4500 ppm en tefra no lavada 4500 y de 570 ppm en vidrio y minerales. La relación ponderal S/Cl era alta antes de la erupción. El valor en el lahar que se originó fue 4,7, con alto contenido en SO_4. En los volcanes Mount St. Helens (Washington, USA) y Chichón (México), en cada efusión sucesiva se emitió menos SO_2. En las efusiones de las islas del arco insular nipón es S < 40 ppm. En Islandia se encuentran 500 ppm S a >45 m de profundidad y en la isla de Hawaii 700±100 ppm S a >500 m, pero, como hay mucho escape gaseoso, puede ser que el contenido en el magma se reduzca a 50-200 ppm S.

En las lavas típicas del volcán Mauna Loa, isla de Hawaii, se tienen las relaciones molares: H/S = 6-16, C/S = 0,21-0,26, O/S = 5,4-10, Cl/S = 0,0056-0,021 y F/S = 0,0025-0,023.

El S en el magma puede estar a distintos estados de valencia. En general domina el SO_2. Una fracción del S genera H_2S, primariamente y en especial secundariamente. Como componente soluble en agua, S^{2-} <0,1% a ≈1%, a veces >1%. Esto origina reacciones químicas que se comentan en el Apartado 2.4.1. En los gases que escapan de los magmas hay equilibrio entre H_2S, S_2, SO_2 y SO_3. En el vidrio de vulcanitas basálticas miocenas submarinas del S de Gran Canaria se ha encontrado

1000-5000 ppm S, que se reduce a 50-1100 ppm S por escape, de modo que la relación $S(VI)/S_{total}$ evoluciona de 0,75 en el magma a 0,36 y finalmente a 0.05 en la lava (Gurenko y Schmincke, 2000). En magmas de composición basáltico alcalina, shoshonitica y hawaiianítica y a basalto andesítico de áreas de subducción o intraplaca, $S(VI)/S_{total}$ = 0,4-0,8 (alto), mientras que es <0,25 en MORB y OIB (basalto de isla oceánica, *ocean island basalt*) (Hernández et al., 2001). En basaltos submarinos se tienen inicialmente 500 ppm en peso de S, con C/S ≈0,1, pero que cambia al enfriarse, con 100 ppm a 700 ºC (Sun et al., 2007). En emisiones de magmas basálticos, C/S en peso = 1,5±0,3 en fases eruptivas principales y 0,2 en las fases eruptivas terminales (Allard, 1983).

En el fundido de silicato el conjunto Fe-S-O es inmiscible y se establece un equilibrio relativo al S entre pirrotita y anhidrita, a 880-850 ºC. La saturación en S crece con T y el contenido catiónico (en especial Fe) y es mayor en anhidrita que en sulfuros.

En los cristales y vidrios de las erupciones de los basaltos del Deccan, India, se encuentran de centenas de ppm a 1400 ppm S (400-800 ppm en la parte desgasificada de las lavas cordadas), similar al MORB (Self et al., 2008). En lavas del volcán Roza, de la provincia volcánica del río Columbia, NW USA, se encuentran ≤1500 ppm S (media de 1370 ppm).

Cloro

El Cl se manifiesta principalmente como HCl, aunque posteriormente origine sales diversas. Guarda relación con el contenido en F y S.

El contenido en Cl depende del tipo de magma. Puede valer en torno a 48 ppm en las dorsales centro-oceánicas, 290 ppm en el magma de punto caliente y 900 ppm en el volcanismo de arco insular. Comparativamente se tiene 42 ppm en greystones, 48 ppm en gabro, 0-50 ppm en esmectitas, illitas, cloritas y epidota, hasta 100 ppm en actinolita y hasta150 ppm en hornblenda. En la Tabla 2.3.3 se dan algunos valores para Tenerife, valores más generalizados en la Tabla 2.3.4 y otros valores en la Tabla 2.3.5.

Tabla 2.3.4 Contenido en Cl, F y H_2O de rocas volcánicas y en otros ambientes (Straub y Layne, 2003):

Roca	Valor de fondo	Vulcanitas	Fluido de placa	Océano	Corteza basáltica	Sedimentos
Cl, ppm	0,83	250-1000	10.000	19.000	78	640
F, ppm	16	40-150	1000	1,3	216	611
H_2O, % en peso	0,023	0,65-2,5	25	100	1,4	7
Cl/F ponderal	0,05	7,5	9,5	15.000	0,36	1,05

Tabla 2.3.5 Contenidos en Cl y F en magmas de zonas de subducción (Straub y Layne, 2003):

Lugar	Cl ppm peso	F ppm peso	Comentario
E cuenca de Manus	900-8400		Submarino. Papúa-Nueva Guinea
Arco de Izu Vidrio andesítico Inclusiones Placa que subduce	 400-4000 6600-8000 9460±3500	 70-400 780-910 990±270	Islas Marianas 25±7% H_2O

En los vidrios volcánicos submarinos de magma de arco insular, de composición basáltica a riodacítica de magma de arco insular, muestreados al Este de la Cuenca de Manus, en Papúa-Nueva Guinea, el contenido en Cl está correlacionado con el de elementos traza no volátiles muy incompatibles, de forma similar a lo que sucede en el MORB y el OIB. Aproximadamente el 80% del Cl procede directamente de fluidos derivados de la placa que subduce (Sun et al., 2007). El comportamiento de Cl en el magma está muy influido por el contenido de P y de H_2O inicial y por el grado de fraccionamiento del magma. Si la concentración de H_2O inicial es <4% en peso, el Cl es muy incompatible a cualquier presión; a mayor contenido en H_2O, a presión media se pueden extraer cantidades considerables del Cl del magma una vez que se llega a la saturación en H_2O. En % en peso, se tiene 0,1 a 0,8 de Cl para 1,1 a 1,7 de H_2O y 0,05 a 0,5 de P. En el fundido del magma se tiene, en % en peso, 0,02-0,3 (media 0,07) de Cl, con 2-6 (media 3) de H_2O y 0,08-0,3 (media 0,2) de S. Los contenidos en H_2O, K_2O, P_2O_5, F y Cl evolucionan similarmente y para 14% de H_2O se tiene 0,55 de P_2O_5, 0,03 de Cl y 0,006 de F.

A efectos comparativos, el contenido ponderal en ppm de Cl en rocas ígneas (valor medio entre paréntesis) está en el entorno de 100-9000 (300) para granito (3000 a 6000 según otros datos, para Cl/total de metales mayoritarios = 0,002 a 0,005), 20-900 (380) para granodiorita, 180 para dioritas y andesitas, 430 para sienitas, 193±68 para basaltos de Islandia (con $SO_4/Cl = 6$ y $CO_2/Cl = 11$) y <1000 para basaltos de Irlanda.

El Cl está más concentrado en partes vítreas que en cristales. El agua extrae el Cl y lo hace menos volátil. El Cl escapa más lentamente que el H_2O.

En efusiones del volcán Uzu (Japón) se encuentran de 200 a 600 ppm (media 500 ppm) y máximo de 5000 ppm Cl, con relaciones ponderales Cl/S de 0,1 a 0,3 en inclusiones de gas y lapilli y Cl/K_2O de 0,02-0,04 (Hernández et al., 2001). En la fosa del arco insular de Las Marianas, para valores ponderales de 1% H_2O y 0,28 % CO_2, se incrementa la proporción de Cl y F y disminuye la de S (García et al., 1979).

El Cl es muy incompatible en el MORB y en el OIB por el bajo contenido en H_2O y poco fraccionamiento. El comportamiento del Cl en magmas de arco es más complejo y va de muy incompatible a compatible, según el contenido en H_2O y profundidad de la cámara magmática, que determina la presión.

En los cristales y vidrios de las erupciones de varios 10^3 km^3 de material de los basaltos del Deccan, India, se encuentran centenares de ppm a 900 ppm Cl (Self et al., 2008). En el volcán Hawauu (isla de Hawaii) el contenido máximo en Cl es de 900 ppm, más variable que el de S. En lavas del volcán Roza, de la provincia volcánica de río Columbia, NW de USA, se encuentran <110 ppm Cl.

En vidrio de basalto alcalino submarino al N del archipiélago de Hawaii se determinó un contenido de 400-1360 ppm Cl y 1100-2200 ppm de S, con un manto con 30±6 ppm Cl (Dixon et al., 1997).

Flúor

El flúor es un componente minoritario siempre presente en el magma. Es más abundante cuanto más silíceo es el magma. El F se concentra principalmente en la fluorita (89%) y fluorapatito (1%). El apatito es el principal almacén de halógenos en el manto superior. Hay muy poco F en los anfíboles.

La relación Cl/F cambia Ee los procesos en el magma (Straub y Layne, 2003). La relación ponderal Cl/F vale aproximadamente 0,3 a 0,9 para la corteza continental, ≈0,9 en la placa fundida y ≈9,5 tras el escape de volátiles.

Algunos valores característicos del contenido en F, en ppm en peso, son: 500 en basalto andesítico de Nueva Zelanda, 1600 en basaltos de California, 1500 en basaltos de la isla de Juan Fernández (Chile), 540 en basaltos de la Meseta de Columbia, 1000-1500 en obsidianas, 13.000 en granitos, 19.800 en sienitas y 26.000-39.000 en fenocristales de los basaltos del Deccan (India). En el trigo cultivado sobre los basaltos del Deccan se tiene 10-118 ppm y 6-44 ppm en el arroz.

Boro

El boro, normalmente como boratos, está generalmente presente en el magma y es incompatible en los sólidos, por lo que se concentra en el fundido, sin que haya fraccionamiento importante a alta temperatura. No produce compuestos volátiles en las condiciones del manto. El resultado es que el contenido en B en las placas tectónicas es de 100 a 1000 veces el del manto y muy móvil en la deshidratación de la placa (Chaussidon y Jambon, 1994). En arcillas, el B substituye al Si tetra-coordinado. En los sedimentos marinos modernos se tiene ≈100 ppm de B.

Los valores de referencia del contenido en B son de 0,40 ppm en condritas, 0,25±0,1 ppm en el manto primitivo, con B/Rb = 0,3-0,5. En el océano se tienen 416 µmol/kg de B (4,50 ppm) y 0,37-0,46 ppm en el MORB no alterado. En los basaltos centro-oceánicos (N-MORB) se encuentran 0,34-0,74 ppm de B, con una relación B/K de 0,001±0,0003. En el E-MORB, los valores respectivos son 0,5±2,4 ppm y 0,0002 (Chaussidon y Jambon, 1994). En la corteza oceánica que subduce el contenido en B es pequeño y alto en K.

Bromo

El bromo es siempre una pequeña fracción del contenido en Cl. Hay una buena correlación entre Cl y Br y notable similitud química, a pesar de la notable diferencia de peso atómico.

El Br es muy soluble en silicatos fundidos en proporciones similares al Cl, aunque el Cl tiene más afinidad por el fundido que el Br y el I (Bureau y Mètrick, 2003). La relación molar rCl/r/Br vale 3755 y 7512 en Nuevo México, 1610 en el SW de Inglaterra (Banks et al., 2000), 654 en el agua del mar y 1186 a 1733 en magmas. En vidrio saturado y a 1000 ^{o}C se tiene 3100 ppm de Cl, 2480 ppm de I y 5360-7850 ppm de Br (ponderalmente Cl/Br ≈ 0,5 y Cl/I ≈ 1,3). Se encuentran 360-7850 ppm de Br en albita, 2800-3900 ppm en haplogranito (granito peralumínico), 4300-5900 ppm en riolita, 9745-11.250 ppm en pantellerita y <3-28 ppm en obsidiana.

En determinaciones en el plutón Capitán (Nuevo México) y el batolito del SW de Inglaterra (Banks et al., 2000), la relación Cl/Br es similar a la del mar, con hasta 84% en peso de aporte marino y <12% de contribución magmática de Cl profundo de enclaves de magmas que cristalizan.

Fósforo

El fosforo, en general como ion fosfato, es abundante en los magmas y rocas derivadas, de modo que a veces se le considera uno de los componentes mayoritarios, a concentraciones del orden del 0,01% a 1% ponderal.

En los basaltos de la zona de extensión de las islas Galápagos (Archipiélago de Colón) se encuentra una concentración ponderal de 0,09-0,72% de P_2O_5, acompañado de 0,18-0,25% de MnO, 0,17-0,24% de S (satura), 1,0-2,6% de Fe_2O_3 y 11-15% de FeO. En tobas de caida dacíticas del Etna se tiene del 0,15 al 0,19% de P_2O_5.

Nitrógeno

El contenido en nitrógeno en el magma es pequeño. En basaltos submarinos se tiene un contenido de N de aproximadamente 40 ppm, 10-22 ppm en vidrios, 20-40 ppm en matriz y 20 en rocas magmáticas. Puede ser de origen marino ya que el agua del mar tiene 0,6 mg/L de N orgánico y 16 ppm de N_2 (Norris y Schaeffer, 1982). Aunque el radio iónico del NH_4^+ es de 1,44 angstrom ($1{\cdot}10^{10}$ m) y el del K^+ de 1,33 angstrom, muy próximo, no hay correlación entre ellos. El N_2 es incompatible con el NH_3.

Estroncio

El estroncio es un componente menor relativamente abundante en los magmas. El Sr^{2+} tiene un comportamiento similar al del Ca^{2+}, al cual substituye en las redes cristalinas.

Litio

El ion Li^+ es similar al Mg^{2+}. Substituye a los iones Al^{3+}, Fe^{2+} y Mg^{2+} con preferencia al Na^+. Tiende a ser covalente. Los compuestos Li_3PO_4 y Li_2CO_3 son poco solubles. Se coordina con el O de forma preferentemente tetraédrica y secundariamente octaédrica. El Li-H_2O forma un complejo estable tetraédrico. El Li^+ se incorpora preferentemente a los silicatos, dando un anión de alta relación carga/radio, que es retenido en ambientes sedimentarios, en fosfatos y silicatos terminales, pero no en minerales salinos. Se enriquece en la corteza continental, en especial en pegmatitas (en los componentes máficos) y en la espudumena (Huh et al., 1998; James y Palmer, 2000).

Otros

El Ba, Rb y Cs son muy incompatibles en fundidos de basaltos. En el estratovolcán Estromboli (Islas Eólias, S de Italia), cuyas lavas de basalto contienen 40-51% de SiO_2, 1,6-2,4% de K_2O y 6-7% de Mg, en la escoria se encuentran 830-980 ppm de Ba y 60-75 ppm de Rb.

El níquel es un componente menor que se concentra en el manto superior. En la isla de Hawaii, más de la mitad está en el olivino de las peridotitas, con tanto más Ni cuanto más olivino y S. En volcanes intraplaca se pueden tener 600 ppm Ni en el pre-escudo alcalino, 700 a 1000 ppm en el escudo toleítico y 600 ppm en el post-escudo alcalino. Los valores son altos en la isla de Hawaii, algo alto en las islas Canarias, W de Groenlandia, Siberia y Karoo-Etendeka (S de África) y bajo en Islandia y Azores (litosfera fina). Este Ni no procede del núcleo terrestre.

Las toleitas olivínicas contienen 22-60 ppm de Os y 73-114 ppm de Re, con una relación isotópica $^{187}Os/^{188}Os$ = 0,1348-0,1371, para roca de 66 Ma, que es algo radiogénica. En los basaltos alcalinos las concentraciones son respectivamente de 7-12 ppm y 73-114 ppm y la relación isotópica es mayor, de 0,2700 a > 0,2938.

En basaltos, en 10^{-3} ppm, se tiene 5,5-19,8 de Tl (calcófilo), mayor en puntos calientes y manto superior, 35-78 de Cs (litófilo), 3,4-6,5 de Rb y una relación Cs/Tl de 2,9-5,9 (Nielsen et al., 2006). El La y el Th son elementos muy incompatibles; la relación Th/Ca indica la fuente de los fundidos de basalto. Un alto contenido en Th da lugar a alto ^{208}Pb y alta relación $^{208}Pb/^{204}Pb$.

Los lantánidos ligeros Sm y Nd tienen igual valencia y similar radio iónico (Murphy y Nance, 2004). Su relación está poco afectada por la generación de magma y otros procesos y por lo tanto se puede considerar que derivan del manto. Como promedio para la Tierra, Sm/Nd es ≈0,32, para las rocas de la corteza es ≈0,18 y en el manto empobrecido es ≈0,5 ppm de Sm y ≈7 ppm de Nd (Sm/Nd ≈0,07).

2.3.3 Características isotópicas

El estudio de la composición isotópica del magma y de las rocas derivadas es una poderosa herramienta, que ha avanzado enormemente en posibilidades, experiencia y potencia analítica. Hoy difícilmente se concibe no emplear estas herramientas isotópicas en estudios diversos. Entran dentro de la práctica profesional habitual, además del ámbito de la investigación. Las aplicaciones hidrogeológicas se dan en la Sección 4.5 del Capítulo 4. En lo que sigue sólo se dan algunas indicaciones referidas a los magmas. Las principales herramientas son las de isótopos estables, pero han ido ganando interés las que guardan relación con radioisótopos de muy largo periodo, tanto por su propia presencia como por la acumulación de los isótopos estables descendientes (hijos).

El $\delta^{18}O$ primordial = 5,5‰ a 6,0‰, del MORB = 5,7±0,2‰, de los basaltos toleíticos hawaianos = 4,6‰ a 5,2‰ y del OIB = 4,5‰ a 7,5‰. El vidrio y el olivino de las lavas pueden modificarse debido a la asimilación parcial y/o intercambio de O con rocas metamorfoseadas. En los vidrios toleíticos hawaianos $\delta^{18}O$ = 4,6‰ a 5,8‰ por asimilación de corteza térmicamente alterada, con $\delta^{2}H$ = -33‰ a -52‰ (en el manto -60‰ a -96‰) y alto B y $\delta^{11}B$.

La existencia de agua juvenil, definida como la que emiten los magmas primitivos, ha sido y continuará siendo objeto de debate, ya que una parte variable, a veces dominante, del agua derivada de un magma es agua del ciclo hidrológico, aunque muy diferida en el tiempo y profundamente alterada isotópicamente por intercambio isotópico agua-roca a alta temperatura y, con menor incidencia, a alta presión. Para esta agua juvenil se suele admitir la composición $\delta\ ^{2}H$ = +20±10‰ y $\delta\ ^{18}O$ = +8±2‰ V-SMOW.

Con respecto al estándar V-SMOW, las aguas naturales tienen normalmente valores de $\delta^{18}O$ negativos, mientras que las rocas en general tienen $\delta^{18}O$ positivos. Dentro del rango posible, las rocas volcánicas están en una posición intermedia. A temperatura elevada el agua y la roca intercambian isotópicamente, de modo que dependiendo de la relación agua/roca, la modificación es mayor o menor. Como las rocas volcánicas apenas contienen H, no se suele considerar el $\delta^{2}H$, si no es en situaciones especiales (Kyser y O'Neil, 1984; Yoshida, 2001) para resolver orígenes que requieren atención por su complejidad, como en las rocas del complejo basal de la isla de Tenerife (Javoy et al., 1986).

En comparación con los valores del manto primordial, los basaltos insulares presentan un amplio margen de valores de $\delta^{18}O$, entre 4,5‰ y 7,5‰. Sin embargo, en algunos basaltos toleíticos hawaiianos se encuentran valores menores, entre 4,6‰ y 5,2‰, lo que se atribuye a contaminación por la corteza (Garcia et al., 1998). Algunas vulcanitas antiguas, como las asociadas a la Faja Pirítica Ibérica, están muy enriquecidas en ^{18}O y consiguientemente el agua marina relicta que está en relación (Borriga y Kwerrich, 1989).

$\delta^{13}C_{CO2}$ de diferentes orígenes del CO_2: orgánico <-15‰; inorgánico de la corteza +4‰ a –4‰; manto -4‰ a -7‰ a > 530 °C si se está en equilibrio.

En la reacción de Fisher-Tropsch $CO_2 + H_2 = CH_4 + 2H_2O$ a alta temperatura en basalto de dorsales centro-oceánicas, para equilibrio isotópico $CH_4 – CO_2$ a 340 °C, es $\delta^{13}C_{CH4} > -20‰$ (Fiebig et al., 2004).

Los isótopos del azufre ($\delta^{34}S$) y del $\delta^{18}O$ del oxígeno combinado en compuestos de azufre oxidados, aportan conocimiento sobre el origen y los procesos (Ueda y Sakai, 1984).

En basalto submarino $\delta^{34}S_{tot} = +0,7±0,1‰$ y en el subaéreo -0,8±0,2‰. En los derrames basálticos permotriásicos es $\delta^{34}S = +8‰$ a +12‰ por intercambio difusivo con sulfuros en conductos volcánicos. En lavas es $\delta^{34}S = -4,5‰$ a -8,7‰ (para S <40-1373 ppm) y domina 0‰ a 4‰ (media 2,9‰). En los magmas primarios de los arcos insulares se tiene <120 ppm de S, con $\delta^{34}S$ de +5‰ a +7‰. En rocas volcánicas en relación con la subducción en Japón se tiene <40 ppm S y $\delta^{34}S = +4,4± 2,1‰$ y en basaltos de fondo centro-oceánico se tiene 800±100 ppm S y $d^{34}S = +0,8±0,5‰$ (Ueda y Sakai, 1984). Los valores altos son atribuibles a reciclado de S de corteza con SO_4 del mar de $\delta^{34}S = +21‰$, sedimentos de fondo marino profundo o corteza oceánica alterada hidrotermalmente (Kiyosu y Kurahashi, 1983). En el desgasificado de magmas basálticos a aproximadamente 900 °C, el $\delta^{34}S$ varía muy poco (Lin y van Keken, 2005).

En carbonatitas primarias es $\delta^{34}S = 0±2‰$, con evolución hacia más negativas (más ligeras). Al crecer la relación SO_4^{2-}/S^{2-}, el $\delta^{34}S_S$ se hace más negativo y $\delta^{34}S_{SO4}$ tiende al valor de la masa. En la Tabla 2.3.6 se muestran los valores isotópicos de carbonatos en rocas volcánicas de Fuerteventura, incluyendo las carbonatitas. En carbonatitas es $\delta^{15}N = -4,0‰$ a -5,1‰, similar al -5‰±3‰ del MORB y rocas de las hendiduras (rift) continentales. Si fuera de subducción valdría ≈+7‰ (Fisher et al., 2009).

Tabla 2.3.6 Valores isotópicos del carbono y oxígeno de las carbonatitas de Fuerteventura(Demény et al., 1998; 1999)

	$\delta^{13}C$‰ PDB	**$\delta^{18}O$‰ PDB**
Calcita de carbonatitas	-5,3 a -6,5	6 a 9
Diques basálticos	-1,6 a + 3,0	7 a 9,5
Magma original	(-6,7)	6,9 +- 0,2
Carbonatitas primarias	-4 a -8	6 a 10
Diques basálticos	-1,5 a -3,5	6,5 a 9,5
Biotita de carbonatita		4,8 a 6,7
Biotita de dique sienítico		4,1

El $\delta^{34}S$ de los meteoritos es ≈0‰, 0‰ a +12‰ en el manto, preferentemente en el fundido, y +20,7 en los arcos volcánicos a causa del reciclado de sedimentos y efecto del agua marina actual.

En los estudios isotópicos pocas veces se considera el ^{17}O, ya que generalmente basta con considerar el ^{18}O relativo al ^{16}O, mucho más abundante. Algo similar se puede decir del ^{33}S y del ^{36}S respecto al ^{34}S comúnmente considerado, relativo al más abundante ^{32}S. Pero hay procesos de fraccionamiento isotópico que no dependen linealmente de la

masa y que ayudan a entender determinados procesos de génesis del agua y de los compuestos oxidados del azufre (Bindeman et al., 2007; Ono et al., 2007).

El origen del cloro en magmas y rocas volcánicas y en la hidrosfera es un aspecto muy debatido y en relación con la alta concentración de cloruro en el mar actual y en depósitos salinos continentales e incluso marinos. La isotopía del Cl puede ayudar, aunque si no hay cambio de valencia, como sucede en la naturaleza casi siempre, el fraccionamiento entre el ^{37}Cl y ^{35}Cl es muy pequeño y desafía la precisión analítica requerida. Esta precisión es comúnmente de ±0,09‰ para 1σ, utilizando TIMS (*thermal ionization mass spectrometry*).

En la Naturaleza el $\delta^{37}Cl$ varía en un rango del 15‰. El valor para el agua marina y en la corteza terrestre es ≈0,0‰ y ≈+4,7‰ para el manto.

Banks et al. (2000) identificaron inclusiones magmáticas a partir de los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ del agua y de $\delta^{37}Cl$ (≈0,0‰ a +1,8‰) del Cl en el Plutón Capitán y en el batolito al SW de Inglaterra. Hay alteraciones notables, con $\delta^{37}Cl$ en el agua marina relicta en poros de hasta -8‰ y +7‰ en el Cl que substituye al OH^- en los minerales. En la Tabla 2.3.7 se dan valores en distintos lugares. El magma aporta vapor que se une al agua hipersalina de los poros y en Nuevo México hay aporte de sales cloruradas sólidas.

Tabla 2.3.7 Valores de la relación Cl/Br y de $\delta^{37}Cl$ en distintos lugares y en rocas ígneas (Banks et al., 2000). r indica que las concentraciones están en meq/L:

Lugar	**Nuevo México**	**SW Inglaterra**	**Magmático**
$d^{37}Cl$‰ (media)	-0,33 a +0,24 (-0,06)	1,7 a -2,0 (1,8)	Correlación Br/Cl con $\delta^{37}Cl$

El estudio de la isotopía del estroncio es frecuentemente relevante para distinguir el origen de los magmas y de forma derivada saber en qué rocas se ha generado la composición química del agua subterránea. En general se considera la relación atómica $^{87}Sr/^{86}Sr$, en la que se aprovecha el hecho de que el ^{87}Sr tiene una componente radiogénica a partir del ^{87}Rb. El ^{87}Rb tiene un periodo radioactivo muy superior a la edad de la Tierra y su descendiente, el ^{87}Sr, se acumula a lo largo de la historia geológica. En los procesos geológicos e hidrogeológicos se puede despreciar o compensar el fraccionamiento isotópico. La relación isotópica R = $^{87}Sr/^{86}Sr$ natural está próxima a 0,70 y se suele expresar con seis cifras decimales, de las cuales la sexta es incierta.

Algunos valores de referencia son: agua marina moderna R = 0,70918; rocas volcánicas modernas del manto R = 0,7030-0,7042; mar cretácico R ≈ 0,7078; rocas de la corteza derivadas de sedimentos R > 0,707; basaltos del Etna R = 0,70356±0,0011; volcanismo del N de las islas Marianas R = 0,7035.

En los basaltos jóvenes, domos félsicos traquíticos y basalto tardío de la isla de La Gomera es R = 0,702944-0,703095, en el volcanismo bimodal de la Isla de Tenerife es R < 0,7049 (valor alto) para el fundido fonolítico post-colapso y R ≤0,7049 (valor alto) en la secuencia antigua fonolítica (nefelinita, sienita...) del Etna.

Similares consideraciones se pueden hacer respecto a los isótopos del neodimio. La relación isotópica estable $^{146}Nd/^{144}Nd$, en general dada como δ‰ es muy poco variable mientras que, debido a la generación de ^{143}Nd por desintegración del uranio y descendientes produce ^{143}Nd, la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ crece despacio en rocas corticales y lo hace más deprisa en el manto empobrecido en U (McCoy et al., 2020). La relación entre los dos isótopos se usa en estudios de génesis petrológica, pero rara vez se aplica al agua subterránea, dada la muy reducida solubilidad, que dificulta obtener la cantidad suficiente para el análisis.

El estudio de los isótopos del uranio puede tener interés ya que el ^{234}U se disuelve más fácilmente que el ^{238}U en soluciones con carbonato, poco U total y ambiente oxidante. Los materiales volcánicos del entorno del lago de Tiberiades están más meteorizados que las calizas que abundan en el lugar, de modo que el ^{235}U es más lixiviado, con concentraciones de 1,0±0,1 a 3,0±0,1 µ/L de U.

En algunos casos se ha utilizado el contenido en ^{10}Be (<0,5·10⁶ atomos/g) y la isotopía del Pb para determinar el origen del magma, como en el N de las Islas Marianas (Woodhead y Fraser, 1985).

El estudio de la isotopía del plomo, en cuanto a descendientes finales de las series radiactivas del ^{238}U y ^{235}U (Figura 2.3.3), también proporciona herramientas importantes para el estudio del origen de los magmas y de las rocas derivadas.

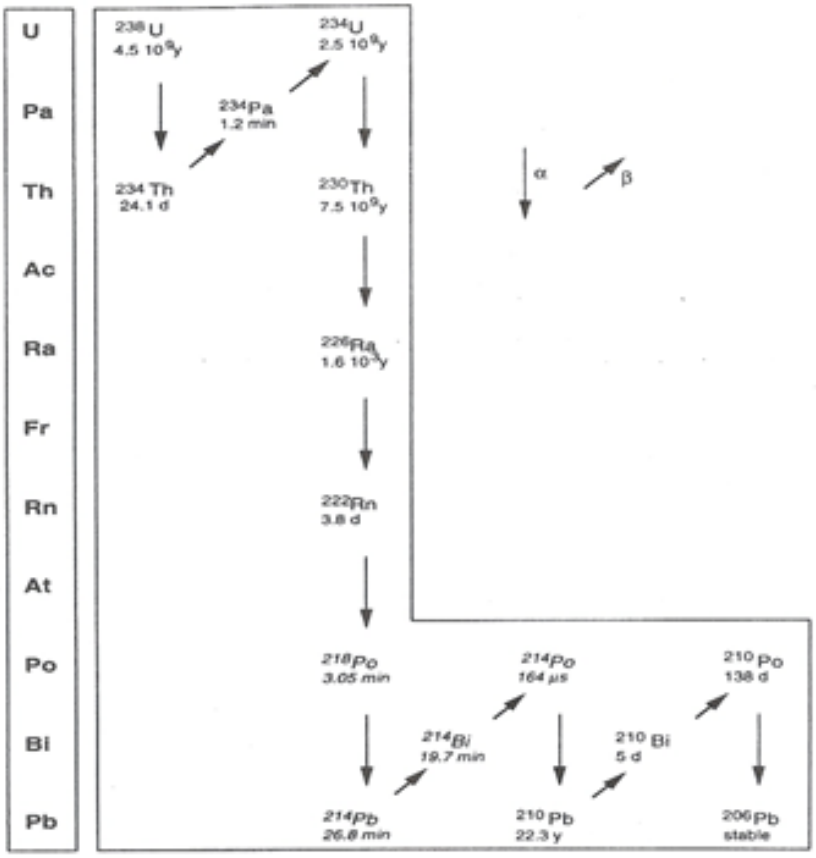


Figura 2.3.3. Series de desintegración radioactiva del ^{238}U y del ^{235}U

2.4 Gases volcánicos

2.4.1 Gases en el magma y rocas volcánicas

Los gases son una parte esencial del magma y siempre acompañan a las emisiones de lava y tefra. El H_2O, CO_2 y SO_2 del gas magmático, a >95 ^oC están iniciamente disueltos en el fundido, así como otros gases: H_2S, HCl, HF, H_2, CO, N_2, Ar, He (Shinohara, 2008). Estos gases y volátiles están en gran parte combinados con la parte no volátil, que es la gran mayoría del magma. No siempre siguen las leyes fisicoquímicas de la disolución de gases ideales en líquidos. Tienen una composición química que puede depender de la temperatura ambiente del momento. Disminuyen la viscosidad de la lava y rebajan el punto de fusión del sólido. Al ir solidificando el magma, los gases resultan altamente incompatibles en las redes cristalinas y se separan.

La emisión de gases volcánicos puede hacerse tanto por la cima (caso del Popocatepelt, México) como por los flancos del volcán. Parte de los gases puede estar disuelta en agua (caso del Teide, isla de Tenerife, y del Etna, Sicilia). La mayor parte de los gases y volátiles escapa al ambiente. Unas veces lo hacen lentamente y otras con gran rapidez, aumentando la explosividad de la erupción y la generación de nubes ardientes (*glowing clouds*) y flujos de cenizas calientes (*ash flows*) que originan ignimbritas, en función del tipo de magma y de su temperatura. Una fracción de los gases del magma puede permanecer atrapada en la roca y eyecciones volcánicas en forma de burbujas o vacuolas. La mayor parte de los gases y volátiles del magma pasan al ambiente atmosférico en un tiempo breve, otra parte se libera lentamente, en especial desde las cámaras magmáticas e intrusiones, y otra parte permanece atrapada en vacuolas del material que solidifica y se libera muy tardíamente o por destrucción de la roca.

El efecto sobre las aguas subterráneas tiene tres aspectos distintos. 1.- los gases liberados a la atmósfera son lavados y se incorporan a la precipitación, directamente o tras alteración química de los sólidos del polvo, 2.- el CO_2 emitido se disuelve en el agua subterránea y la consiguiente disminución del pH facilita la meteorización y alteración de la roca, frecuentemente para originar aguas bicarbonatadas, comúnmente sódicas, tanto en el suelo superior como en la roca en profundidad, 3.- los gases calientes ascienden por grietas y fisuras desde la roca volcánica e intrusiva profunda hasta la superficie, dando origen a fumarolas (Sección 2.6.2), que pueden estar acompañadas de depósitos minerales, solubles o no, que pueden afectar en determinados momentos a la recarga al acuífero y 4.- principalmente el vapor de agua, además de la conducción térmica, producen calentamientos en profundidad – incluso con ebullición – y manantiales calientes (Sección 2.6.3).

No siempre se conoce bien la composición de los gases volcánicos debido a que el muestreo es complicado y es difícil evitar contaminaciones por aire o vapor de agua (Figura 2.4.1). La Figura 2.4.2 ilustra un proceso de muestreo de lava en relación con una colada cordada con la superficie lisa ya endurecida. El proceso en mucho más difícil en salidas explosivas con generación de tefra (Figura 2.4.3).

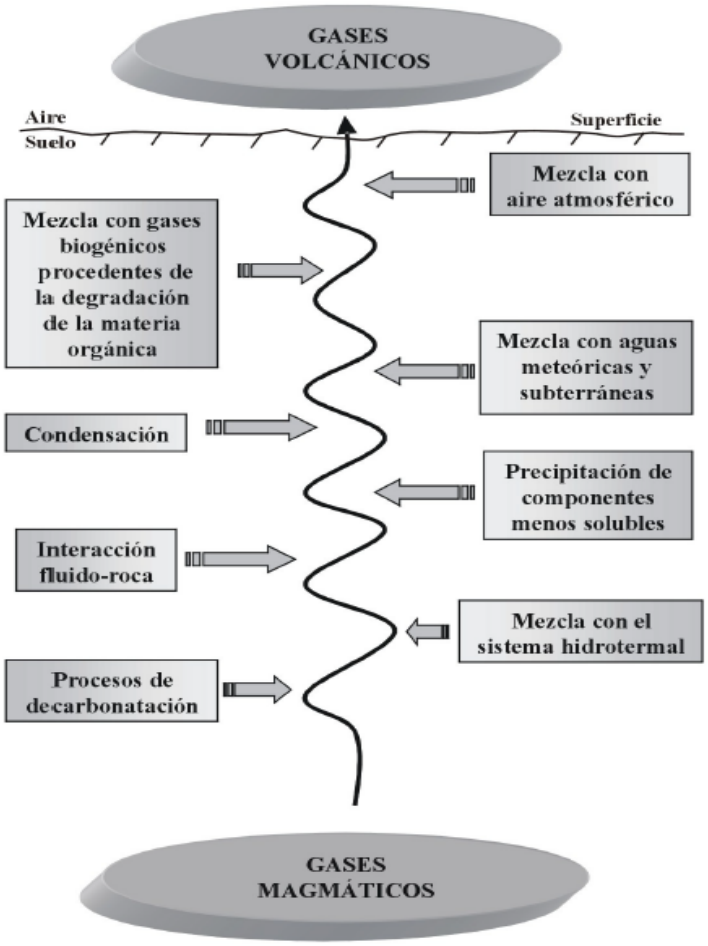


Figura 2.4.1 Procesos en la transferencia de gases y volátiles volcánicos desde la roca caliente en profundidad hasta la superficie o posición de muestreo.



Figura 2.4.2 Muestreo de lava dentro de un tubo volcánico activo (foto J.D. Griggs, en Carracedo y Tilling, 2003)



Figura 2.4.3 Salida de gases en la erupción del volcán Fogo (Cabo Verde) el 30-11-2014

2.4.2 Contenido en gases del magma

El manto produce un fundido con 10%-15% de gases y volátiles y el basalto salido contiene 1%-2%. Típicamente, un magma ácido tiene 5%-8% y un magma básico 2%-6% en peso de gases (Tarduno, 2008). Algunos valores orientativos están en las Tablas 2.4.1 y 2.4.2 y en la Tabla 2.4.3 se aportan datos de distintos estudios. Con respecto al magma o al fundido, los contenidos se suelen dar en ppm en peso (en % si hay gran concentración), que es lo que se hace en esta Sección. La composición volumétrica de los gases se considera en la Sección 2.4.3.

Los gases emanados del magma, principalmente de la lava que se enfria en superficie, en ppm en peso, suponen concentraciones de 2000-11.000 H_2O, 1000-2000 CO_2, 0100-1200 S, 100-1000 Cl y 200-1000 F, con una relación CO_2/H_2O = 0,06-0,3. Otros datos posibles son 8500-16.000 H_2O y 300-1100 CO_2. La tefra pierde H_2O y SO_2 y algo de HCl respecto a las lavas.

Tabla 2.4.1 Contenido en volátiles en basalto del volcán Mauna Ulu, isla de Hawaii (Swanson y Fabbi, 1973), en ppm en peso de magma o roca. No se incluye el H_2O, que es dominante:

ppm del peso de roca	**CO_2**	**HCl**	**HF**	**S_{total}**
Magma que sale				600-800
Lava	100-400	50-150	300-400	65-120
Pumita	100-300	60-100	300-400	100-200

Tabla 2.4.2 Contenido inicial en gases deducidos de la desgasificación del magma del volcán Kilauea, isla de Hawaii (Greenland et al., 1985; Greenland, 1984; Harris y Anderson, 1987), como porcentaje en peso del magma. Erupción de 1983:

Gas, ppm peso	**H_2O**	**CO_2**	**SO_2**	**Cl**	**F**
En cráter	30	2900	290	0	0
Eruptivo	2100	200	1100	130	8
En lava	500	<100	400	100	400
Suma	3200	3200	1800	110	410

Tabla 2.4.3 Conjunto de datos sobre el contenido en gases y volátiles en magma y lavas, tomados de la bibliografía, en ppm en peso de magma o lava. Entre paréntesis, los valores más frecuentes o medios:

Descripción	H_2O	HCl	HF	CO_2	S_{total}	Referencia
vidrio submarino de guyots tras-arco de Lau, N Fiji	(8000) 1400-15.000	(1500) 0160-2700	(70) 20-170	(800) 500-1700	(800) 300-1400	Aggrey et al., 1988b
vidrio de basalto monte submarino elev. E Pacífico	1100-10.000	200-200	40-140		900-1400	Aggrey et al., 1988a; García et al. 1979
vidrio en almohadillas Loihi, islas Hawaii	3700-8400	100-1700	100-1000	500-1900	800-2400	Byers et al., 1985; Tarduno, 2008
lava toleíta 1240 °C Kilauea	2300-4600	80	300	800-3100	1300-1000	Harris y Anderson, 1987

El volcanismo alcalino va acompañado de una mayor emisión de Cl, F y S (Woods et al., 1981).

En el proceso de salida de magma en el volcán Kilauea (isla de Hawaii), el CO_2 escapa tres veces más deprisa que el SO_2. La evolución del contenido gaseoso es el que muestra la Tabla 2.4.4. En el fundido original se encontraron 0,22 ppm de P_2O_5, 0,44 ppm de K_2O, 0,23 ppm de H_2O, 0,008 ppm de Cl y 0,03 ppm de F, y en el apatito, que es el 0,54% del total, hay 0,91 ppm de Cl y 1,47 ppm de F.

Tabla 2.4.4 Evolución del contenido en gas del vidrio volcánico entre antes y después de una erupción en el volcán Kilauea (Isla de Hawaii) (Harris y Anderson, 1983). La concentración en ppm es en peso relativo a la lava y el % es contenido volumétrico en el gas. Fundido hace referencia a la parte fundida del magma antes de la erupción y después a la lava una vez que se ha producido la erupción

Estado	H_2O	CO_2	S	SO_2 ppm	Cl ppm
Fundido en magma	4600 ppm 35%	3100 ppm 50%	1050 ppm 15%	300-11.000	800-1800
Después de salido	1700 ppm 70%	3100 ppm 10%	570 ppm 20%	20-510	220-1300

Sobre la cámara magmática puede existir un acuífero alimentado por la recarga exterior, con el agua subterránea sometida a concentración por generación de vapor y a la acción de los gases y volátiles emanados en profundidad. El resultado depende de la tasa de renovación del agua subterránea. Así, sobre el magma riolítico que cristaliza a 4-5 km de profundidad, en uno de los casos estudiados, hay una salmuera hipersalina a 350-400 °C con gas rico en CO_2 y que contiene compuestos de S. La relación Cl/HCO_3 en el reservorio vale >4 a 215 °C y ≈1 a 205 °C.

En los basaltos del fondo oceánico junto a la dorsal del archipiélago de las Galápagos, en los gases de las vesículas se encuentran 22-160 ppm de C del CO_2; 0,3-2,3 ppm de N del N_2 y 670-1100 (media de 310) ppm de S como S^{2-} y SO_4^{2-} (Sakai et al., 1984). En los basaltos de la zona de extensión de las islas Galápagos, el contenido ponderal de volátiles totales es del 4000-20.000 ppm, con 2000-14.000 ppm de H_2O, 1000-4000 ppm de Cl, 0-1000 ppm de F, <100-500 ppm de CO y <100-300 ppm de CH_4. La mayor parte del Cl está en el apatito y poco en anfíboles (Byers y Muenow, 1983). Del orden del 90% del agua de la placa que subduce se incorpora al magma resultante.

Las lavas del estratovolcán Estromboli (Italia) contienen 32.000-63.000 ppm de H_2O, 29.000-58.000 ppm de CO_2, 4000-8000 ppm de SO_2 y pequeños contenidos de HCl y HF. En Rusia se encuentra 0-15.000 ppm de HCl, con S/Cl = 0-1, hasta 4,9 y S_{total}/CO_2 = 0-0,025, hasta 0,070.

2.4.3 Composición de los gases emanados del magma

Los volcanes con actividad reciente o en un pasado próximo contienen intrusiones y cámaras magmáticas en profundidad que liberan gases durante un largo tiempo, hasta de miles de años. A medida que se enfrían aumenta la cristalinidad y se desvitrifican. Una parte importante de estos gases, hasta el 50%, escapan por las laderas de los volcanes.

En la Tabla 4.2.5 se dan valores orientativos de la composición de los gases volcánicos. Los valores publicados pueden diferir de los indicados en la tabla en circunstancias especiales o cuando la muestra no es suficientemente representativa.

Tabla 4.2.5 Valores orientativos de la composición de los gases volcánicos, en % en volumen (% molar), como aproximación al contenido en el magma (Custodio, 1978; Giggenbach y Le Guern, 1976; Zumberge y Nelson, 1972). La fila final es la composicón en un caso concreto:

Gas	H_2O	CO_2	S_{total}	N_2	CO	H_2	Ar	HCl	otros
% vol	70-80	8-15	5-10	0,2-2	0,4-0,5	0,5-2	<0,1	0,05-0,4	0,2-0,4
	70,75	14,07	8,42	5,45	0,40	0,33	0,18	0,05	0,35

Según Giggenbach y Matsuo (1991), los valores medianos de la composición esperable de los gases volcánicos, en % molar, son: H_2O 92-99; CO_2 0,3-7; SO_2 0,01-0,3; H_2S 0,02-0,3; HCl 0,004-0,67; H_2 0,0002-0,2, en base húmeda. Con el agua condensada se tiene: CO_2 50-80; S 7,5-18,5; HCl 0,4-8; HF 0,15-0,9; He 0,0003-0,002; H_2 0,02-30; Ar 0,001-0,003; O_2 0,001-0,01; N_2 0,5-1,5; CH_4 0,02-0,9; CO 0,0001-0,01; NH_3 0,002-0,08.

En el volcanismo cuaternario andesítico a baja temperatura se encuentra SH_2, con SO_2/SH_2 muy variable. A alta temperatura existen H_2, HCl y SO_2.

La Tabla 2.4.6 muestra la composición típica de gases y volátiles en magma de los puntos calientes (Tarduno, 2008) y la Tabla 2.4.7 la composición de los gases de la desgasificación del magma del volcán Kilauea en la erupción de 1983. La Tabla 2.4.8 reúne datos de distintas procedencias.

Tabla 2.4.6 Composición típica de gases y volátiles en magma de los puntos calientes (Tarduno, 2008):

Gas, % volumen / Magma	H_2O	CO_2	H_2S	SO_2
ácido	90	9	1	-
básico	80	8	5	-

Tabla 2.4.7 Repartición de la composición de los gases de la desgasificación del magma del volcán Kilauea, isla de Hawaii (Greenland et al., 1985; Greenland, 1984; Harris y Anderson, 1987), % en volumen (molar) en el gas. Erupción de 1983:

Gas, % vol	H_2O	CO_2	SO_2	Cl	F
En cráter	9	91	18	0	0
Eruptivo	75	9	69	12	8
En lava	16	0	13	88	92
TOTAL	100	100	100	100	100

Tabla 2.4.8 Conjunto de datos sobre la composición en gases y volátiles en magma y lavas, tomados de la bibliografía, en % en volumen (% molar). Entre paréntesis se dan los valores más frecuentes o medios

Descripción		H_2O	HCl	HF	CO_2	S_{total}	H_2S	Referencia
lava hornito Etiopía, otros	% mol	(79,4) 65-82	(0,42)	algo	(10,4) 5-14	(7,36) 11-29	 0,15 S	
Marapi Kilauea Erta'Ale Etna Teneguía Surtsey Toleítico Tenerife	% mol	 80 94	0,14 O,05 0,42 0,1-0,2 trazas 0,4 0,5		4,34 2,8 10,4 12-41 67-89 6,5 10	0,48 0,09 6,5 0-15 0-0,1 1,8 7 SO_2 0,005		
fisura en Sulfur Bank, Kilauea	% mol	 96,0 98,8	 O,04 0,00		 0,00 1,1	 4,0 0,15 SO_2		Sakai et al., 1982
Kilauea	% mol media	84,3	0,24	0,26	2,81	11,1		Greenland, 1984
Magma: ácido básico basático	% mol	90 80 85-90	5 + F 5 + F		3 8 5-50	- - 2-10 SO_2		

En la isla de Hawaii y en el volcán Poás (Costa Rica) se encontraron las relaciones molares H_2O/SO_2 = 151 y CO_2/SO_2 = 1,56, sin HCl ni HF y posible SO_2/HCl > 40 y SO_2/HF > 200. En vidrio basáltico del volcán Kilauea, de la isla de Hawaii, a 1240 °C, los gases que se desprenden, en volumen, consisten en 80% de H_2O, CO_2, 0,5%-5% de HCl y 0,5%-5% de SO_2 (el 1% como H_2SO_4). En la atmósfera el SO_2 se oxida a SO_4^{2+} y el HCl se lixivia pronto.

La erupción supone siempre una pérdida de gas, que es mucho más acusada para la tefra que para la lava. El Cl y el F se conservan generalmente en la roca, así como del orden de la mitad del S, como en el Kilauea, isla de Hawaii (Swanson y Fabbi, 1973; Harris y Anderson, 1983).

El contenido volumétrico en gases varía entre los magmas ácidos, 5-8 % con 1% de H_2S, y básicos, 2-6% con 5% de H_2S y sin SO_2.

Los gases que escapan de la lava difieren de los iniciales ya que el proceso de desgasificación no es lineal e influyen distintas reacciones. Así, en los muestreos realizados en un hornito de una colada del volcán Erta'Ale, en Etiopía, Giggenbach y Le Guern (1976) obtuvieron, en % molar: H_2O 79,4; CO_2 10,4; S_{total} 7,36; HCl 0,42; H_2 1,49; N_2 0,18; Ar 0,001; CO 0,46; COS 0,009 y algo de HF, con las relaciones (S del H_2S)/S_{total} < 0,15 y CO_2/S_{total} ≈1,5. El CO y COS son el resultado de las reacciones:

$CO_2 + H_2 = CO + H_2O$ a 1138 ºC

$CO_2 + 3H_2 + SO_2 = COS + 3H_2O$ a 1,3-8,8 bar de presión.

En otros lugares, en % molar (los valores más frecuentes entre paréntesis), son: H_2O 45-87 (70); CO_2 5-48 (10); S_{total} 1-29 (7); CO_2/S_{total} 1,3-7 (2). En los volátiles emanados en el volcán Uzu (Japón), las relaciones molares son: S/Cl = 0,002-0,8 (0,4); F/Cl = 0,01-0,6 (0,05) y C/Cl = 0,2-110 (8). Otros datos indican: H_2O 84; CO_2 3; CO 0,75; H_2 0,8; S total dominado por SO_2; SH_2 0,50; HCl 0,25 y HF 0,26, con CO_2/SO_2 < 0,7 eruptivo y 11 antes de la erupción y H/C/S en magma no desgasificado según 13/2,0/1,0.

En los gases en las zonas de subducción se encuentran los valores de la Tabla 2.4.9

Tabla 2.4.9 Gases de las zonas de subducción en comparación con el manto y la corteza terrestre:

% en volumen	He	Ar	N_2	CO_2
andesitas	0,015	0,005	25	975
manto	0,05	0,017	0,5	999
corteza	0,01	0,002	5	995

Muchos de los volcanes activos emanan gases continuamente, como por ejemplo el Etna (Sicilia), Estromboli (Sur de Italia), Bagana, Manam y Largila (Papua Nueva Guinea), Lascar (Chile), Ruiz y Galeras (Colombia), Sakurajima y Satsuma-Iwojima (Japón), Yasur (Vuanatu), Kilauea (isla de Hawaii), Masaya y San Cristóbal (Nicaragua), Fuego (Guatemala). Se calcula que el Etna (Sicilia) emite 20.230 t/d de CO_2 en 973 km^2, de los que 1671 t/d salen en 87 km^2, lo que equivale a aproximadamente 20.000 g/m^2/d. En el cráter del volcán Teide (Islas Canarias), en el periodo 1999-2002 se emitieron unos 4000 g/m^2/d (entre 0 y 29.000 g/m^2/d, según el momento) de CO_2. En el volcán Uzu (Japón) se emiten hasta >500 g/m^2/d de CO_2, con un valor de fondo de 4 a 100 g/m^2/d. En otros volcanes se emiten 0,86-2,63 g/m^2/d CO_2, que son de origen biogénico en el suelo edáfico.

Los gases emitidos pueden afectar a la composición del gas del suelo (hasta el 30% en volumen de CO_2 en ciertos lugares en el Etna a 2900 m de altitud), con una relación

ponderal CO_2/SO_2 variable en torno a 7. Estos gases emitidos afectan al aire atmosférico local, con incrementos de 10 a 100 ppm de CO_2 (2,5 a 25 % de aumento respecto al contenido medio de la atmósfera actual) (Allard et al., 1991). Se trata de emanaciones profundas, pero posiblemente no relacionadas con los gases de la erupción sino con proporción creciente del CO_2 de la alteración térmica de los carbonatos infrayacentes que soportan al complejo volcánico.

Como el magma se desgasifica progresivamente, hay una notable diferencia entre lo que se emite y lo que se encuentra después en la parte vítrea. La diferencia es mayor en el caso de erupciones alcalinas, en principio por el mayor contenido inicial de gases. Véase la Tabla 2.4.10.

Tabla 2.4.10 Diferencias entre el contenido ponderal en gases en el magma emitido y en la parte vítrea de la lava tras la erupción (Woods et al., 1985):

Volcán	Año de erupción	ppm S antes	ppm S después	ppm Cl antes	ppm Cl después
Fuego	1974	2800	75	800	220
St. Helens	1980	300	20	1100	400
El Chichón	1982*	11.000	5100	1800	1300

*En las cenizas se encuentran 355 ppm de Na y 780 ppm de Cl, de origen profundo.

El vapor de agua es siempre un componente dominante. Se pueden esperar grandes variaciones por condensación o por adición.

El CO_2 es el segundo gas magmático en importancia. Es bastante soluble en agua fría y está en equilibrio con CO (monóxido de carbono) y COS (sulfuro de carbonilo), que están en proporción mucho menor, despreciable a baja temperatura. El CO_2 tiene un papel esencial en los procesos de alteración de las rocas volcánicas y otras existentes en el lugar, como granitos y carbonatos y con carácter más general incluso la parte inferior de la corteza continental (Glassley, 1983).

Los compuestos de azufre son en general el tercer volátil magmático en importancia, de modo que el S es común en el desgasificado de los materiales volcánicos (Oppenheimer et al., 2011). El S_{total} está principalmente como SO_2, acompañado de proporciones menores de SO_3 y H_2S y muy poco COS. La relación CO_2/S_{total} tiende a ser poco variable, entre 1,2 y 2,0 (Giggenbach y Le Guirn, 1976).

El S en lava se emite como SO_2, S_2 y H_2S y está como $MeSO_4$ (Me = ion metálico), con relaciones molares en el gas: S/Cl = 40-100; HCl/HF = 0,3-3; F/Br = 200-1000. Tras la desgasificación queda en % molar: 3 CO_2, 22 S, 90 Cl, 98 F en lava (Reising y Sansone, 1999).

La desproporcionación o dismutación es una reacción redox en la que un compuesto de estado de oxidación intermedio se convierte en dos compuestos, uno de mayor y otro de menor estado de oxidación o simplemente una reacción $2A \rightarrow A' + A''$, sea redox o otro

tipo. Muchas de esas reacciones están biocatalizadas, pero pueden ser puramente inorgánicas, como en procesos volcánicos de media y alta temperatura. El elemento involucrado de mayor interés en consideraciones vulcanológicas es el azufre, dominantemente como SO_2. En presencia de agua, $SO_2 + H_2O = H_2SO_3 = 3/4H_2SO_4 + 1/4H_2S$. En gases de muy alta temperatura en la salida se produce azufre: $SO_2 + H_2S = 3S^o + 2H_20$ (Kiyosu y Kurakashi, 1983; Sakai et al., 1982). Así, el contenido en compuestos de azufre S en los gases volcánicos está dominado por H_2S y SO_2, pero hay también azufre como vapor de aqzufre (Giggenbach y Matsuo, 1991), polimerizado como S_8 según la reacción $SO_2 + 2H_2S = 3/8S_8 + 2H_2O$. El S_8 decrece rápidamente al aumentar la temperatura. A <40 °C domina el S_8 en el azufre del gas, a 100 °C: $SO_2 + H_2S = 3S^o + 2H_2O$ como S_8, a >200 °C el 12% del S^o está como S_8 y a mayor temperatura la concentración de S_8 es despreciable.

En gases de volcanes andesíticos activos del arco del Pacífico, la relación S/Cl es 0,01-7,5, 0-10 en exhalaciones volcánicas y 4-7 en agua. Los valores son mayores en magma más profundo y menos desgasificado.

La presencia de O_2 en el gas es una señal de penetración o contaminación de aire. El N_2 puede estar presente originariamente. La relación N_2/Ar es de ≈180 en el magma, mientras que en el aire atmosférico es de ≈84.

El H_2 está siempre presente en pequeña proporción, tanto más cuanto mayor sea la temperatura, ya que depende de las reacciones:

$CO_2 + H_2 = CO + H_2O$ que es casi insensible a la presión

$CO_2 + 3H_2 + SO_2 = COS + 3H_2O$ que es función de la presión

La concentración de H_2 es un indicador de alta temperatura en profundidad. También se genera H_2 mediante bacterias en agua caliente (Iwasaki, 1971). A veces se menciona la presencia de CH_4 (William y Moore, 1973), pero puede ser el resultado de reacciones internas a temperatura intermedia.

El HCl es un gas ubicuo a baja concentración, que al disolverse en agua produce valores muy bajos del pH. Su presencia tiene importancia hidrogeológica, tanto por su efecto en la composición local del agua subterránea como para poder utilizar el método de evaluación de la recarga por balance de la deposición atmosférica de cloruro. También es posible una pequeña proporción de F, como HF y fluoruros metálicos.

Entre los gases hay también pequeñas cantidades de compuestos de Br, que se emiten como BrO + BrH y que se oxidan a BrO, el cual permanece en la atmósfera de días a semanas. El contenido de Br está correlacionado con el contenido en SO_2. Oppenheimer et al. (2006) mencionan que con 37-50 ppm molar de SO_2 en el gas se tienen 0,013-0,021 ppm de Br y relaciones molares de SO_2/Br de ≈2100 y S/Br de 840. Según Bobrowski (2003), en los gases de la erupción de La Soufrière, isla de Montserrat, se encontró una relación molar SO_2/Br de 1200 y ponderal S/Br de ≈333, similares a las de otros volcanes. La relación Cl/Br vale 32-700 en Indonesia y Japón y ≈100 en el volcanismo de arco, como en la isla de Montserrat. En los penachos gaseosos volcánicos en la atmósfera se encuentra una relación molar SO_2/BrO de ≈1600 en el volcán Kilauea, similar a otros volcanes, sin correlación con el NO_2 debido a la gran capacidad de reacción.

El total de volátiles en el magma puede variar entre 0,5% y 2% en peso para composiciones normales entre ácidas y basálticas. La Tabla 2.4.11 muestra algunos valores orientativos.

Tabla 2.4.11 Valores orientativos del contenido en volátiles en magmas (García et al., 1979):

% en peso en el magma	H_2O	CO_2	S_{total}	HCl	HF	CO_2/H_2O molar
Arcos volcánicos	1,1	0,24	0,006	0,11	0,10	0,095
Volcanismo de fosa	1,0	0,21	0,08	0,03	0,03	0,091
Basalto centro-oceánico	0,21	0,13	0,12	0,006	0,02	0,27
Basalto hawaiiano	0,6	0,09	0,10	0,02	0,04	0,06

La relación S_{total}/Cl varía entre 0,1 y 10 (Iwasaki, 1971: Harris y Anderson, 1983), siendo los valores mayores los más próximos a los del gas original.

La composición de los gases y volátiles varía según el tipo de magma original. Los volcanes andesíticos emiten gases a baja temperatura que contienen principalmente H_2O, CO_2 y H_2S, con una relación SO_2/SH_2 muy variable; a alta temperatura se encuentran además H_2, HCl y SO_2 (Anderson, 1975). En magmas andesíticos y basálticos, la composición de los gases, en % molar, se puede tomar como: 35-90 de H_2O; 5-50 de CO_2 y 2-30 de SO_2, con baja fugacidad de O_2 (f_{O2}). A alta temperatura domina el SO_2 y el H_2S a baja temperatura. A temperatura constante domina el SO_2 a alta f_{O2} y el H_2S a baja f_{O2}. Los gases HF, HCl y H_2S tienen una evolución similar a la del H_2O, como sucede en los arcos volcánicos de Sunda y Banda (Poorter et al., 2008).

Se puede calcular termodinámicamente la desgasificación de un magma (Korzhinsky, 2005) y la composición del gas (Wallace et al., 1995; Witham et al., 2012). La evolución del vapor se puede derivar de tablas de las propiedades termodinámicas (Keenan, 1969).

En la aplicación a un fundido de andesita basáltica del volcán Kudriary, cerca de Las Kuriles del Sur, para valores en % en peso respecto a la masa total, la secuencia es: 1.- Inicial 1,05 H_2O; 0,031 CO_2; 0,0005 H_2; 0,036 S_{total}; 2.- Inicio a 1100 °C y 1000 bar → primeros gases CO_2 > H_2O, H_2S >> SO_2, alto H_2; 3.- Gases finales H_2O > CO_2, SO_2> H_2S y H_2 y H_2S se oxidan. En la toba riolítica Bishop, E de California, de 0,76 Ma de edad, el contenido en gases y volátiles total es de <2% en peso en la parte profunda del cuerpo de magma, hasta cerca del 6% cerca del techo.

En las emanaciones postvolcánicas de gases calientes (100 a 500 °C) predominan los componentes SO_2, H_2S, CO_2, N_2 y H_2. En las emisiones frías (< 60 °C) domina el CO_2 y secundariamente se pueden encontrar NH_3, F y compuestos de B, Hg, etc., con posibles depósitos de azufre por oxidación del H_2S y de sales de NaCl, KCl, yeso, óxidos de Fe, etc. y es frecuente que dominen los sulfatos alcalinos.

En los gases emitidos de lavas en volcanes activos, en % molar, se tiene: 1.- Kilauea, isla de Hawaii: 67 H_2O, 19 CO_2, 0,6 CO, 10 SO_2, 0,5 SO_3, 0,05 S^o, 0,1 HCl, 0,6 H_2, 3 N_2 y 0,04 Ar, 2.- Erta'Ale, Etiopía: 79 H_20. 10 CO_2, 0,6 CO, 7 SO_2, sin SO_3, sin S^o, 0,5 HCl, 1,2 H_2, 1,6N_2 y 0,2 Ar y 3.- vapor del volcán basáltico-andesítico Kudryavy, Iturup, islas Kuriles

(Taran et al., 1995): 94-98 H_2O, δ^2H -20‰ a -12‰, hasta 700-940 °C. En las manifestaciones más calientes ≈2 de S^o, SO_2/H_2S = 3,1 y 0,5 HCl, además de H_2 1,49; N_2 0,18; Ar 0,001; CO 0,46; SCO 0,009 en un caso y en el otro H_2 1-2; CO 0,5; H_2S 0,1; S^o 0,002 (Chelnokov et al., 2018).

La concentración de F en agua es más alta en materiales basálticos jóvenes, hasta 1,5 mg/L e incluso hasta 20 mg/L. En los basaltos del Deccan (India), en general hay <0,1 mg/L de F. En las aguas en relación con los Campos Flégreos (Campania, Italia) se pueden encontrar 0,1-3 mg/L de NH_4, 0,1-3 (hasta 46) mg/L de B, 1-10 mg/L de F y 0,14-0,90 mg/L de Al^{3+}. En cualquier caso, prácticamente todo el Si es de la roca pues la precipitación atmosférica sólo aporta de 0.00 a 0,54 mg/L como SiO_2. En la ceniza de la erupción dacítica del Mount Saint Helens (Washington, NW USA), con la roca conteniendo en peso 0,23-0,48% de P_2O_5, 30 ppm de B, 840 ppm de S, 66 ppm de Cl; ≈1 ppm de Br, 32 ppm de Rb y 460 ppm de Sr, se puede lavar el 20-30% del S, 30-50% del Cl y algo del B (Fruchter et al., 1980).

2.4.4 Gases nobles y composición isotópica de los gases volcánicos

La utilización de los contenidos y variaciones isotópicas en los estudios hidrogeológicos en relación con las formaciones e islas volcánicas sigue las pautas clásicas en hidrogeología (Custodio y Llamas, 1976/1983; Mook 2002; RAEMIA, 2019; Fritz y Fontes, 1980; 1986; Yoshida, 2001; Taylor, 1986).

En las rocas volcánicas oceánicas (toleitas y basaltos alcalinos) del cinturón pirítico Ibérico (Borriga y Kwerrich, 1989), $\delta^{18}O$ = +6‰ a +10‰, pero +1,5‰ a +6‰ por intercambio por agua termal, y $\delta^{2}H$ = -80±5‰ para 0,15%-1,1% en el agua y se hace más negativo al escapar los gases de basaltos submarinos (Kyser y O'Neil, 1984). El $\delta^{2}H$ de las lavas submarinas disminuye por desgasificación, adición de agua del mar a la temperatura del magma e hidratación del vidrio a baja temperatura. El $\delta^{2}H$ primario es -80±5‰ para 0,15%-1,1% ponderal de agua en toleitas y basaltos alcalinos (Allard et al., 1997).

Isotopía del carbono en relación con el volcanismo

El carbono asociado al volcanismo, dominantemente como CO_2, está sujeto a fraccionamiento isotópico importante en el agua entre CO_2 y H_2CO_3 y las especies iónicas HCO_3^- y CO_3^{2-} (Mook et al. 1974; Camarada et al., 2007; Gerlach y Taylor, 1990). La variación en $\delta^{13}C$ puede llegar a 8‰. Es importante para el estudio de la relación entre gases y agua en el suelo y en sistemas hidrotermales y para la interpretación de las determinaciones de ^{14}C (radiocarbono) (Fontes y Garnier, 1979).

Los valores medianos de la composición isotópica esperable de los gases volcánicos son (Giggenbach y Matsuo, 1991):

$\delta^{2}H_{H2O}$ -59‰ a -1‰; $\delta^{18}O_{H2O}$ -2,9‰ a +4,8‰; $\delta^{13}C_{CO2}$ -6‰ a +6‰; $\delta^{34}S_{Stotal}$ -14‰ a +0‰.

$^{40}Ar/^{30}Ar$ 300 a 520; $^{3}He/^{4}He$ 5 a 7; He/Ne 3 a 345.

En los gases de áreas geotérmicas de Nueva Zelanda se encuentra (Lyon y Hulston, 1974) $\delta^{13}C_{CH4}$ = -24,4‰ a -27,5‰, $\delta^{13}C_{CO2}$ = -3,2‰ a -9,1‰; $\delta^{2}H_{CH4}$ = -142‰ a -147‰; $\delta^{2}H_{H2}$ = -310‰ a -600‰; $\delta^{13}C$ de los gases en vesículas (Sakay et al., 1984) = -6,25±0,2‰; $\delta^{15}N$ = +0,2±0,6‰.

En general, en vesículas de basaltos oceánicos es $\delta^{13}C_{CO2}$ = -7,5‰ a -5,6‰ y $\delta^{13}C_{CH4}$ = -30‰ a -22‰. En los basaltos del fondo oceánico junto a la dorsal del archipiélago de las Galápagos, en los gases de las vesículas se encuentran 22-160 ppm de C del CO_2; 0,3-2,3 ppm de N del N_2 y 670-1100 (media de 310) ppm de S como S^{2-} y SO_4^{2-} (Sakai et al., 1984), con composiciones isotópicas de $\delta^{13}C$ = -6,2±0,2 ‰ (-24‰ en la dorsal de Juan de Fuca), $\delta^{15}N$ = 0,2±0,6‰ y $\delta^{34}S$ = 0,3±0,5‰ (Sakai et al., 1984). Aquí, a 1200 °C, el vidrio basáltico en partículas de 1-2 mm cede 23-146 ppm C con $\delta^{13}C$ = -4,8- a -9,3‰ y para 63-90 µm de tamaño, 56-103 ppm con $\delta^{13}C$ = -6,7 a -9,2‰ (Black et al., 1993). El CO_2 que escapa de magmas basálticos tiene a estar enriquecido en ^{13}C en -4‰ a -7‰ y algo más pesado en vesículas submarinas; el CO_2 que escapa a <650 °C es ligero por contaminación post-magmática y pesado a alta temperatura.

El carbono contenido en el magma, que da lugar al CO_2 y fracciones menores de otros gases que contienen carbono, está en relación con otros componentes.

Los gases emitidos pueden afectar a la composición del gas del suelo (hasta el 30% en volumen de CO_2 en el Etna a 2900 m de altitud), con una relación ponderal CO_2/SO_2 variable en torno a 7. Estos gases emitidos afectan al aire atmosférico local, con incrementos de 10 a 100 ppm de CO_2 (2,5% a 25 % de aumento) (Allard et al., 1991), como se ha comentado anteriormente. Este CO_2 tiene $\delta^{13}C$ = -3,7±0,3‰ al aproximarse a la cumbre, con una relación $^3He/^4He$ relativa a la atmosférica de 5-8, o sea con una fuerte componente endógena. Ladera abajo, la proporción de CO_2 decrece al tiempo que crece $\delta^{13}C$, lo que señala que se trata de emanaciones profundas, pero posiblemente no relacionadas con los gases de la erupción sino con una proporción creciente del CO_2 de la alteración térmica de los carbonatos sobre los que yace el complejo volcánico.

El caliche en la parte superior del basalto de 0,9 a 3 Ma existente en Arizona tiene $\delta^{18}O$ = +14‰ a +31‰ y $\delta^{13}C$ = -6‰ a +10‰. Así, refleja agua evaporada y que en gran parte procede de disolución y re-precipitación de polvo eólico carbonatado, con parte del Ca del basalto y toma preferente de ^{12}C por los vegetales (Knauth et al., 2003).

En los volcanes de barro de erupciones andesíticas en Alaska, las aguas son salinas y tienen CH_4. La composición isotópica de los fluidos que se descargan es δC_{CH4}= -32‰ a -18‰, $\delta^{13}C_{CO2}$ = -4,8‰ a -3,1‰ y $\delta^{15}N$ = -1,5‰ a +1,6‰ (Motyka et al., 1989). En Nueva Zelanda, $\delta^{13}C_{CH4}$ = -24,4‰ a 29,5‰ y $\delta^{13}C_{CO2}$ = -3,2‰ a -9,1‰.

Los materiales volcánicos sanos y poco alterados no tienen en general contenidos importantes de carbono, salvo lo poco que quede como CO_2 en vesículas, pero puede ser importante e incluso dominante la contribución como CO_2 que se difunde desde las masas de magma en enfriamiento a la superficie de la Tierra. Cuando el volcanismo es antiguo y en especial cuando se trata de materiales volcánicos alejados de los lugares de erupción, el agua subterránea contiene fundamentalmente CO_2 de origen edáfico. En rocas alteradas y aquellas por las que han pasado fluidos geotérmicos, pueden tener rellenos de carbonatos asociados al volcanismo. Su contribución a la composición del agua subterránea es pequeña o despreciable, salvo para tiempos de renovación muy largos y con pequeña relación roca/agua. En la Meseta del Colorado, este carbono de relleno de fisuras y en forma de vetas puede tener $\delta^{18}O$ = +7‰ a +10‰ (carbonatos autigénicos y de vetas). A 50-185 °C, el $\delta^{18}O$ del agua pasa de -16‰ a -9‰ y a 4 °C de +2‰ a -3‰, en relación con cementos con $\delta^{18}O$ de +20‰ a +35‰ (Bethke et al., 2000).

Isotopía del azufre en relación con el volcanismo

En los gases sulfurosos volcánicos domina el SO_2 con $\delta^{34}S_{SO2}$ = +0,8±0,9‰, a veces +8‰ por origen secundario del S^{2-} de la etapa hidrotermal a alta temperatura en superficie (Sakai et al., 1982). El S depositado es algo más ligero. La velocidad de cambio isotópico y químico entre H_2SO_4 y H_2S es rápida a >200 °C (unas tres semanas) y gran dependencia del pH y temperatura. En gases de las vesículas es $\delta^{34}S \approx$ +0,3±0,5‰ y el factor medio de fraccionamiento SO_4-S es ε= 7,4±1,6‰.

En los Campos Flégreos (Campania), la composición isotópica del O del SO_4 es $\delta^{18}O$ =+0,8‰ a +11,6‰ para el de origen volcánico, +9,5‰ para el de origen marino y -5,6‰ a -6,7‰ para el meteórico, y composición del S es $\delta^{34}S$ = +2,3‰ a +20,1‰ para el de origen volcánico, +20,1‰ para el de origen marino y +2,3‰ para el de origen

meteórico, similar a las fumarolas locales. $\delta^{34}S$ = 4,4±2,1‰ en arco insular (con S <40 ppm) y = 0,8±5‰ en basaltos de fondo marino (con S = 800±100 ppm) (Allard et al., 1997).

En la reacción de desproporcionación $3SO_2 + 3H_2O \rightarrow 2HSO_4^- + S^0 + 2H^+$ a 200–330°C y presión de vapor de agua de saturación se producen fraccionamientos isotópicos. Inicialmente tiene lugar un gran fraccionamiento cinético entre HSO_4^- and S^0 y luego una lenta evolución hacia el equilibrio. La diferencia en $\delta^{34}S$ entre el HSO_4^- y el azufre elemental S^0 es Δ_{HSO4-S} 28‰ a 0‰ en lagos en cráteres activos en Japón, Costa Rica, Nueva Zelanda e Indonesia. Los valores más altos son debidos a la desproporcionación del SO_2 en el sistema hidrotérmal bajo el cráter, donde la condensación de los gases magmáticos explica los valores altos, mientras que la contribución del HSO_4^- producido por oxidación biológica del azufre reducido se hace progresivamente dominante en lagos con menor valor de Δ_{HSO4-S}. Los valores de $\delta^{18}O$ del HSO_4^- y del agua de los lagos covarian, lo que indica que hay equilibrio isotópico del oxígeno entre ellos. La covariancia muestra que el agua del lago circula por la zona sublímnica a140±30°C de temperatura.

Isotopía del boro en relación con el volcanismo

Los compuestos de B se fraccionan al hervir y separarse las fases de aguas termales: el ^{11}B se enriquece en la fase vapor. Al hervir el agua del mar en acuíferos profundos da vapor con 0,05 ppm B y $\delta^{11}B$ = 42‰ a 100 °C y 0,5 ppm B y $\delta^{11}B$ = 40‰ a 300 °C (Leeman et al., 2005). En la interacción con la roca $\delta^{11}B$ = ≈+3.

En manantiales asociados al volcanismo, la isotopía del boro es variable. Según Aggarwal et al. (2000), se tienen los siguientes valores de $\delta^{11}B$ en cuerpos de agua: manantiales fríos -4‰ a +2,5‰; manantiales calientes -6,3‰ a -1,9‰; lagos de agua dulce -1,8‰ a +18,2‰; agua del mar +39,5‰; travertino -33‰; incrustación +13,4‰; vidrio basáltico -5,3‰ y manto no afectado -10±2‰. Se produce un aumento en el lixiviado del basalto a alta temperatura por agua del mar.

El $\delta^{11}B$‰ vale -10‰ a 0‰ en rocas volcánicas del manto; +10‰ a +30‰ en carbonatos marinos; 0‰ a +25‰ en la corteza oceánica alterada; +40‰ en el agua del mar; -15‰ a +5‰ en rocas continentales antiguas y sedimentos silicoclásticos; <<+40‰ en fluidos geotérmicos continentales; -6‰ a +27‰ en aguas termales del Japón; -7‰ a +31‰ en aguas termales de Islandia; ≈+40‰ en la atmósfera y +0,8‰ a +35‰ en la lluvia. Otros valores son los de la Tabla 2.4.12. En lavas recientes del arco de Las Kuriles y del arco de Kamchatka, los fluidos derivados de placas tienen $\delta^{11}B$ = +6,2±0,5‰. En los sedimentos marinos modernos $\delta^{11}B$ vale -6,6‰ a -4,8‰ y -17‰ a -5,6‰ en recristalizaciones antiguas de $CaCO_3$. En vidrios volcánicos de arco volcánico insular es $\delta^{11}B$ = -9,9±1,3‰ y -10±2‰ en el manto primitivo, que no se fracciona significativamente durante la diferenciación en el manto.

Tabla 2.4.12 Diversos valores del contenido en boro y de su composición isotópica:

	Basaltos del Etna	Sedimentos del Etna	Organismos marinos modernos	Sedimentos carbonatados y calizas	Sedimentos silicoclásticos
ppm B	8-9,3	104-330	43±20	12,5±8,1	83,6±32,2
δ^{11}B‰	-4,4 a +8,0	-3,3 a +4,7	+23,1±4,3	+11,7±6,4	-4,4±4,2

Otros valores del δ^{11}B son (Tanaka y Nakamura, 2005 y otros autores): -3,6±0,4‰ en el N-MORB; -11,7‰ a -10,1‰ en el MORB; 5,6±4,8‰ en basaltos con alguna alteración hidrotermal; -7,4±2 a 0,6±2‰ en basaltos oceánicos; +0,1‰ a +9,2‰ en basaltos alterados por el agua del mar y +8,3‰ a +12,6‰ en peridotitas serpentinizadas. El δ^{11}B vale +37‰ en la corteza oceánica alterada subducida; -4‰ a +16‰ en sedimentos marinos; -10±2‰ en el manto. En los fluidos hidrotermales oceánicos vale +30‰ a +36,8‰ y +39,5‰ en el agua del mar.

En la isla de Hawaii, δ^{11}B = -4,5‰ a -5,4‰ en el volcán Koolau; -3,6‰ a -4,6‰ en el volcán Kilauea; -3,0‰ a -3,8‰ en el volcán Mauna Loa.

El δ^{6}Li vale: en basaltos sanos -4‰; en fluidos hidrotermales de basaltos -9‰; en el mar -31,5±1,0‰; en ríos -6‰ a -32‰ y en condritas -3,9±0,6‰.

Helio y gases nobles en relación con el volcanismo

Entre los gases disueltos en el magma están los gases nobles. Tiene especial importancia el helio, gran parte del cual es ^{4}He de la radiación alfa frenada procedente de la cadena de desintegración de los isótopos del uranio y del torio. El isótopo ^{3}He es en buena parte primigenio y está en el manto. Sólo una pequeña fracción deriva de la desintegración del tritio ^{3}H superficial que resulta de la acción de los rayos cósmicos sobre el deuterio ^{2}H. Esto permite conocer la proporción de gases de origen profundo (geogénico) en los gases que se encuentran y se separan del magma (Heilweil et al., 2012; Craig y Lupton, 1976; Dallai et al., 2005; Mazor et al., 1983), en relación con los atmosféricos (Stute y Schlosser, 2000).

La relación R = ^{3}He/^{4}He es importante para determinar el origen del magma. En la atmósfera es $R_a = 1{,}386 \cdot 10^{-6}$. Si R > R_a, es una señal de la presencia de He primordial. En la corteza $R/R_a = 0{,}05$ y en el manto $R/R_a = 8$. En el MORB es $R/R_a = 8 \pm 1$ y en el OIB es similar al del MORB no primitivo. En las islas oceánicas se encuentra $R/R_a = 7$, pero puede ser hasta 9-15 e incluso >15 (Class y Goldstein, 2005). R/R_a tiende a >10 en bordes placa, 8 en dorsales centro-oceánicas, 14-25 en puntos calientes, 13-14 en Hawaii, 0,1-0,01 en sistemas tectónicamente estables y 5-8 en magma de zonas de subducción. En caliza con 5 ppm Li, 22 ppm U y 1,7 Th se tiene R/Ra ≈ 0,001. En el volcán Etna (Sicilia), ^{3}He/^{4}He = 6,92±0,2R_a y para el MORB = 8. Esto indica un aporte magmático procedente del manto. Lo mismo se observa en el volcán Teide, Isla de Tenerife (Marrero, 2010; Marrero-Díaz et al., 2015).

La Tabla 2.4.13 muestra la composición isotópica de los gases de las rocas volcánicas del área de emanaciones de CO_2 de Bravo Dome, en Nuevo México, en comparación con el aire y los gases disueltos en el agua marina. El He y el Ne proceden del manto y son

similares al contenido de la componente solar, mientras que el contenido en Ar, Kr y Xe es similar al de la atmósfera moderna.

Tabla 2.4.13 Composición isotópica de los gases de las rocas volcánicas del área de emanaciones de CO_2 de Bravo Dome, en Nuevo México, en comparación con el aire y los gases disueltos en el agua marina:

Relación	$^{3}He/^{36}Ar$	$^{22}Ne/^{36}Ar$	$^{84}Kr/^{36}Ar$	$^{130}Xe/^{36}Ar$
aire		0,053	0,0207	0,00011
mar		0,015	0,0410	0,000563
roca	0,79	0,161	0,0564	0,00163

El contenido en gases nobles en el OIB es menor que en el MORB por mayor desgasificación. Inicialmente el contenido en ^{40}Ar era similar. En el magma inicial del MORB, la concentración de ^{40}Ar es $\approx 1{,}5 \cdot 10^{-5}$ cc/g CN (cm^3 de gas por g de muestra en condiciones normales de presión y temperatura). La evolución se refleja en la relación $^{4}He/40^{Ar}$ ya que el He es más soluble que el Ar. Se puede producir una gran desgasificación de OIB sin que la relación $^{4}He/^{40}Ar$ crezca mucho.

A efectos comparativos, en la Tabla 2.4.14 se da la composición en gases nobles del aire de la atmósfera y del aire disuelto en agua a 5 °C, a nivel del mar y a 1700 m de altitud. Parte del He, Ne y Ar son radiogénicos. Las relaciones isotópicas atómicas en el aire son: $^{20}Ne/^{22}Ne = 10{,}3$; $^{21}Ne/^{22}Ne = 34{,}3$; $^{40}Ar/^{36}Ar = 295{,}5$; $^{36}Ar/^{38}Ar = 5{,}3$; $^{86}Kr/^{84}Kr = 0{,}31$; $^{128}Xe/^{132}Xe = 0{,}07$; $^{124}Xe/^{132}Xe = 0{,}98$; $^{136}Xe/^{132}Xe = 0{,}79$; $^{134}Xe/^{132}Xe = 0{,}39$; $^{136}Xe/^{132}Xe = 0{,}33$. La producción de ^{21}Ne y ^{4}He en el manto sólo depende de la concentración de uranio, de modo que la relación $^{21}Ne/^{4}He$ es constante.

Tabla 2.4.14 Contenido en gases nobles el aire en 10^{-5} cc/kg CN de agua a 5 °C. Entre paréntesis se da la parte radiogénica del contenido total en gas noble:

10^{-5} ccCN/kg	Altitud	He	Ne	Ar	Kr	Xe	He/Ne
aire		520 (45)	1820 (1790)	934.000 (120.000)	144	8,6	0,3
agua sat. aire	0 m	4,9	22	44.000	10,8	1,6	0,2
agua sat. aire	1700 m	4,0	18	36.000	8,9	1,3	0,2

El oxígeno del aire es pesado y muy distinto del biogénico (Dole, 1965). El contenido isotópico actual en la atmósfera se puede haber producido 5-10 veces en la historia de la Tierra. La respiración orgánica y la oxidación favorecen el enriquecimiento de ^{18}O en atmósfera y compensa la dilución de O_2 fotosintético, de modo que hay un ciclo natural de O_2. La composición isotópica del O_2 atmosférico ha de tenerse en cuenta cuando es el agente oxidante, aunque en muchas reacciones de oxidación el oxígeno que interviene es el del agua, como en la oxidación de sulfuros metálicos (pirita y otros) para dar finalmente ion SO_4.

Otros valores isotópicos

El agua asociada al volcanismo carece de tritio ^{3}H al no estar afectada por la radiación cósmica y no existir otro origen significativo (Ferronski y Polyakov, 1982). Tras el estudio de 11 volcanes activos, incluso con agua a >700 ºC y alto CO_2, S_{total}, HCl, HF, Br, B y $R/R_a(^{3}He)$, siempre es ^{3}H <0,1-5 UT (Goff y McMurty, 2000). El valor esperable es < 0,001 UT, salvo que haya un alto contenido en U, Th y Li y bajo en H_2O. Se espera que siempre sea <0,01 UT.

En vidrios basálticos toleíticos submarinos se tienen 30-1014 ppm de CO_2, que es 1-9 veces el valor de saturación a 1200 ºC, con $C/^{3}He$ $1.4 \cdot 10^{9}$ a $4.3 \cdot 10^{9}$ = (Kingsley y Shilling, 1995). El 80% de la actividad volcánica terrestre se produce en las dorsales centro-oceánicas de extensión. Los basaltos a >500 m profundidad están subsaturados en agua y saturados en CO_2 en el momento de erupción. En el penacho del manto profundo de la dorsal centro-atlántica, el valor $^{3}He/^{4}He$ está algo enriquecido respecto al de la astenosfera y en isótopos de Sr, Pb y elementos incompatibles. En las islas Azores el manto es más somero y rico en Na, Al y Si. Al pasar de Islandia a las Azores, ambas en la dorsal centro-atlántica, se tienen los siguientes factores de cambio: $^{3}He/^{4}He$ 15→ 7; $^{87}Sr/^{86}Sr$ ≈0,7028 → ≈0,7032; H_2O 0,2% → 0,3% en peso; CO_2 ≈100 ppm → ≈400 ppm; Cl ≈100 ppm → ≈200 ppm, con picos de 700 ppm.

En las rocas derivadas del manto es $^{87}Sr/^{86}Sr$ ≈0,7042 con εNd ≈+0,5. Estos valores evolucionan hasta 0,7087 y -1,2, respectivamente, por mezcla con rocas de la corteza. En el W del Pacífico se tiene $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70385-0,7036 con 737-1044 ppm de Sr y 34-52 ppm de Rb (Woodhead y Fraser, 1985).

No hay una relación definida entre las relaciones isotópicas $^{13}C/^{12}C$ de los gases emitidos y $^{87}Sr/^{86}Sr$ del Sr de la roca volcánica en un conjunto de volcanes activos en distintos ambientes geodinámicos y en el Teide (Figura 2.4.4).

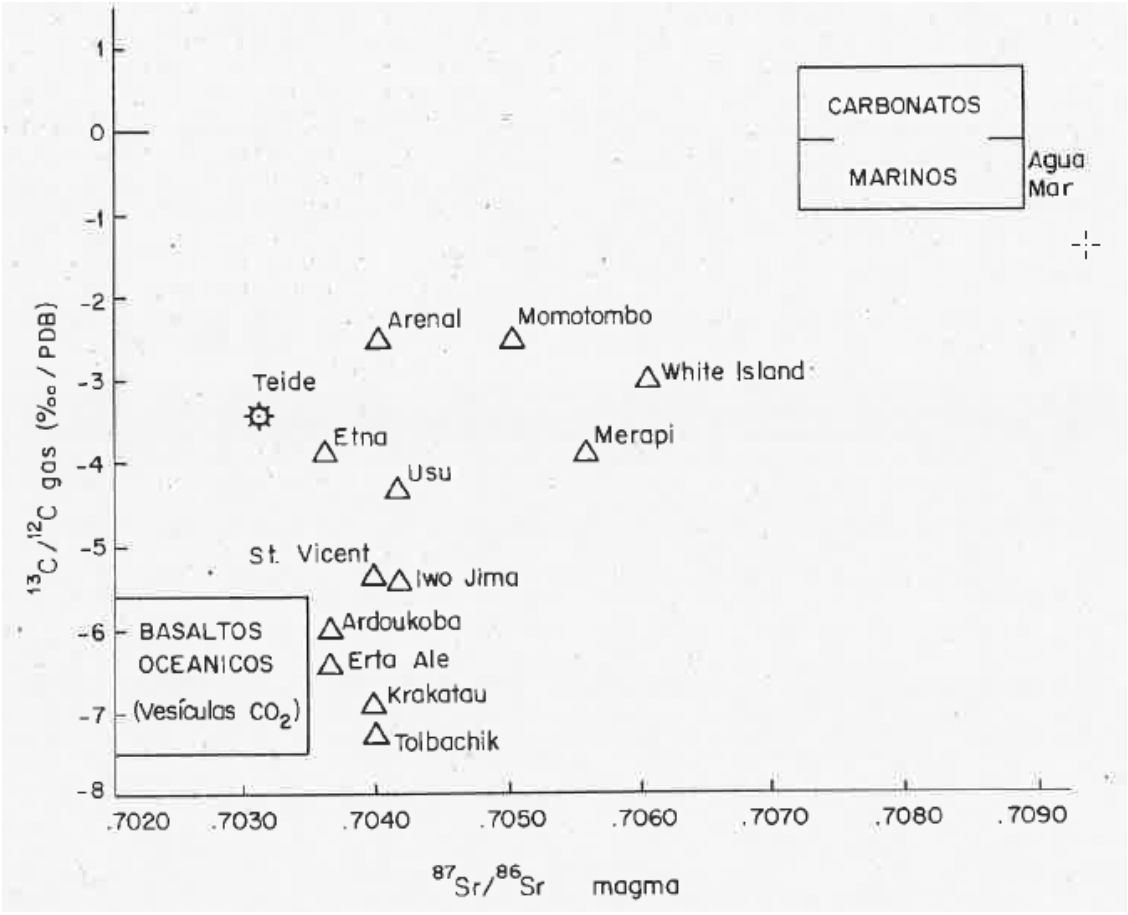


Figura 2.4.4 Relación isotópica entre el carbono y el estroncio para materiales de volcanes en distintos ambientes geodinámicos (tomado de Allard-1983) y en el Teide según datos del IGME-1984 para el C y Araña et al.-1985 para el Sr (Albert et al., 1986).

2.5 Alteración del magma y de las rocas volcánicas

2.5.1 Consideraciones generales

Las rocas derivadas del magma son dominantemente silicatos que corresponden a un ambiente de alta temperatura y presión. Tras la erupción pasan a estar en un ambiente de menor temperatura y presión, frecuentemente con abundancia de agua y generadores de acidez (como el CO_2 disuelto a baja temperatura o algunos ácidos minerales) y con posible acceso de oxígeno atmosférico, directamente o disuelto en agua. En estas condiciones, tanto el vidrio volcánico como la parte cristalina del magma y de las rocas son fisicoquímicamente inestables y evolucionan hacia nuevos minerales y productos que corresponden a la temperatura ambiente, acidez y presencia de oxidantes de cada situación. El resultado depende de la relación agua total/roca, teniendo en cuenta que el agua puede ser entre casi estática (volumen frecuentemente menor que el de roca) a fácilmente renovable (volumen total involucrado que puede ser mucho mayor que el de roca y además con intercambios variables temporalmente).

La evolución a lo largo del tiempo en función de la renovación del agua y de la velocidad de las reacciones suele ser lenta en términos humanos, pero relativamente rápida en términos geológicos e incluso hidrogeológicos. Las reacciones son unas veces inorgánicas (puramente minerales) y en otras se producen metabolismos y catálisis biológicas, directamente o generando productos intermedios. La parte biológica suele ser importante cuando se trata de reacciones de oxidación-reducción (redox), como la oxidación de sulfuros o el reparto entre la parte a valencia II y la a valencia III del hierro y la parte a la valencia II y la IV del manganeso. Como el magma contiene una fracción grande del Fe es estado reducido, en la alteración se consumen oxidantes, como el O_2 de origen atmosférico, de modo que la fugacidad del oxígeno fO_2 (presión parcial efectiva) puede llegar a ser muy baja. La actividad biológica se puede producir desde la temperatura ambiente exterior hasta valores que superan 100 ^{o}C, a la presión apropiada.

La alteración de las rocas volcánicas puede verse desde el punto de vista de los cambios en la roca, pero a los efectos de este informe el interés se centra en el agua y cómo adquiere substancias disueltas y modifica la composición, lo que es objeto de la Sección 4.5 del Capítulo 4. Sin embargo, los cambios en la roca tienen interés en cuanto a las propiedades hidráulicas, resistencia mecánica y capacidad de cambio iónico de los productos de alteración. Los productos de la alteración son substancias químicas cada vez más simples. La alteración a baja temperatura debida a las condiciones reinantes en la superficie y en suelos edáficos se suele denominar meteorización. La alteración que se realiza a alta temperatura en presencia de fluidos se suele designar también metamorfismo químico (hidrometamorfismo) cuando se considera cómo evoluciona la roca.

En la alteración se libera la parte catiónica de la roca volcánica, que en su caso se sustituye por H^+, y se forman aniones, que en su caso son reemplazados por OH^-, según sea el pH. Una parte de los cationes quedan en solución en el agua, aunque a alta temperatura el Mg^{2+}, tanto el derivado de la roca como el aportado por el agua, queda atrapado en parte o totalmente en los productos de alteración. A baja temperatura,

parte del K^+ queda fijado en los minerales de la arcilla neoformados, lo mismo que el NH_4^+, en caso de estar presente. En lo que sigue, si no da lugar a confusiones, los iones se indican sin mostrar la carga eléctrica.

El magma apenas aporta materia directamente soluble en el agua: sólo parte de los componentes incompatibles que se concentran en determinadas porciones. Tal sucede con el Cl del HCl o el F del HF o el SO_4 de la oxidación del SO_2. Si el agua subterránea tiene una renovación relativamente rápida, los aumentos de concentración respecto al agua original son pequeños. La disolución del contenido total en estas substancias se hace a lo largo del tiempo, a medida que el progreso de la alteración permite que el agua acceda a las posiciones en que están atrapadas.

Los productos de la alteración de las rocas volcánicas y sus minerales derivados dependen de la temperatura ambiente, de la acidez y del potencial redox. Pueden estar en equilibrio con ese ambiente (a saturación química), pero frecuentemente no se llega al equilibrio cuando se trata de reacciones lentas.

2.5.2 Alteración a alta temperatura y metamorfismo químico

En la alteración de lavas almohadilladas (*pillow lavas*) a alta temperatura se produce albita, actinolita, epidota y pirita (Humphris y Thomson, 1978). El agua profunda del mar cuando entra en contacto con roca caliente se queda casi sin Mg ni SO_4 y el pH se acidifica hasta 3,5. La anortita se transforma en albita tras ceder al agua su contenido en Ca, pero sin tomar Na. El agua gana Li, K, Rb, Ca, SiO_2, Al, Mn, Fe, Co, Cu, Ag, Cd y Pb y pierde Na, Mg, algo de Cl y alcalinidad, con muy abundante H_2S (el pH es muy bajo), que puede superar en cantidad a los cationes que forman sulfuros. Así, en agua caliente profunda no hay Mg y poco SO_4.

El producto de la alteración dominante con el paso de agua del mar por basalto fundido es esmectita-K-Mg y esmectita-clorita (Seyfried y Mottl, 1982). A alta temperatura el Mg da $Mg(OH)_2$ insoluble y pasa a esmectita, clorita, talco, tremolita y actinota y sube el pH. Cuando el Mg se consume resulta un pH alto, si la relación agua/roca es pequeña. Se pueden formar sulfuros, según las reacciones (Humphris y Thomson, 1978):

$Fe^{2+} + 2H^+ + 2CaSO_4 = FeS_2 + 2Ca^{2+} + 7/2O_{2(g)} + H_2O$. Con relación agua/roca = 1 da pirita

$CaSO_4 + 2H^+ = 1/2S_{2(g)} + 2/3O_{2(g)} + Ca^{2+} + H_2O$.

$15Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 13H_2O_{(l)} = 7Fe_2O_3 + 26H^+ + FeS_2$. Con relación agua/roca = 0,2 da pirita.

Los metales pesados no se disuelven a pH bajo si hay Mg, pero sí si el Mg se ha consumido.

En el enfriamiento subaéreo de los materiales basálticos emanados en Hawaii se pierden pequeñas cantidades de Si, Fe y F por volatilización de SiF_4 y FeF_3 en la superficie (White y Hochella, 1992).

En el caso de una dorsal centro-oceánica donde la lava sale a más de 2500 m de profundidad, las burbujas de agua marina vaporizada a través de colada se fraccionan bajo una costra de 2-10 cm espesor y 1-2 cm de vidrio. Se forman los minerales $CaSO_4$ y $FeSO_4$, con una fracción porcentual de Cl, S, Cu y Mn (Perfit et al., 2003). A 30 MPa el agua hierve a 400 ºC. A 480-900 ºC se tiene vapor y salmuera concentrada o NaCl fundido y a >900 ºC una fase única de vapor con la salinidad marina y una densidad del 0,95 respecto a la del agua fría. Se puede tener un espesor afectado de hasta algunos hm, en que la roca se empobrece en Na, K, S, Si, Th, U, Rb y se enriquece en Al y Ca. El basalto submarino recién salido se recubre de halita, agujas de esfalerita y cristales de pirita y calcopirita, que se disuelven después al circular el agua (Butterfield et al., 1997).

En el basalto de las crestas medio-oceánicas se encuentran ≈25 mmol/kg de S, en comparación con los 28 mmol/kg de SO_4 del agua marina. A partir del S del basalto y el SO_4 del agua del mar se forma H_2S en el agua caliente y precipita FeS:

$Fe^{2+} + 2H_2S$ = pirita $FeS_2 + 2H^+ + H_2$

$Fe^{2+} + H_2S$ = pirrotita $FeS + 2H^+$ a > 350 ºC.

El resultado de estas interacciones es que en el basalto submarino tiene 700±100 ppm de S_{total}, con rSO_4^{2-}/rS^{2-} = 0,15-0,56 en el agua (r indica concentración en meq/L). En basalto subaéreo se tiene 150±50 ppm de S_{total}, con rSO_4^{2-}/rS^{2-} = 0,01-0,25, o mayor en el vidrio.

Un dique caliente cede al agua del mar Fe^{2+}, Mn^{2+}, H_2, H_2S y CO_2 y toma Mg y SO_4. El SO_4 genera H_2S. Se produce vapor caliente con $H_2 + CO_2 \rightarrow CH_4$; $H_2S \rightarrow S^0 \rightarrow S_2O_3^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$; $CH_4 \rightarrow CO_2$; $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ (Butterfield et al., 1997).

En la interacción de roca ultramáfica con el agua marina a alta temperatura, una parte del Cl se fija. Está asociado al Fe como $Fe_2(OH)_3Cl$ disperso y su contenido se correlaciona negativamente con el de Mg y Si. En un caso real, un contenido inicial de 88 ppm Cl en la roca se convierte en 300 ppm con alteración del 10% y puede llegar hasta 7000 ppm (Seyfried et al., 1986; Rucklidge y Patterson, 1977). El F y Cl tienden a ser más retenidos en la roca que el S. La diabasa a 400-425 °C, a 400 bar y relación agua/roca = 0,5, fija algo de Cl (toma 400-2000 ppm), Ca, Na. La clorita, esmectita y epidota tienen <150 ppm Cl; ciertos anfíboles tienen hasta 4% Cl y Br algo enriquecido.

2.5.3 Alteración mesotérmica

A temperaturas intermedias entre las moderadamente hipertérmicas de profundidades moderadas y las de los magmas y lavas, se producen muy distintos tipos de interacciones roca-agua, que dependen en gran manera de la temperatura, con minerales en equilibrio muy distintos. Con frecuencia esta interacción se hace con pequeña a moderada relación agua/roca. El detalle tiene un interés hidrogeológico moderado.

Los minerales se forman a distintas temperaturas, también dependiendo de la presión y otras condiciones fisicoquímicas. Estas temperaturas, en ºC, son: 350 cuarzo; 300 pirita; 190 calcopirita, bornita y covelita; 310 saponita; 190 esfalerita; 125 esfalerita; 145 grafito; 90 galena; 310 tremolita; 310 talco. A >90-100 ºC se forma pirrotita, que genera pirita y magnetita. Los sulfuros primarios de las lavas dan pirrotita, portlandita, calcopirita y cubanita (Janecky y Seyfried, 1984).

Los minerales que se generan lentamente a distintas temperaturas son (Motll y Holland, 1978):

200 ºC esmectita y anhidrita

300 ºC esmectita, anhidrita, albita, cuarzo, pirita, pirrotita y otros

400 ºC esmectita, anhidrita, albita, oligoclasa, tremolita, posiblemente analcima y otros

500 ºC esmectita y andesina, o plagioclasa sódica cuando hay abundancia de Na^+.

Algunas reacciones de formación de minerales mesotérmicos son:

Adularia $3/2KAlSi_3O_8 + H^+ = \text{muscovita } 1/2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + \text{cuarzo } 3SiO_2 + K^+$

(Michard et al., 1981)

Montmorillonita ideal (pirofilita) $Al_2SiO_4O_{10}(OH)_2.nH_2O$ con Na^+ y Mg^{2+}

$= \text{illita ideal } KAl_4SiO_4O_{10}(OH)_4 + K^+$

Feldespato potásico $5KAlSi_3O_8K + 16H_2O + 4H^+ = KAl_5Si_7O_{20}(OH)_4 + 4K^+ + 8Si(OH)_4$

Feldespato potásico $2KAlSi_3O_8 + 5H_2O + 4H^+ = \text{gibbsita } 2Al(OH)_3 + 2Si(OH)_4 \text{ (laterita)} + 2K^+$

Meronita (escapolita) $3NaAlSi_3O_8 + H^+ = \text{albita } 3NaAlSi_3O_8 + Na^+ + H_2O$

Analcima sódica $NaAlSi_2O_6.H_2O + H^+ = AlSi_2O_5(OH) + Na^+ + H_2O$

Los minerales de alteración de baja temperatura son zeolitas-Ca (chabacita, escolerita, estillita), esmectitas, celedomita, calcedonia y calcita. A >100 ºC domina la laumontita (Gislason y Eugster, 1987).

En un campo geotérmico cerrado se produce convección interna, con producción de zeolitas, cloritas, epidotas, montmorillonita y otros minerales. A > 330 ºC se produce adularia, albita, epidota, anhidrita, clorita y pirita.

El agua del mar a 150-200 ºC precipita anhidrita (Figura 2.5.1), pero sólo consume una pequeña fracción del SO_4 por ser escaso el Ca, que disminuye fuertemente. La anhidrita puede disolverse posteriormente. Con agua/roca ≈1 aumentan Na/K, Ca/Na, Sr/Ca, Mg, SO_4, Li, Ca, Fe, Mn y puede haber H_2S y NH_3 (Butterfield et al., 1997). A >250 ºC hay una reducción significativa inorgánica del SO_4 a partir de la oxidación del Fe: $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ y se produce FeS (pirrolita), que forma FeS_2 (pirita secundaria) en las lavas almohadilladas marinas.



Figura 2.5.1 Depósitos de yesos en las cavidades de una colada volcánica que se enfrió en la costa, bajo agua marina. Costa de Meloneras, S de Gran Canaria. Foto de 26-06-2013, M.C. Cabrera.

En Reykjanes, Islandia, el paso por basalto caliente enriquece el agua marina en K, Ca y SiO_2, la empobrece en Mg, SO_4 y (Na) (Motll y Holland, 1978) y hay equilibrio con cuarzo; casi todo el B y Ba se disuelven; el Sr parece comportarse similarmente al Ca. En el campo hidrotérmico de las islas Galápagos, la alteración enriquece la roca en Al, Mg, Na, B y U y la empobrece en K, Si, Fe, Mn, Ca y Sr.

En sistema cerrado en basalto se producen esmectitas y zeolitas con agua de pH = 9,5 y lentamente en sistema abierto a la atmósfera a pH > 7.

En basalto con agua/roca = 1 y 300 ºC, el SO_4 del agua marina decrece del 5% al 10%; a 500 ºC el SO_4 del agua del mar decrece >95% si hay suficiente Fe^{2+}. Entre 200 y 500 ºC precipita anhidrita metaestable, con $\delta^{34}S$ = +18,5‰, y pirrotita en vez de pirita. Se forma pirita secundaria a >200 ºC con agua del mar, con disminución rápida de SO_4, sin fraccionamiento isotópico, con $\delta^{34}S_{FeS2}$ = +21‰. A efectos comparativos, el valor del $\delta^{34}S$ en basaltos es: 0,1±0,5‰ en el MORB típico; -0,2±1,4‰ en FeS de lavas almohadilladas, -1‰ a -1,9‰ en FeS_2 (suele valer -1,1‰ a +1,6‰, media -2,6‰), con -1‰ a +4,7‰ en zonas de transición y diques y hasta +5,6‰ en venas.

En la alteración mesotérmica, la pirita es un mineral secundario. Con baja fugacidad de O_2, $S^{2-} \rightarrow SO_2^-$ y $S_2O_3^{2-}$ (desproporcionado espontáneo) $\rightarrow SO_4^{2-} + S^{2-} \rightarrow FeS_2$ (pirita secundaria). También el FeS genera pirita a >250 ºC, según:

$7FeS + 8H^+ + SO_4^{2-} = 4FeS_2$ (pirita secundaria) $+ 4H_2O + 3Fe^{2+}$

$8Fe^{2+} + 10H^+ + SO_4^{2-} = 8Fe^{3+}$(en magnetita secundaria) $+ H_2S + 4H_2O$

(los $10H^+$ proceden de la formación de clorita, talco y anfíbol)

$1{,}104H_2O + 1{,}67(Fe_{0,2}Mg_{0,8})SiO_4 + 2{,}33SiO_{2(aq)} = 0{,}111Fe_3O_4$(magnetita) $+ Mg_2Si_4O_{10}(OH)_2$ (talco) $+ 0{,}104H_2$

En el basalto oceánico profundo, el agua marina pierde Mg y gana Mn, Si, Ba y $Si(OH)_4$ (Seyfried y Bischoff, 1981). La fijación del Mg produce H^+ y el pH desciende. Con una relación agua/roca <<1, las fases alteradas se enriquecen en Na, Ca, K y Mg. A 150 ºC crecen el Ca, SiO_2, Na y K y decrece el Mg y SO_4. Se forma esmectita cristalina con el Mg. El TiO_2 y FeO permanecen o crecen algo. A >200 ºC, con una relación agua/roca = 10, las fases de alteración se enriquecen en Mg y Ca; con relación >>50 se produce un enriquecimiento en Mg, se llega a liberar Fe, Mn y Zn, se puede formar pirita y pirrotita y se forma anhidrita, pero no calcita ni siderita. A 300 ºC, los metales pesados no se movilizan por formar complejos con Cl^-, pero se hace a 400 ºC con pH bajo y alta relación agua/roca. El agua del mar gana Ca, H_2S, CO_2, SiO_2, K, Fe, Mn, Ba, Al y H^+ y pierde Mg y SO_4. El contenido en Cl decrece por incorporarse en productos de alteración a 100-300 ºC.

Las diabasas a 400-425 ºC fijan algo de Ca y Na y quizás Cl con el FeO del olivino (Woodhead y Fraser, 1985): $2Fe^{2+} + 3H_2O + Cl^- = Fe_2(OH)_3Cl + 3H^+$. Se pueden fijar de 400-2000 ppm Cl, aunque hay <150 ppm en la clorita, esmectitay epidota, pero hasta 40.000 ppm de Cl en ciertos anfíboles, con inclusiones salinas. El Cl es después lixiviable en frío. El Br se comporta de forma similar al Cl.

A baja temperatura se cede Ca de la roca al agua y posiblemente Mg, que se concentran en esmectitas secundarias (McDuff, 1981). Al disminuir la relación agua/roca, se cede Ca y el Mg se fija, al igual que el K, pero si en sistemas aislados el K se agota, se sigue con el consumo de Mg y luego de Na (Gislason y Eugster, 1987).

Los vidrios ricos en SiO_2 y pobres en Mg son más resistentes a la alteración por agua caliente. A <150 ºC el vidrio basáltico da palagonita, en la que se quedan el Fe(III), Ti y (K).

El B y otros componentes, como el Li, se movilizan a partir de la alteración de la corteza oceánica (Seyfried et al., 1984). Con agua marina a 150 ºC, el basalto toma algo de B y Li y lo incorpora a esmectita y a 375 ºC el B queda fijado en la serpentina.

2.5.4 Alteración a baja temperatura y meteorización

La alteración de las rocas volcánicas a la temperatura del ambiente exterior o un poco por encima es un conjunto de procesos de gran interés hidrogeológico, pues originan suelos y ceden substancias disueltas al agua meteórica y vadosa, en combinación con el efecto de la existencia de cubierta vegetal que genera CO_2 en el gas del suelo.

En la alteración (meteorización) de silicatos a temperatura ambiente (baja temperatura) se tiene:

Feldespato potásico

$$2KAlSi_3O_8 + 2H^+ + 5H_2O = \text{caolinita } Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4Si(OH)_4 + 2K^+$$

Albita

$$2NaAlSi_3O_8 + 9H_2O + 2H^+ = \text{caolinita } Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4Si(OH)_4 + 2Na^+$$

$$7NaAlSi_3O_8 + 2H_2O + 6H^+ = 6Na^+ + \text{esmectita (bedeilita-Na) } 3Na_{2,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2 + 10Si(OH)_4$$

Andesina

$$CaNaAl_3Si_5O_{16} + 11/2H_2O + 3H^+ = \text{caolinita } 3/2Si_2Al_2O_5(OH)_4 + 2Si(OH)_4 + Ca^{2+} + Na^+$$

$$7CaNaAl_3Si_5O_{16} + 4H_2O + 18H^+ = \text{esmectita } 9Na_{1/3}Al_{7/3}Si_{11/3}O_{10}(OH)_2 + 2Si(OH)_4 + 7Ca^{2+} + 4Na^+$$

Piroxeno (augita egirínica)

$$3Ca_{1/2}Mg_{1/2}Na\,Fe(III)_{1/3}Si_2O_6 + 2H_2O + 6H^+ =$$

$$= \text{esmectita } Mg_{5/4}Fe(III)Na_{1/2}Si_4O_{10}(OH)_2 + 2Si(OH)_4 + 1/4Mg^{2+} + 1/2Na^+ + 3/2Ca^{2+}$$

Forsterita (olivino)

$$Mg_2SiO_4 + 4H^+ = Si(OH)_4 + 2Mg^{2+}$$

La alterabilidad de los minerales, de menor a mayor, sigue la secuencia: matriz de plagioclasa Na-Ca → apatito → analcima → feldespato alcalino → piroxeno → olivino. Las esmectitas y la halloysita no son estables y se degradan a caolinita, lo mismo que los feldespatos. La chabacita (zeolita) es estable. La augita eugirínica y la forsterita dan esmectitas y algo de caolinita. En general, se altera más la matriz y el vidrio que la parte cristalina, aunque, según algunos autores, los fenocristales son más rápidamente alterables. También en ciertos estudios (Grunberger et al., 1988) se encuentra una correlación lineal Mg-$Si(OH)_4$, de modo que el contenido ponderal de MgO y SiO_2 caracterizan el tipo de roca de cara a la alterabilidad. El posible NH_4^+ en el agua puede ser fijado en los minerales alumino-silicatados, de forma similar al K^+.

Las zeolitas son un resultado frecuente de la alteración a media y baja temperatura. Tienen como fórmula general $X_uY_rZ_nO_{2n}.mH_2O$, con X = Na, K; Y = Ca, Sr, Ba, Mg; Z = Al, Si y siendo (Si + Al)/O = ½.

El aporte de H^+ es necesario para la meteorización. Esta acidez se produce en el suelo por disolución del CO_2 dominantemente biogénico del aire del suelo edáfico en áreas vegetadas, aunque la generación de ácidos orgánicos es también importante (Antweiler y Drever, 1989). Las plantas favorecen la alteración del basalto, el cual cede Si, Ca, Mg, Na, afectan a la cinética química, complejan el Fe, no se toma Al y, si se toma Ca, se favorece la disolución de fosfato del apatito volcánico. En la disolución incongruente de los feldespatos es Na > K > Ca.

En áreas áridas, la generación de CO_2 es muy pequeña y la meteorización es muy lenta, de modo que las lavas y tobas pueden mantenerse poco alteradas durante decenas de años y siglos, como en el Norte de Chile y en Fuerteventura y Lanzarote en las islas Canarias. Pero en las áreas volcánicas activas o con actividad reciente, en el entorno de los puntos de erupción existe un aporte profundo de CO_2, que en presencia de agua subterránea favorece una rápida alteración de la roca en profundidad, bien sea a temperatura poco superior a la del ambiente exterior o en condiciones termales, con productos de la alteración que dependen de la temperatura. En cualquier caso, la temperatura es importante en cuanto a la velocidad de meteorización. En el suelo, la velocidad de alteración es pequeña en ambiente frío, pero puede ser notable en ambiente tropical cálido.

La alteración del basalto por agua meteórica a 25-60 ^oC es casi estequiométrica. La velocidad de disolución del vidrio es 10 veces mayor que la de los cristales (Gislason y Hans, 1987). El vidrio basáltico (sideromelana) se convierte en palagonita, el hierro se oxida (FeIII), se pierde Na y algo Ca y Mg. A baja temperatura se toma K del agua del mar y se cede a alta temperatura. El agua queda con pH = ≈9,5 para basalto y pH = 7-8 para cenizas riolíticas y obsidianas. Las relaciones ponderales entre la relación en el agua y la relación en la roca se muestran en la Tabla 2.5.1. El vidrio basáltico libera preferente de Na y K (y también F) y de forma similar Si, Ca y Mg. El basalto cristalino libera Na más rápidamente que el Mg. El vidrio se disuelve más deprisa que el basalto alcalino y que los cristales de plagioclasa y olivino. Con el CO_2 volcánico se forma esmectita y caolinita en vez de zeolita. Las vulcanitas ricas en K dan agua con rNa/rK ≈1 a 2.

Tabla 2.5.1 Relación ponderal R entre las relaciones de los componentes en disolución y en la roca, para vidrio basáltico (A) y para basalto cristalino que se disuelve incongruentemente (B), a 25 ^oC (Gislason y Hans, 1987).

R	Na/K	Ca/Mg	Mg/K	Mg/Na	Ca/Na	SiO_2/Na	SiO_2/K	SiO_2/Mg	SiO_2/Ca
A	1,2	1,0	0,8	0,6	0,6	0,6	0,7	0,9	0,9
B	2,7	1,7	0,4	0,1	0,3	0,2	0,7	1,6	0,9

En estudios realizados en Bandama (ankaramita porfídica con ferropirita que origina agua alcalina muy sódica), Barranco de Azuaje (ankaramita-oceanita con ferrodunita argílica/biotítica) y Los Tiles (basalto anfivólico (piroxénico), ferropiroxenita, ferrodunita), en la isla de Gran Canaria (Martínez Martínez, 1990), de la composición del agua en relación con suelos derivados de distintos tipos de rocas volcánicas, se encontró que la alterabilidad de las matrices decrece según la secuencia plagioclasa Na-Ca → apatito → analcima → feldespato-K → piroxeno; los fenocristales se alteran menos, sobre todo los ferro-leucocratos. La secuencia de productos de alteración sin

eluviación es: amorfo →halloysita.4H_2O → halloysita.2H_2O → esmectitas → caolinita. Hay neoformación de zeolitas y minerales de la arcilla, las plagioclasas sódico-cálcicas evolucionan a chabacita, caolinita y esmectitas (inestables), los feldespatos y analcima lo hacen a caolinita, la forsterita y augita egirínica a esmectita (no hay Al inicial y se adquiere por cambio iónico), esmectitas Al (que se degradan a caolinita) y caolinita. La alteración disminuye el contenido de Si, Ca, Mg y Na en la roca, aumenta el de Al, H_3O^+ y no varía el de K y Fe. Para la andesina la pérdida de peso vale 28% vía caolinita, 7,5% via chabacita (zeolita) y 12% via esmectita y para el piroxeno (augita egirínica) vale 40%.

En grandes líneas, en clima húmedo se requiere unos 50 ka para que se alcance una meteorización profunda y unos 5 Ma en clima árido (Davis, 1974). La alteración de los bloques de lava entre planos de disyunción columnar se concentra en los vértices y aristas, lo que produce formas residuales redondeadas, fácilmente visibles en Gran Canaria y Tenerife, designadas como disyunción esferoidal, que imita el pelado de una cebolla.

Los productos de la alteración pueden tener una capacidad de cambio catiónico CEC notable, lo que afecta a la composición química de la recarga (Deutsch et al., 1982). Incluso la propia tefra fina puede tener una notable capacidad de cambio. Así, la escoria basáltica triturada puede tener una CEC de 6,4-9 meq/100 g, hasta 14 meq/100 g (Tarduno, 2008).

Las tobas y piroclastos submarinos del entorno del Japón tienen una notable capacidad de cambio catiónico (Mizucani et al., 1977). Las tobas con >40% en montmorillonita, con 79% de Ca, toman rápidamente Na, Mg, K y ceden Ca en contacto con el agua del mar. La CEC es de 30-50 meq/100 g. En agua marina, con fuerza iónica de μ = 0,01-0,3 eq/kg, los coeficientes de reparto <Y>/<X> valen 0,19 para Na/Ca, 0,16 para Mg/Ca, 0,53 para Sr/Ca y 0,33 para K/Ca 3,33, con el 7,5% de las posiciones de cambio que fijan el K.

En la caldera del Silent Canyon (Nevada, USA), con una acumulación de ≥4150 m de tobas, coladas riolíticas y cenizas, las vacuolas tienden a rellenarse de calcita y zeolita y de sílice allí donde la roca es ácida.

Los productos de alteración se estratifican en el suelo. En el estratovolcán Bebex, de 21-3,8 Ma, en el Macizo Central francés, el basalto olivínico alcalino produce un suelo constituido por:

0-0,3 m, depósitos recientes alóctonos

0,3-1,3 m, suelo rojo muy alterado

1,3-3,0 m, suelo muy alterado esferoidal

3,0-4,5 m, terreno duro, esferas no alteradas y venas de calcita sin matriz intermedia

> 4,5 m roca dura sin alterar

con el siguiente orden de alteración del contenido elemental, de más a menos:

1ª fase de alteración Si>K, Na, Mg>Ca>Fe, Al, Ti, para vidrio olivínico

2ª fase de alteración Si>Ca>K, Na, Mg>Fe, Al, Ti, para piroxeno y plagioclasa

En épocas pasadas, con diferente clima que el actual, se formaron esmectita y haloysita, que fijaron parte del Si, Mg, Na, K y Ca.

A temperatura ambiente, la palagonización requiere miles de años para evolucionar a esmectita. La montmorillonita y la esmectita incorporan lentamente Mg y K. En estos procesos, con baja relación agua/roca se forma $Mg(OH)_2$, que precipita y hace que el pH sea ácido. Con mayor relación agua/roca se altera el vidrio y se disuelven los componentes alcalinos, con pH alto, y se forma montmorillonita. Si pH>9, el SiO_2 se disuelve al ionizarse el $Si(OH)_4$. En la alteración, la tefra de grano fino da montmorillonita y esta da illita. La sanidina es relativamente inerte. En los procesos de alteración, el Sr^{2+} puede incorporarse isomorficamente al yeso y calcita, con una relación Sr/Ca en los lugares de cambio similares a los del agua (Mizukani et al., 1977).

En los basaltos de la isla de Madeira hay disolución incongruente de plagioclasas para dar SiO_2, Na y K y de forsterita y flogopita para dar SiO_2, Mg y Fe (Almeida et al., 1984). La mayoría de las aguas tienen una composición que está en el campo de estabilidad de la caolinita, auque no se encuentra como mineral, y sólo pocas veces en el de la montmorillonita, la cual parece encontrarse en los análisis minerales. Puede interpretarse como que en los suelos no necesariamente existe equilibrio químico entre los minerales de alteración esperables y el agua y que aquellos además pueden ser el resultado de alteraciones en condiciones pasadas distintas de las actuales.

Al lixiviar vidrio volcánico de composición traquítica peralcalina por agua subterránea, se extrae hasta el 25% del F, Na, K, Si, Fe, Ti y Mn, algo del U, Al y Rb y permanecen el Th, Zr y Hf. El Sr se multiplica por 1,8 y la relación K/Rb es >2000 en lavas alteradas.

En la alteración de la sideromelana a palagonita se toma K de agua a baja temperatura y se cede K a alta temperatura. Hay una pérdida de Cl y F durante la hidratación. En la evolución se pierde Zn, Cu, Ni, Mn, Co, Hf, y (Cr), se gana Ba, Ca, Rb y U y a pH > 9 se disuelve Al. Si la relación agua/roca/es baja, precipita $Mg(OH)_2$ con pH ácido y si es alta se forma montmorillonita. El basalto y otras rocas básicas son más reactivos que las rocas ácidas. La obsidiana cede Na, toma K del agua subterránea y luego cede K al avanzar la alteración. El Na intercambia con el vidrio según $2H_2O + Na^+(vidrio) = H_3O^+(vidrio) + NaOH$.

En el basalto del sur del Mar de China, la meteorización y formación de suelo ha producido un enriquecimiento en Fe y Al y un notable empobrecimiento en Ca, Mg, K, Na y Si (Zhang et al., 2007). En el clima cálido (25 °C) y húmedo (precipitación de 800 a 2500 mm/a, media de 1500 mm/a) de la isla de Hainan, en el sur de China, la alteración de los basaltos neógenos ha producido un suelo de unos 3 a 6 m de espesor. La materia orgánica del suelo facilita la movilidad de los productos de la alteración. El 20-40% del Fe, T, Zr, Hf, Nb y Ta han sido eliminados en el perfil superior del suelo (Ma et al., 2007). El Th es el elemento menos móvil.

La oxidación de pirita (y similarmente de otros sulfuros metálicos), genera acidez y deja un residuo sólido de hematites u otros minerales similares, según

1.- $FeS_2 + 3{,}5\ O_{2aq} + H_2O \rightarrow Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 2H^+$

2.- $Fe^{2+} + 0{,}25O_2 + H^+ \leftrightarrow Fe^{3+} + 0{,}5H_2O$

3.- $14Fe^{3+} + FeS_2 + 8H_2O \rightarrow 15\ Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + H^+$

4.- $Fe^{2+} + 3H_2O \rightarrow Fe(OH)_3s + 3H^+$ 2,5 a 3 H^+ según el mineral que precipite

Hidrogeológicamente es importante el contenido en Cl que puede transferirse al agua. En los basaltos de Islandia se tiene 193±68 pmm Cl, que para una disolución congruente en agua produce las relaciones iónicas Na/Cl = 95; K/Cl = 24; Ca/Cl = 340; Mg/Ca = 175; SO_4/Cl = 6 y CO_2/Cl =11, suponiendo que el aporte por deposición atmosférica es notablemente menor. En general, el vidrio contiene más Cl que los cristales y lo cede más rápidamente.

En el mar, el vidrio de las rocas volcánicas reacciona con el Mg^{2+} y H_2O para dar clorita magnésica, liberando Ca^{2+}, K^+, H^+(disminuye el pH) y $Si(OH)_4$. Si las concentraciones de Ca^{2+} y $SO4^{2-}$ son suficientes, se puede precipitar $CaSO_4$. Se tiene una primera fase de alteración en que el incremento de solutos en el agua es (Chesworth et al., 1981): Si>K, Na, Mg >Ca,>Fe, Al, Ti a partir del vidrio y olivino y una segunda fase de alteración con Si>Ca> K, Na, Mg > Fe, Al, Ti a partir del piroxeno y plagioclasa para dar esmectita y halloysita, que fijan parte de Si, Mg, K y Ca y reflejan el clima de cuando se produjo la alteración. La esmectita es el único mineral estable a pH alto. Si la concentración iónica en el agua no es suficientemente alta, se puede formar zeolita. El vidrio volcánico es lo que se altera más rápidamente y el K^+ decrece y continúa haciéndolo mientras circule agua.

Los basaltos oceánicos ya se alteran desde 2 ºC. Ganan K, H_2O, Fe_2O_3 y pierden (Na), Ca, Na, SiO_2 y K. A alta temperatura ganan Mg y pierden Ca, SiO_2 y (K), para dar esmectita y zeolita (Seyfried y Bischoff, 1979). Una reacción característica es:

> vidrio basáltico $2{,}0Na_5(Ca_{12}Mg_{12}Fe_{10})Al_{17}Si_{49{,}6}O_{160} + 10H^+ + 13{,}96Mg^{2+}$ = esmectita $28{,}33Na_{0{,}15}Ca_{0{,}28}(Mg_{1{,}34}Fe_{0{,}71}Al_{0{,}65})(Al_{0{,}55}Si_{3{,}45})O_{10}(OH)_3 + 5{,}76Na^+ + 16{,}07Ca^{2+} + 1{,}66SiO_{2(aq)}$

Con una relación agua/roca <0,01 y flujo de agua, no se forma esmectita-Mg (saponita), el pH tiende a 9,0 y el $Si(OH)_4$ es alto. Si hay Fe^{2+} se produce $Fe_2O_3 + H^+$ y aumenta la solubilidad de la esmectita. El basalto pierde Mg en zonas oxidadas y lo gana en zonas no oxidadas.

En suelos vegetados se forman complejos orgánicos con Fe y Al y el pH decrece. Hay correlación entre el carbono orgánico disuelto (COD) y Na, K, Ca, Mg, Al y Fe. El COD tiene un valor medio de 50 mg/L, hasta 260 mg/L. Consiste en ácidos húmicos, (oxalatos), acetatos y formiatos.

El orden de velocidad de disolución de minerales es: piroxeno > plagioclasa > vidrio. La roca alterada pierde C, Fe, Mg, Mn, Al, Na, K, Ti y Sr y gana Si y Ba. La recarga por la

precipitación alimenta al acuífero, que además recibe HCl, SO_2-H_2S y CO_2 de la cámara magmática, descarga Cl, HSO_4 > H_2S y contiene agua caliente con HCl y en la que SO_2 → H_2S + HSO_4. En el agua marina, el olivino y piroxeno se transforman en serpentina y clorita y la plagioclasa en albita y epidota. Las lavas alteradas resultantes toman un aspecto moteado y se las denomina espilitas.

2.5.5 Deposición atmosférica en áreas volcánicas

La deposición atmosférica es un aspecto importante hidrogeológicamente, como se desarrolla en RAEMIA (2019), en especial en su Capítulo 5. En las áreas volcánicas tiene dos aspectos distintos: 1.- aporte de substancias que pueden escasear localmente y 2.- modificación de esa deposición por las actividades volcánicas.

Con el paso del tiempo se van deprimiendo los nutrientes que proceden del suelo, si su reposición no es lo suficientemente rápida. Así, cada vez tiene más importancia el aporte vía atmosférica. Esto se ha documentado en Hawaii, con aporte particulado aéreo procedente del Asia Central (Chadwick et al., 1999) y en Canarias, con aportes saharianos (Subsección6.4.8-2 del Capítulo 6)

En el aerosol que se origina en relación con la erupción volcánica se encuentran sales solubles que se incorporan al agua de precipitación, bien sea durante la caída o lixiviadas tras la deposición sobre el suelo y la vegetación. En la erupción del volcán El Chichón (México), hasta el 7% de la masa total del aerosol era halita, pero la atmósfera se limpió pronto. Así, en el polvo atmosférico de >0,03 µm durante la erupción e inmediatamente después se pasa de 0,08-0,3 ppm a 0,0024 ppm de Cl y de 0,2-7,5 ppm a 0,263 ppm de SO_4 (Woods et al., 1985).

La presencia de haluros en la atmósfera permite no sólo evaluar en condiciones apropiadas la recarga a los acuíferos (RAEMIA, 2019) sino el efecto de los gases volcánicos. La presencia de Cl, Br y I en las áreas costeras que no es de origen volcánico es en gran parte debida a la generación en el mar (Duce et al., 1965; RAEMIA, 2019). El iodo procede en gran manera de la descomposición y quema de algas a lo largo de la costa en épocas pasadas. El I^- y IO_3^- están relacionados orgánica e inorgánicamente. El iodo escapa del mar como I_2 y se enriquece orgánicamente en la superficie marina, ya que las burbujas que se rompen son de la capa superficial, que también se enriquece en Sr, Ca, K y Mg respecto al total, pero no tanto en Br.

En la isla de Hilo, en Hawaii, la mitad del Cl está en forma gaseosa y también el Br y I. La relación Br/Cl es similar para la lluvia, rociado marino y agua del mar. El contenido en I, Br y Cl decrecen en media con la altitud, lo mismo que las relaciones I/Cl y Br/Cl. La relación I/Cl para la lluvia vale 500-1000 veces la del agua del mar, mientras que la relación Br/Cl es sólo algo mayor y la I/Br es aproximadamente constante al variar la altitud. En el litoral, la relación I/Cl es 10 a 40 veces mayor que en el agua del mar en partículas de aerosol y a 0,8 km hacia el interior es 200 veces mayor.

En muestras del aerosol tomadas con avión, la relación Br/Cl es mayor que en el agua del mar, quizás por la reacción: $4Br^- + O_2 + 4H^+ +$ radiación solar $\rightarrow 2Br_2 + 2H_2O$. No sucede en el mar, donde el pH es 8,3, pero sí en las nubes, por mayor acidez, de modo que el Br gaseoso escapa respecto al Cl gaseoso y hace disminuir la relación Br/Cl sobre el mar. Las relaciones Br/Cl y I/Br en la niebla crecen con la altitud. Los vehículos aportan $Br_2C_2H_4$ (dibromuro de etilo).

La relación ponderal Cl/Br vale 300 para el agua marina, 50-150 para el agua de formación por evaporación y salmueras, 8-50 para agua de lluvia con efecto de explosión de burbuja y 500-3000 para agua en contacto directo con evaporitas. Las gotículas del mar parecen enriquecerse en iones pesados y la relación molar rNa/rK

decrece a 6-10 (Rosenthal, 1987). En Israel, la relación ponderal Cl/Br vale 270 para las calizas y dolomías, 250 para las calizas y 250 para los basaltos (Kronfed y Rosenthal, 1981). En la erupción de La Soufrière, isla de St. Vincent, las concentraciones en el aire, en ng/m^3CN, fueron de 960 para el Cl, 60 para el Br; y 4,1 para el I; durante la emisión dominaron SO_2 y S_2C, con muy poco COS (Sedlacek et al., 1982; Cronn y Nutmagul, 1982).

En el muestreo de las cenizas emitidas y depositadas en la erupción del Mount Saint Helens en 1980 (NW de USA) y el estudio de su efecto sobre el agua dulce (Fruchter et al., 1980) se encontró que dichas cenizas dacíticas tenían 0,15%-0,19% de P_2O_5 y una composición en ppm en peso de ≈30 de B, 840 de S, 663 de Cl, 140 de V, ≈1 de Br, 32 de Rb, 460 de Sr y 4990 de Ca. Se realizaron dos pruebas de lavado con agua pura, obteniendo, en mg/L: 1.- 1 agua/1 ceniza → 94-268 de Cl, 5-25 de NO_3, 273-753 de SO_4 y pH 5,6-7,0; 2.- 10 agua/1 ceniza → 10-33 de Cl, <1-5 de NO_3, 26-120 de SO_4, 0,45-0,94 de F, 0,33-1,8 de NH_4, 0,022-0,067 de B y 8-29 Na, que representa la extracción del 20-30% del S, del 30-50% del Cl, algo del B y una alta proporción del SO_4, NO_3, Fe, Mn, Cu, Mg y Na. En este caso, en el aire había 5 veces más cantidad de S que en la ceniza, pero menos Cl y As.

Según Giggenbach y Matsuo (1991), antes de la erupción volcánica del Mount St. Helens, en el aire se encontraban 0,002-0,2 µg/kg de Cl y tras la erupción <0,1 µg/kg (máximo 0,8 µg/kg) particulado y después vapor ácido con Cl = 0,08-0,3 µg/kg (máximo 2,4 ppmm) de Cl y 0,2-7,5 µg/kg (máximo 263 ppmm) de SO_4. En los gases del volcán El Chichón (México), $2NaCl + H_2SO_4 = Na_2SO_4 + 2HCl$ en 1-3 meses, con 0,5 µg/m^3 de aire de NaCl en la zona más densa del penacho, lo que suma el 7% de la masa total del aerosol.

2.6 Hidrogeoquímica y manifestaciones térmicas asociadas al volcanismo

2.6.1 Consideraciones generales

En el volcanismo activo y el reciente, las cámaras magmáticas, espinas y diques en enfriamiento liberan y producen gases y vapores que salen al exterior como fumarolas, en sus diversas variantes. Estos sistemas calientan directamente o por condensación del vapor a las aguas subterráneas. Estas aguas subterráneas dan origen a manantiales calientes y termales o, una vez enfriadas en su recorrido, a manantiales fríos pero que conservan parte de las condiciones físico-químicas y químicas en la situación caliente que tuvieron en otras partes del acuífero.

Las aguas calientes son de interés tradicional desde la antigüedad en instalaciones balnearias y para calefacción doméstica o industrial y las más calientes, en especial si son de vapor, para la generación de energía eléctrica.

Los manantiales con abundante CO_2 y distintos tipos de mineralización son explotadas para aguas de mesa y aguas con composición química especial, en especial las que tienen concentraciones elevadas de ciertos elementos o un pH muy tamponado, si tienen interés médico. Otras aguas que tienen contenidos excesivos en ciertos componentes (salinidad, Na, F, As, B,...) pueden no ser potables y su consumo puede constituir un problema de salud para las poblaciones locales o aguas abajo, si no reciben un tratamiento adecuado previo o se las diluye.

2.6.2 Fumarolas

Una fumarola (*vent*; respiradero si está en el fondo marino) es una mezcla de gases y vapores que surge por las grietas exteriores de un volcán o de las coladas de lava, a temperatura alta (Figura 2.6.1). Su composición varía según la temperatura de salida, de modo que la fumarola puede ir cambiando a lo largo del tiempo. Se distinguen los siguientes tipos:

1. Fumarolas secas (anhidras), originadas en la lava en estado de fusión, normalmente en las proximidades del cráter, a >500 °C y que contienen principalmente NaCl, KCl, SO_2 y CO_2.

2.- Fumarolas ácidas (clorhidrosulfurosas), entre 300 °C y 400 °C, originadas en la capa superficial de las coladas de lava y que contienen gran cantidad de vapor de agua y proporciones menores de HCl y SO_2 y parte del S oxidado a H_2SO_4.

3.- Fumarolas alcalinas (amoniacales), a ≈100 °C, en las que dominan vapor de agua, H_2S y NH_4Cl.

4.- Fumarolas frías (sulfhídricas), a temperatura algo superior a la temperatura ambiente exterior, en las que domina el vapor de agua y una fracción menor de CO_2 y SO_2.

5.- Fumarolas negras submarinas, hasta 400 °C, que forman chimeneas de hasta 10 m de altura por la que sale agua rica en Fe(II) y H_2S.

6.- Fumarolas blancas submarinas, que son estructuras pequeñas del suelo marino con emisiones no muy calientes, ácidas y con depósitos minerales.

Los dos últimos tipos no se consideran aquí. Una fumarola es algo distinto de un manantial termal, incluso si es hirviente.



Figura 2.6.1 Aspecto típico de un gran volcán activo. La salida de gases volcánicos en fumarolas es por la cima del cono del estratovolcán. Dependiendo de las condiciones climáticas del momento y del contenido en vapor de agua de la fumarola, se forma un penacho de vapor visible, como en la figura, o no. La mayor acumulación de formaciones volcánicas es en la periferia, donde dominan las coladas de lava e ignimbritas sobre los piroclastos de caída y por lo tanto están los mayores acuíferos potenciales. Dependiendo del clima, la recarga es distribuida o se intensifica en las partes altas menos vegetadas (efecto climático y de existencia de suelo).

Se puede dar la composición del gas total de la fumarola o de los gases no condensables tras condensar el vapor de agua, si está presente. El vapor de agua suele proceder mayoritariamente de agua hirviente en profundidad. Los gases de las fumarolas post-volcánicas tienen una composición distinta de la de los gases del magma, según sea la temperatura.

Los gases calientes, entre 100 a >500 ºC, contienen, además de vapor de agua, SO_2, H_2S, CO_2 y pequeñas cantidades de N_2, HCl y H_2. En fumarolas de alta temperatura generalmente es $H_2S < SO_2$, pero puede ser lo contrario, como en pulsos de salida de gas en el volcán Kilauea (isla de Hawaii) ya que el H_2S se oxida a SO_2 con rapidez, en aproximadamente un día. En el volcanismo andesítico o dacítico se puede tener hasta el 30% de S_{total} y oxidarse para dar S^o alrededor de las salidas de las fumarolas. En ocasiones, este azufre puede fundir y dar coladas. Se puede encontrar algo de NH_4Cl.

En fumarolas de alta temperatura se forma pirita y azufre y es $H_2S << SO_4$, según las reacciones:

$$4Fe^{2+} + 7H_2S + HSO_4^- = 4FeS_2 + 4H_2O + 7H^+$$

$$H^+ + HSO_4^- + H_2S = 4S^0 + 4H_2O$$

de modo que en el agua termal caliente el H_2S varía entre trazas y 125 ppm, con SO_4 = 420-5600 mg/L y Cl = 57-3500 mg/L (frecuentemente entre 500 y 900 mg/L). En la zona más fría y con agua líquida, el SO_2 se desproporciona según: $SO_2 + H_2O = H_2SO_3$ y $4H_2SO_3 = 3H_2SO_4 + H_2S$, con lo que el agua resulta sulfhídrica. En sistema cerrado se produce HSO_4^-, H_2S y pirita; el S^{2-} da pirita enriquecida en ^{34}S.

La composición de los gases de una fumarola depende de la de los gases que recibe. Los gases fríos, a <60 ºC, contienen principalmente CO_2. Los otros componentes se han precipitado o disuelto, salvo pequeñas cantidades de H_2S y HCl (Kiyosu y Kurahashi, 1983).

El Cl contenido en vapor recalentado tiene distintos orígenes (Truesdell et al., 1989). En los gases emanados puede haber componentes solubles en el agua, como el S^{2-}, en proporción de <0,1 a ≈1% y a veces superior.

Los gases de la cámara magmática tienen el S como $SO_2 \rightarrow H_2S$. Estos se eliminan por precipitación de pirita y pirrotita. Al pasar los gases por un sistema hidrotermal con carbonatos, a 300 ºC (Ármannsson et al., 1982):

$$2H^+ + CaCO_3 = Ca^{2+} + H_2O + CO_2$$

$$4FeS_2 + 4H_2 + 6H^+ = 4\ Fe^{2+} + 7H_2S + SO_4^{2-}$$

$$FeS + 2H^+ = Fe^{2+} + H^2S$$

$$H_2S + 4H_2O = SO_4^{2-} + 4H_2 + 2H^+$$

Así, los gases que escapan de la cámara y pasan al sistema hidrotermal son el SO_2 inicial y H_2S y H_2O, donde se forma sulfato e ion ferroso disueltos, según:

$$SO_2 + H_2O = SO_3^{2-} + 2H^+ = H_2SO_3$$

$4H_2SO_3 = 3H_2SO_4 + H_2S$ que es una desproporcionación para dar pirita y pirrotita con el Fe contenido en vidrio, magnetita, piroxenita, epidota o clorita:

epidota $Ca_2FeAl_2(Si_3O_{12})OH + 2H^+ = prehnita\ CaAl(AlSi_3O_{10})OH + Fe(OH)^{2+}$

$8Fe(OH)^{2+} + H_2S = 8Fe^{2+} + H_2SO_4 + H_2O$

En el enfriamiento de los gases de una fumarola se producen condensaciones y cambios en la composición y se modifica el equlibrio isotópico agua-vapor (Chiodini et al., 2000). En una fumarola de vapor en Japón (Siret y Le Guirn, 2005), en la que disminuye la temperatura de 877 a 25 ºC, hay una evolución isotópica (Kiyosu y Furahashi, 1984) y se tienen los siguientes valores en % molar en el gas:

>850 ºC 98% H_2O, 0,8% SO_2, 0,8% $CaCl_2$, 0,6% H_2S, 0,6% S^o; Condensa $Fe_2K_2O_4$, $B_2CO_2O_6$, MgO

650 ºC Condensa NaCl

400 ºC Condensa MoS_2, Cu_5FeS_4, FeS_2, ZnS_2, SnO_4, Fe_3O_4, SnO_2

250 ºC Condensa $PbCl_2$

200 ºC 0,1% S^o_{gas} 0,1; Disminuye H_2S, SO_2, S_{gas}

150 ºC Se forma BO_2H_{gas}

100 ºC 98% H_2O_{vapor}, 0,02% NH_4Cl

25 ºC H_2S_{gas}, ≈0,05% H_2O, SO_2, < 10^{-6} S_x^o

En la isla de Vulcano (Islas Eólias) se suele distiguir entre fumarolas de vapor y fumarolas del cráter. El polvo de ceniza contiene 14,1 ppm de B y 0,183 ppm de Cl y en el aire se encuentran 960 ng/m^{3}CN de Cl, ≈60 ng/m^{3}CN de Br y 4 ng/m^{3}CN de I. El vapor caliente de las fumarolas se origina en agua profunda a 380 ºC y con 25% NaCl. Es una mezcla entre fluido magmático, agua marina modificada y fluido acuoso marino (Leeman et al., 2005). Contiene 0,3% en peso de HCl y 0,4% de H_2S. Otros componentes en ppm en peso son 331 de N_2O; 1,55 de CH_4; 340 de CO_2; 0,2 de CO; 0,5 de COS y 0,2 de CS_2. Cuando hay una erupción volcánica, crece el CO_2 y decrecen el CO y el COS; el SO_3 se multiplica por 4-5 y el Cl por 20-30 y hay un enriquecimiento en Br. Las fumarolas del cráter, a 570 ºC, contienen HCl, SO_2, H_2S, H_2 y CO; a 100 ºC contienen CH_4, H_2S y poco CO_2, sin SO_2 (Capasso et al., 1997). De los fluidos a 200 ºC precipita sassolita $B(OH)_3$ y barberiita NH_4BF_4. El CO_2 de las fumarolas tiene $\delta^{13}C$ = +1‰ a -3,2‰, para un valor en el manto superior de -5‰ a -8‰, con un condensado de agua con δ^2H = -40‰ a -10‰ y $\delta^{18}O$ = +5,5‰ a +9,5‰. En los carbonatos marinos metamórficos del acuífero subyacente se tiene $\delta^{18}O$ = -20‰ a -30‰ para la roca y +10‰ a +15‰ para el agua marina que los satura. El vapor del sistema hidrotermal tiene $\delta^{18}O$ = -2‰ a -0,5‰, con δ^2H = +11‰ a +18‰ y gases magmáticos con δ^2H total = -1‰ a -35‰ y $\delta^{18}O$ = +8‰ a +11‰.

Las fumarolas del Vesubio tienen 600-800 ºC. En el agua condensada se tiene 0,6-1,5 mg/L de Na y 1,2-3,3 mg/L de Cl, sin HCl ni F (Chiodini et al., 2001). Tras el enfriamiento a 95 ºC, la composición actual de los gases en mmol/mol es: H_2S hasta 0,5; CH_4 0,08; H_2

1,2; CO 0,065; He 0,0006 y NH_4 0,001, con $\delta^{18}O_{H2O}$ entre -7‰ y -13‰, $\delta^{2}H_{H2O}$ entre -36‰ y -83‰, $\delta^{18}O_{CO2}$ entre 23‰ y 28‰ y $\delta^{13}C_{CO2}$ entre 0,1‰ y 0,7‰.

En las fumarolas de Japón se encuentra abundante NH_4Cl a temperatura media y a unos 100 ºC se tiene CO_2, H_2S y a veces ácidos halogenados, $B(OH)_3$, CH_4, N_2 y H_2 (Tarduno, 2008). En el Monte Asama es S/Cl = 5-10.

Antes de la erupción del volcán Nevado del Ruiz (Colombia), las fumarolas de cumbre tenían menor fracción de H_2O y mayor relación S/Cl que tras la erupción pliniana de 1985 (Williams et al., 1986), que emitió mucho gas y pocos piroclastos. En el volcán en colapso Monabacho (Nicaragua), las fumarolas son de vapor de agua a 120 ºC; el resto, en % molar, consiste en 0,88 de CO_2, 1,72 de H_2, 1,62 de H_2S y 0,079 de SO_2 y proporciones menores de HCl, HF y CO (Garofafallo et al., 2005). En dos fumarolas de volcanes activos, una de El Chichón (Chiapas, México) y otra de Tacaná (Guatemala) es, respectivamente, $^3He/^4He$ = (5,6 y 6,6)R_a; $\delta^{13}C$ = -3,1‰ a -4,9‰ y -3,6 a -2,6; N_2/Ar ≈100 y hasta→ 500 (83,6 en el aire); $\delta^{15}N$ -1,9‰ (en parte del manto) a +2,5‰; $\delta^{34}S_{SO4}$ en agua del cráter y sedimentos = +13‰ a +19‰ y 0‰ a -2,5‰ (Rouwet et al., 2005).

En las fumarolas de Momotombe, Nicaragua, para valores en % en volumen:

* total: H_2O 82,8%, CO_2 3,48%, SO_2 2,0%, H_2S 0,18%, H_2 1,08%

* condensación al vacío: SO_2 28,3%, CO_2 37,2%, H_2 18,1%, CO 0,37%, O_2 0,03%, N_2 0,50%

* condensación al vacío + NaOH: HCl 26,63%, HF 2,76%, Br 17,13%

$\delta^{13}C_{CO2}$ = -13,5‰ (1,2%-3,9% CO_2) en la parte alta y -6,9% a 5,7‰ (47,3-71,5% CO_2) en las fumarolas, con una difusividad D = 10^{-3} a 10^{-5} m^2/s (≈100 a ≈1 m^2/d).

En las fumarolas de Nueva Zelanda se tiene: $\delta^{34}S$ = +2±6‰ para SO_2 y H_2S calientes y a <300 ºC hasta -9‰, en parte como S^o, con SO_4 alrededor de las fumarolas de ≈+20‰ (equilibrio con H_2S con $\delta^{34}S$ = +3‰ a +4‰).

Al final de la evolución de los gases se pueden formar depósitos que contienen sales de NH_4^+, F^- y Cl^- y compuestos de B y con Hg, Na^+ y K^+. Se puede formar yeso y sulfatos alcalinos (Steiber y Rose, 1974), pero se trata de situaciones locales.

En andesitas del arco del Pacífico se tiene que el S en el SO_4 disuelto es isotópicamente más pesado si procede de desproporcionación del SO_2 en aguas termales, con valores ligeros en las fumarolas. En las aguas termales el S tiene una composición de +2,5‰ a + 3,1‰ para el S total, de +3,8‰ a +31,1‰ para el SO_4 y -16,8‰ a -1,2‰ para el H_2S. Para las fumarolas, a partir de -5‰ a +5‰ en el S total del volcán, se tiene ≈1‰ para el SO_2 y -20,3‰ a -1,3‰ para el H_2S. El H_2S disuelto y el H_2S en fumarolas son similares isotópicamente.

Por los respiraderos en los fondos marinos, los fluidos salen de 6% a 100% de agua marina, con separación de fases y reacción roca-agua. La relación Cl/Br casi no varía respecto al valor marino, pero en sistemas hidrotermales de dorsales centro-oceánicas la relación es de 1 a 1,5 veces la marina, más cuanto menor es la salinidad (Bernt y Seyfried, 1997). En situación termodinámica justo subcrítica: 1) el vapor de alta presión lleva Cl y Cl/Br casi no varía en el proceso de separación de fases, 2) para que haya fraccionamiento químico en los minerales con Cl (anfíboles, escapolita, hidroxicloruros

de Fe y Mn) hace falta muy baja relación roca-agua y no se fraccionan isotópicamente, 3) no se sabe si es posible la inyección de fluido magmático rico en Cl y pobre en Br; un alto contenido en CO_2 no suele ir acompañado de un alto Cl, en etapas diferentes, y es poco probable por el poco Cl en basalto, 4) precipitación y disolución de halita; si es por evaporación, la relación Cl/Br es de 30 a 100 veces la del fluido de que procede, ya que el Br no encaja bien en la red de la halita; esta precipitación parece posible en el fondo marino a alta presión y cerca de la cámara o dique magmáticos a 450-500 ºC y 392 bar; también sucede al descomprimirse fluidos ascendentes calientes.

2.6.3 Manantiales termales

En muchas regiones abunda la emisión de CO_2 asociada al volcanismo, con numerosas manifestaciones de aguas carbónicas. Estas son especialmente conocidas en el área mediterránea europea (Maisonneuve y Risler, 1979). Suelen ser del tipo HCO_3-Na y a veces HCO_3-Ca. El CO_2 puede proceder en gran manera de la descomposición térmica de rocas carbonatadas por efecto del magma en profundidad. Posibles reacciones a 300 ºC son: dolomita + caolinita = clorita + CO_2 o bien $CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2$. Las aguas carbónicas (carbo-gaseosas) no tienen por qué coincidir con las más calientes, ya que hay cambios de temperatura a lo largo de las líneas de flujo. En áreas con geysers suele haber escaso CO_2. El CO_2 disuelve la roca en profundidad y en la superficie se originan travertinos, que no sellan las fisuras (Maisonneuve y Risler, 1979).

En las piletas termales de la provincia argentina de Mendoza, limitando con Chile, las aguas surgentes termales a 30-40 ºC son del tipo HCO_3-Mg, con pH ≈7,5. La fuga continua de H_2S en la surgencia Fierro produce un enriquecimiento isotópico en deuterio (Sanci et al., 2010).

El agua de un buen número de estos manantiales surge desde niveles profundos por grietas y discontinuidades. El agua puede llegar a la ebullición, a 100 ºC a nivel del mar para agua dulce y de ≈80 ºC a gran altitud, como en el Altiplano Andino (Figuras 2.6.2 y 2.6.3), según sea la elevación.

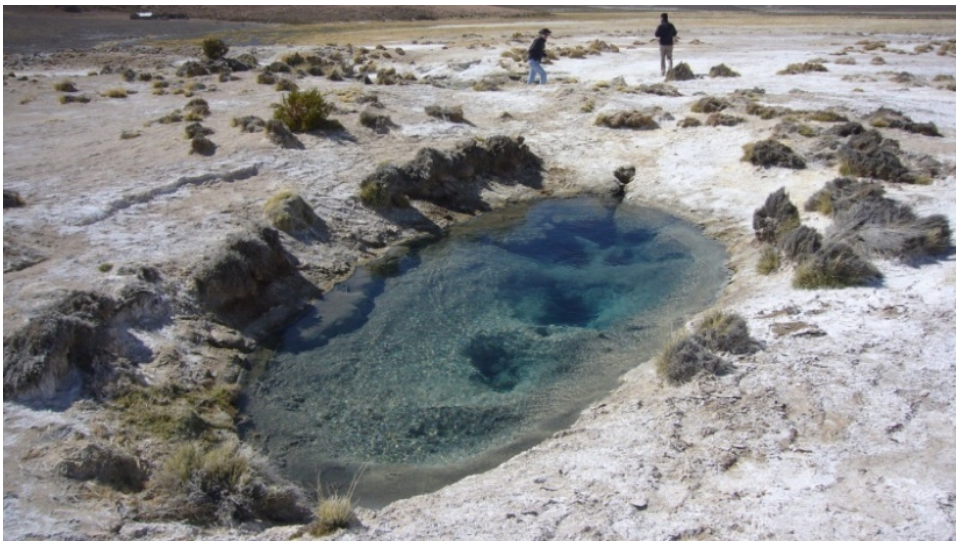


Figura 2.6.2 Manantial termal a temperatura de ebullición en Pampa Lirima, Altiplano Andino, Tarapacá, N de Chile. En el entorno hay depósitos hidrotermales. No se ve salir vapor por la gran sequedad ambiental (Foto EC, 2014)



Figura 2.6.3 Manantial termal a temperatura de ebullición en los Altos de Tacna, Altiplano Andino, S de Perú. Salida por una grieta. No se ve salir vapor por la gan sequedad ambiental (Foto EC, 2016)

Los manantiales fríos de Islandia tienen 0,5 mg/L de Cl, que pasan a 300-1300 mg/L en los termales, principalmente por aumento de Cl y Na, pero con relaciones Na/Cl y Cl/Br similares a las marinas. Cerca de la superficie, el H_2S de estas aguas, si está presente, se oxida a SO_4^{2-} y se produce H^+, de modo que el pH decrece. Entonces sólo la caolinita es estable, con relación molar SiO_2/Al_2O_3 = 1/1. El agua termal tiene TDS ≈30 mg/L, hasta 350 mg/L, pH = 6,5-9,0, hasta 10,5, y SiO_2 de 8 a 90, con relación rNa/rK de 3-100, hasta 2000. La roca alterada a >300 ºC cede Na, Ca y gana K, Rb, Cs y Li con una relación agua/roca de 100, para dar illita y adularia. A 70-150 ºC crece el Ca, decrecen el Mg, F, PO_4 y Mn y casi no varían el Li, K, Rb, Sr y SO_4. En el volcán Hekla, los gases volcánicos incrementan el contenido de SO_4 disuelto en el agua, cuya composición isotópica es $\delta^{34}S_{SO4}$ = 1,5‰ a 4,1‰ (media ≈2,6‰) y $\delta^{13}C_{CID}$ = -6,5‰ a -2,2‰. Los gases producen incrustaciones de tenardita en lava, con similar composición isotópica $\delta^{34}S_{SO4}$ = 2,4‰ para $\delta^{34}S$ = 2,5‰ a 0,6‰ en el S total en la tefra. El S^{2-} que se produce se aligera respecto SO_4 en 6,2‰-9,3‰. En las fumarolas es $\delta^{13}C_{CID}$ = -3,4‰ a -2,8‰ y ocasionalmente de -9‰ a -7‰. Para la mayoría de los gases volcánicos en zonas de subducción es $\delta^{13}C_{CO2}$ = -6‰ a -2‰.

En el Yellowstone National Park, en el NW norteamericano, hay manantiales ácidos, neutros y alcalinos, casi todos con hasta 1,2 mg/L de SO_2. En gases de manantiales calientes y fumarolas no hay SO_2, pero hay H_2S (Zinder y Brock, 1977). En aguas ácidas, el H_2S no se oxida a SO_2 por el O_2 de la atmósfera, pero sí por el Fe^{3+} disuelto. En aguas neutras se puede generar SO_2 por vía dominantemente inorgánica (Tabla 2.6.1), cuya concentración depende de la solubilidad (Tabla 2.6.2). El Fe^{3+} se produce a partir del Fe^{2+} disuelto, por oxidación con O_2 biocatalizada. El azufre S^0 somero se oxida microbianamente a H_2SO_4, con producción de H^+ a concentración que puede ser superior a la de los otros cationes (pH <3). El H_2S de los gases se difunde a la atmósfera

y se oxida a SO_2. Hay especies intermedias de S, especialmente tiosulfato, que se oxidan pronto ($S_2O_3^{2+} + 2O_2 + H_2O \rightarrow 2H+ + 2SO42-$), de modo que no aparecen al medir el contenido en SO4 (Nordstrom et al., 2009).

Tabla 2.6.1 Presencia ponderal de especies del azufre en aguas asociadas al volcanismo, según el pH:

pH	8	7	6	5	4	3	2	1	0
$\%SO_3^{2-}$	99,99	96	85	37,5	7	1	0	0	0
$\%HSO_3^-$	0,01	4	15	62,5	92	90	65	15	4
$\%SO_2$	0	0	0	0	1	9	35	85	96

Tabla 2.6.2 Solubilidad de los gases de las fumarolas y manantiales termales en agua a 40 ºC y 1 atm, en g/kg:

SO_2	H_2S	CO_2	CH_4	H_2
54,1	2,361	0,973	0,01586	0,001384

Tras la erupción del Nevado del Ruiz, en los manantiales calientes, algunos hirvientes, las aguas eran fuertemente sulfatadas (Tabla 2.4.3), se incrementó el contenido en Mg, Ca y K y la relación Mg/Cl, por lixiviado del magma nuevo (Williams et al., 1986). En la parte de lahar asociada al volcanismo se observó que S/Cl = 4,7.

Tabla 2.4.3 Composición química y de los gases de las aguas del sistema hidrotenmald del Nevado del Ruiz, tras la erupción (Sturchio et al., 1988). Valores de solutos en mg/L:

ºC	pH	SO4	Cl	F	Na	K	Ca	B	Li	SiO_2	
93	≈7		810		553	72,1	39,8	16,1	3,21	207	hierve
33	2,7	880	35	0,10							+ gases
62	1,5	9640	1280	54							+ gases

Gas sin agua, % volumen, CO_2 97,2; H_2S 1,01; CH_4 0,59; H_2 0,49; H_2+CO 0,67; Ar 0,04

En el agua derivada de volcanes andesíticos a temperatura entre 40 y 98 ºC se encuentra desde trazas a 124 mg/L de H_2S, 420-5600 mg/L de SO_4 y 57-3500 mg/L (más frecuentemente 500-800 mg/L) de Cl (Tarduno, 2008).

El SO_2 reacciona con el agua o vapor de agua según:

$$SO_2 + H_2O = H_2SO_3$$

$$4H_2SO_3 = 3H_2SO_4 + H_2S$$

El H_2S formado escapa, se desproporciona y se forma pirita. La relación S/Cl vale ≈0,01-7,5 para gases de volcanes andesíticos y 0-10 para exhalaciones; en Japón vale 4-7. En los geysers japoneses se encuentran 0,1-4,0 mg/L de H_2S; 430-469 mg/L de SO_4, 500-620 mg/L de Cl y 67-93 % en volumen de CO_2 (Tarduno, 2008).

Según Sun et al. (2007), todo el Cl de los manantiales termales es de origen magmático y muy móvil, pero en realidad parte del Cl es de evaporitas, salmueras de campos de petróleo, fluidos fríos o agua marina. Los compuestos de F, S, C pueden ser atrapados en el terreno como minerales.

En The Geysers-Clark Lake, en el norte de California, el $\delta^{13}C$ es negativo por la contribución de C orgánico y de venas de calcita. Puede precipitar calcita y dar un caparazón de roca dura (*caprock*) (Bergfeld et al., 2001).

En las salmueras ácidas en lagos en cráteres volcánicos, con valores del pH de 0,3 a 1,1, se produce una desproporcionación del SO_2 para generar acidez y azufre, según la reacción

$3SO_2 + H_2O \rightarrow 2HSO_4^- + 2H^+ + S^0$. En la caldera de Caviaahue del volcán Copahue, en Neuquén (Argentina), el pH es de 2-3, domina el SO_4 frente a un valor bajo del contenido en Cl (Varekamp et al., 2009).

En los lagos en cráteres volcánicos que reciben aportes profundos es frecuente encontrar condiciones de elevada acidez. Tal es el caso del aporte de solfataras (fumarolas ricas en S) a un lago en basalto andesítico de Indonesia (Delmelle y Bernard, 1994), en que el agua tiene como características hidrogeoquímicas:

pH = 0,18 (660 mg/L H^+); Eh = 330 mV; TDS = 105 g/L

SiO_2 = 140 mg/L; sobresaturación en yeso.

Aniones mayoritarios en mg/L: Cl 22.500; S^{2-} = 1300; Br = 200; SO_4 = 6700.

Cationes mayoritarios en mg/L: Na = 580; K = 5,0; Ca = 1100; Mg = 690; Al = 5500; Fe = 1850.

Otros componentes catiónicos en mg/L: Mn = 4; Ba = 0,4; Cd = 0,1; Cu = 0,4; Sr = 6,8; Zn = 4,1
Otros componentes aniónicos en mg/L: P = 0,3; As = 0,5; B = 44; Se = 0,04; V = 8,3.

Compuestos de azufre (politionatos con SO_2/H_2S_{aq} = 1 a 3), en mg/L: S_2O_6 = 180;

S_4O_6 = 110; S_6O_6 = 75.

En manantiales geotérmales de los Andes Centrales es $\delta^{13}C_{CO2}$ = -14,9‰ a -0,6‰; $\delta^{13}C_{CH4}$ = -20,9‰ a -12,3‰; $\delta^{13}C_{CO2\text{-}CH4}$ = 1,5‰ a 13,5‰, con valores más altos al E de la Cordillera; Altiplano y W de la Cordillera (arco volcánico) $\delta^{13}C_{CO2}$ = -8‰ a -0,6‰; Precordillera $\delta^{13}C_{CO2}$ = -10‰ a -5‰ (Spiro et al., 1997). Hasta el 63% del He deriva del manto.

En la planta geotérmica de Pauzhetka, de >60 MW, en el Sur de Kamchatka, cerca de algunos volcanes se descargan aguas calientes marinas diluidas, con gas rico en N_2, alto CO_2 y SO_2 y con pH que puede descender hasta ≈2 por la presencia de HCl y HF (Taran, 2009). Hay erupciones cada 20 a 30 años. El agua marina reciclada tiene $\delta^{18}O$ +7±2‰ y $\delta^{2}H$ -20±5‰, que es agua andesítica similar a la de fumarolas de alta temperatura, con ≈1% en peso de HCl. Algo similar sucede en la isla de Sajalin

(Chelnokov et al., 2018). En las fumarolas del área de actividad volcánica del E de Siberia se encuentra 0,15%-5% de HCl, con relaciones S_{total}/Cl = 0,08-4, hasta 9, y S_{total}/CO_2 = 0-0,025, hasta 0,070 (Tarduno, 2008).

El basalto libera al agua el Cl más fácilmente que el B (Tablas 2.6.4 y 2.6.5). El B, que es fácilmente cedido a alta temperatura, a baja temperatura queda fijado en illita y arcillas, incluso a 25 ºC, donde reemplaza al Al en las posiciones tetrahédricas. En Islandia, el contenido en B aumenta del 8% al 32% en los fluidos hidrotermales a partir de agua marina (Spivack y Edmond, 1987).

Tabla 2.6.4 Contenido en boratos y cloruro en rocas volcánicas y en aguas naturales geotermales en Islandia (Arnórsson y Andrésdóttir, 1995):

ppm peso	Basaltos	Toleitas	Basaltos transicionales	Basalto alcalino	Aguas geotermales
Cl	75-750	media 170	media 270	media 340	10-100
B	0,1-6,6	media 1,2	media2,1	3,8	0,05-1

Tabla 2.6.5 Contenido en boratos en aguas naturales de Islandia (Arnórsson y Andrésdóttir, 1995):

	Manantiales fríos	Manantiales calientes	Lago agua dulce	Agua marina
B µmol/L	5-107	67-128	2,1-4,5	430
Cl/B molar	24-1020	0,5-26	44	1260

El agua subterránea del volcán Etna, con 24-400 mg/L de Cl, tiene <1 ppm B y <1 ppm Sr, con Cl/B molar = 22-33, que es un valor pequeño. Los valores respectivos en las rocas volcánicas son 980-1680 ppm, ≈10 ppm y 30-≈50 ppm y para el B 50 ppm en travertino, 14 ppm en incrustaciones y 2,1 ppm en vidrio basáltico. El agua subterránea transporta ≈3% del CO_2 volcánico emitido, como elevado HCO_3 a presión parcial P_{CO2} = 10-1000 Pa en el aire, con pH inicial ≤4, exceso de Cl y SO_4, dominio de Na y Mg (agua HCO_3-Mg) y en basalto 45-50 ppm (poco) de Li. A 300 ºC, el Mg y el SO_4 tienden a 0; pH = 3,5; Fe = 0,8-2,4 mmol/kg. Con baja relación agua/roca, el Mg se fija como hidroxisilicato de Mg y genera acidez (H^+), la que incrementa $Ca^{2+} + K^+$. Se pierde Na por la reacción $CaAl_2Si_2O_8 + Na^+ + Si(OH)_4 = Na2AlSi_3O_8$ (biotita) + $Ca^{2+} + Al(OH)_4$, con el pH del agua del mar (Brusca et al., 2001).

2.6.4 Comentarios sobre los geotermómetros

Los geotermómetros son parámetros físico-químicos, químicos e isotópicos, o combinación de ellos, que dependen de forma clara y cuantitativa de la temperatura. Así, de la composición analítica se puede deducir esa temperatura, que no se puede obtener de la muestra de agua ya que esta se enfría o se calienta muy fácilmente (la temperatura no es un parámetro conservativo) e incluso puede tratarse de agua que ya se ha equilibrado con la temperatura ambiental. La aplicación de un geotermómetro conlleva la suposición que el agua o gas del que se quiere conocer la temperatura en origen estaba ya en equilibrio térmico con los minerales presentes y que durante el tiempo transcurrido entre el origen del agua en el acuífero o el terreno y el muestreo no se producen cambios (se conserva la memoria de la composición) ni mezclas, ni separación de precipitados, ni disoluciones, ni evaporación. No son situaciones simples. Por eso, diferentes geotermómetros pueden dar resultados distintos, en función del conocimiento el medio y de las desviaciones respecto a la idealidad. Además, la composición mineral del ambiente afecta a las reacciones químicas involucradas, que se refieren a uno o unos pocos minerales, que se supone que están presentes y dominan el comportamiento químico y/o isotópico. Esto se comenta en mayor detalle en Custodio y Llamas (1976/1983); RAEMIA (2019); Mook (2002), Ellis y Mahon (1967) y Giggenbach (19987; 1991). Aquí se dan sólo algunas referencias de entre las significativas.

Entre los geotermómetros químicos de componentes mayoritarios están los de a) cuarzo, con o sin corrección por concentración por posible ebullición, y que requiere que haya cuarzo presente, lo que no sucede en un basalto (Fournier y Rowe,1966), b) Na/K (Truesdell, 1975), c) Na-K-Ca (Fournier y Truesdell, 1973), que no es aplicable si precipita $CaCO_3$, d) K/Mg (Giggenbach et al.-1987), e)Na-K-Mg (Fournier, 1990), f) Na-K-Mg-Ca (Giggenbach, 1988) y g) Na/Li (Fouillac y Michard, 1981). Los resultados se alteran si hay aporte de Na de sedimentos, K de vulcanitas, CO_2 de desorción en Na-K-Ca y SiO_2 disuelta de alteración silicatos de vidrio volcánico.

Los equilibrios entre los gases reactivos de las fumarolas y disueltos en el agua han sido ampliamente utilizados en geotermia (D'Amore y Panichi, 1980), así como las notables diferencias de solubilidad de los gases nobles (Torgersen y Jenkins, 1982) incluyendo el nitrógeno si no hay orígenes externos. En el aire He/Ne = 0,29, con He = 5,24 ppm; He agua = $4{,}53 \cdot 10^{-4}$ ccCN/g agua pura a 20 ºC. En la corteza pimordial He/N_2 >>100; N_2 todo de origen atmosférico. En toleita con 0,1 ppm U y 0,18 ppm Th y en granito con 2,5 ppm U y 10,2 ppm de Th, He/Ne crece con el tiempo y R = $^3He/^4He$ decrece con el tiempo. En aguas geotérmicas, He gas > He aire; He agua > 5 He a saturación.

El H_2S es 3 veces más soluble que el CO_2 y 2 veces más soluble que el He, Ne y N_2. Así, el H_2S se enriquece en agua respecto al CO_2. En Panacea, islas Eolias, en el gas es CO_2 > 90% molar, con $\delta^{13}C$ = -2‰ a -3‰, y el resto es H_2S. Es algo similar a lo que sucede en fluidos de las islas de Estromboli y Vulcano.

En los gases de fumarolas de vapor de agua de la Campania, Italia (ignimbrita de 37 ka), del área napolitana (toba amarilla) y de los volcanes de Agrano-Spina (de 4 Ma) y en las islas de Ischia y Procida, se encuentra el sistema de gases en equilibrio H_2-CO_2-CO-CH_4-H_2O, para el que puede establecerse $\log f_{H2O}$ = 5,51 – 2048/T; log(CO/CO_2) –

$\log(H_2/H_2O) = 2{,}485 - 2248/T$; $3\log(CO/CO_2) + \log(CO/CH_4) = 19{,}604 - 17813/T$, para la temperatura T en ^oK.

Los geotermómetros isotópicos son a veces más sensibles a la temperatura que los químicos y pueden tener menos interferencias (Giggenbach, 1992; Mook, 2002).

Hay buenas aplicaciones en la bibliografía, con diversos ejemplos que se comentan oportunamente en los Capítulos 6 a 11. Otros ejemplos son los sistemas hidrotérmicos de la Cordillera de las Cascadas, centro-N de Oregón (Ingebritsen et al., 1994), el Macico Central francés (Michard et al., 1981) y los manantiales de las islas del mar Egeo, con temperatura de 149-188 ^oC, hasta 318 ^oC, en que hay exceso de Na y Ca, similar Br y similar (o déficit) de SO_4 (reducción bacteriana en roca no volcánica) y Mg.

2.7 Agradecimientos y créditos

Se agracecen los comentarios y correcciones de la Dra. Teresita Betancur y del Dr. Christian Herrera

2.8 Referencias

Aggarwal, J.K., Palmer, M.R., Bullen, T.D., Arnórsson, S., Ragnarsdóttir, K.V. 2000. The boron isotope systematics of Icelandic geothermal waters: 1. Meteoric water charged systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *64*(4): 579-585.

Aggrey, K.E., Muenow, D.W., Batiza, R. 1988a. Volatile abundances in basaltic glasses from seamunts flanking the east Pacific Rise at 21 ºN and 12-14º N. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52: 2115-2119

Aggrey, K.E., Muenow, D.W., Siaton, J.M. 1988b. Toleiite abundances in submarine glasses from the North Fiji and Lau back-arc basins. Geoquimica et Cosmochimica Acta, 52: 2501-2506.

Allard, P., Carbonnelle, J., Dajlevic, D., Le Bronec, J., Morel, P., Robe, M. C., ... Zettwoog, P. 1991. Eruptive and diffuse emissions of CO_2 from Mount Etna. *Nature*, *351*(6325): 387.

Allard, P., Jean-Baptiste, P., D'Alessandro, W., Parello, F., Parisi, B., Flehoc, C. 1997. Mantle-derived helium and carbon in groundwaters and gases of Mount Etna, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, *148*(3-4): 501-516.

Almeida, C., Romariz, C., Silva, M.O. 1984. Hidroquímica da Ilha de Madeira. 1es Congreso Español de Geología, IV: 1-8.

Alt, J.C., Anderson, T.F., Bonnell, L. 1989. The geochemistry of sulfur in a 1.3 km section of hydrothermally altered oceanic crust, DSDP Hole 504B. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *53*(5): 1011-1023.

Anderson, A.T. 1974. Chlorine, sulfur, and water in magmas and oceans. *Geological Society of America Bulletin*, *85*(9); 1485-1492.

Anderson, A.T. 1975. Some basaltic and andesitic gases. *Reviews of Geophysics*, *13*(1): 37-55.

Antweiler, R.C., Drever, J.I. 1983. The weathering of a late Tertiary volcanic ash: importance of organic solutes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *47*(3): 623-629.

Araña Saavedra, V., López Ruiz, J. 1974. Volcanismo, dinámica y petrología de sus productos. Colegio Universitario. Ediciones Istmo, Madrid. ISBN 10:8470900633/13:9788470900631.

Ármannsson, H., Gíslason, G., Hauksson, T. 1982. Magmatic gases in well fluids aid the mapping of the flow pattern in a geothermal system. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46(2): 167-177.

Arnórsson, S., Andrésdóttir, A. 1995. Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(20): 4125-4146.

Arnórsson, S., Gunnarsson, I., Stefánsson, A., Andrésdóttir, A., Sveinbjörnsdóttir, Á. E. 2002. Major element chemistry of surface-and ground waters in basaltic terrain, N-Iceland.: I. primary mineral saturation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66(23): 4015-4046.

Banks, D.A., Green, R., Cliff, R.A., Yardley, B.W.D. 2000. Chlorine isotopes in fluid inclusions: determination of the origins of salinity in magmatic fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(10): 1785-1789.

Bell, K., Tilton, G.R. 2002. Probing the mantle: the story from carbonatites. Eos, Transactions American Geophysical Union, 83(25), 273-277.

Bergfeld, D., Goff, F., Janik, C. J. 2001. Carbon isotope systematics and CO_2 sources in the Geysers-Clear Lake region, northern California, USA. *Geothermics*, *30*(2-3): 303-331.

Berndt, M.E., Seyfried Jr, W.E. 1997. Calibration of BrCl fractionation during subcritical phase separation of seawater: possible halite at 9 to 10 N East Pacific Rise. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(14): 2849-2854.

Bertagnini, A., Coltelli, M., Landi, P., Pompilio, M., Rosi, M. 1999. Violent explosions yield new insights into dynamics of Stromboli volcano. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *80*(52): 633-636.

Bethke, P.M.; Rye, R.O.; Finkelstein, D.B. 2000. Isotopic studies of authigenic sulfides, silicates, and carbonates, and calcite and pyrite veinlets in the Creede Formation, San Juan Mountains, Southwest Colorado. Ancient Lake Creede: Its Volcano-tectonic Setting, History of Sedimentation, and Relation to Mineralization in the Creede Mining District, 346: 267.

Bindeman, I.N., Eiler, J.M., Wing, B.A., Farquhar, J. 2007. Rare sulfur and triple oxygen isotope geochemistry of volcanogenic sulfate aerosols. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *71*(9), 2326-2343.

Black, J.G., Delaney, J.R., De Marais, D.J. 1993. The concentration and isotopic composition of carbon in basaltic glasses from the Juan de Fuca Ridge, Pacific Ocean. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57: 875-887

Bobrowski, N., Hönninger, G., Galle, B., Platt, U. 2003. Detection of bromine monoxide in a volcanic plume. *Nature*, *423*(6937): 273.

Bonatti, E., Ligi, M., Brunelli, D., Cipriani, A., Fabretti, P., Ferrante, V., Gasperini, L., Ottolini, L., 2003. Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic Ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere. Nature, 423(6939): 499-505.

Borriga, F.J.A.S., Kwerrich, R. 1989. Extreme ^{18}O-enriched volcanics and ^{18}O-evolved marine water, Aljustrel, Iberian pyrite belt: transition from high to low Rayleigh number convective regimes. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48: 1021-1031.

Brusca, L., Aiuppa, A., D'Alessandro, W., Parello, F., Allard, P., Michel, A. 2001. Geochemical mapping of magmatic gas–water–rock interactions in the aquifer of Mount Etna volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *108*(1-4): 199-218.

Bureau, H. E., Métrich, N. (2003). An experimental study of bromine behaviour in water-saturated silicic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *67*(9), 1689-1697.

Butterfield, D.A., Jonasson, I.R., Massoth, G.J., Feely, R.A., Roe, K.K., Embley, R.E., Holden, J.F., McDuff, R.E., Lilley, M.D., Delaney, J.R. 1997. Seafloor eruptions and evolution of hydrothermal fluid chemistry. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 355(1723): 369-386.

Byers, C.D., Garcia, M.O. Muenow, D.K. 1985. Volatiles in pillow rim gasses from Loihi and Kilauea volcanoes, Hawaii. Geochimica et Cosmochimica Acta, XX(XX): 1887-1896.

Camarda, M., De Gregorio, S., Favara, R., Gurrieri, S. 2007. Evaluation of carbon isotope fractionation of soil CO_2 under an advective–diffusive regimen: A tool for computing the isotopic composition of unfractionated deep source. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71(12): 3016-3027.

Capasso, G., Favara, R., & Inguaggiato, S. (1997). Chemical features and isotopic composition of gaseous manifestations on Vulcano Island, Aeolian Islands, Italy: an interpretative model of fluid circulation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(16): 3425-3440.

Carracedo, J.C., Tilling, R.I. 2003. Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas. Caja General de Ahorros de Canarias y Gobierno de Canarias, Santa Cruz de Tenerife. http://hnd.handle.net/10261/4423

Chadwick, O.A., Derry, L.A., Vitousek, P.M., Huebert, B.J., Hedin, L.O. 1999. Changing sources of nutrients during four million years of ecosystem development. Nature, 397: 491-497.

Chaussidon, M., Jambon, A. 1994. Boron content and isotopic composition of oceanic basalts: geochemical and cosmochemical implications. Earth and Planetary Science Letters, 121(3-4): 277-291.

Chelnokov, G.A., Bragin, I.V., Kharitonova, N.A. 2018. Geochemistry of mineral waters and associated gases of the Sakhalin Island (Far East of Russia). Journal of Hydrology, 559: 942-953.

Chesworth, W., Dijou, J., Larroque, P. 1981. The weathering of basalt and relative mobilities of the major elements of Belbex, France. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45: 1235-1243.

Chiodini, G., Allard, P., Caliro, S., Parello, F. 2000. ^{18}O exchange between steam and carbon dioxide in volcanic and hydrothermal gases: isotopic and genetic implications. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64: 2479-2488.

Chiodini, G., Marini, L., Russo, M. 2001. Geochemical evidence for the existence of high-temperature hydrothermal brines at Vesuvio volcano, Italy. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65(13): 2129-2147.

CIHS 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.

Class, C., Goldstein, S.L. 2005. Evolution of helium isotopes in the Earth's mantle. Nature, 436(7054): 1107.

Craig, H., Lupton, J.E. 1976. Primordial neon, helium, and hydrogen in oceanic basalts. Earth and Planetary Science Letters, 31(3): 369-385.

Cronn, D.R., Nutmagul, W. 1982. Volcanic gases in the April 1979 Soufrière eruption. Science, 216:1121-1123.

Custodio, E. 1978. Geohidrología de formaciones e islas volcánicas. Centro de Estudios Hidrográficos e Instituto de Hidrología. CEDEX Publ. 128. Madrid: 1-303.

Custodio, E., Llamas, M.R. 1976/1983. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, Barcelona: 1-2350.

Dallai, L., Magro, G., Petrucci, E., Ruggieri, G. 2005. Stable isotope and noble gas isotope compositions of inclusion fluids from Larderello geothermal field (Italy): Constraints to fluid origin and mixing processes. J. of Volcanology and Geothermal Research, 148(1-2): 152-164.

Davis, S.N. 1974. Changes in porosity and permeability with geologic time. Simposio Internacional sobre Hidrología de Terrenos Volcánicos. Arrecife de Lanzarote.

Delmelle, P., Bernard, A. 1994. Geochemistry, mineralogy, and chemical modeling of the acid crater lake of Kawah Ijen Volcano, Indonesia. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58(11): 2445-2460.

Demény, A., Ahijado, A., Casillas, R., Vennemann, T.W. 1998. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study. Lithos, 44(3-4): 101-115.

Demény, A., Ahijado, A., Casillas, R., Boyce, A.J. 1999. Crustal contamination of carbonatites indicating $\delta^{34}S$- $\delta^{13}C$ correlations (Fuerteventura, Canary Islands). Rev. Soc. Geol. España, 12(3-4): 463-460.

Deutsch, W.J., Jenne, E.A., Krupka, K.M. 1982. Solubility equilibria in basalt aquifers: the Columbia Plateau, eastern Washington, USA. Chemical Geology, 36(1-2), 15-34.

Dixon, J.E., Clagne, D.A., Wallace, P., Poreda, R. 1997. Volátiles in alkalic basalts from the North Arch volcanic field, Hawaii: extensive degassing of deep submarine-erupted alkalic series lavas. J. Petrology, 38(7): 911-939.

Dole, M. 1965. The natural history of oxygen. The Journal of General Physiology, 49(1): 5-27.

Duce, R.A., Winchester, J.W., Van Nahl, T.W. 1965. Iodine, bromine, and chlorine in the Hawaiian marine atmosphere. Journal of Geophysical Research, 70(8): 1775-1799.

Ellis, A.J., Mahon, W.A.J. 1967. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions (Part II). Geochimica et Cosmochimica Acta, 31: 519-538.

Ferronski, V.I., Polyakov, V.A. 1982. Environmental isotopes in the hydrosphere. John Wiley & Sons. New York

Fiebig, J., Chiodini, G., Caliro, S., Rizzo, A., Spangenberg, J., Hunziker, J.C. 2004. Chemical and isotopic equilibrium between CO_2 and CH_4 in fumarolic gas discharges:

Generation of CH_4 in arc magmatic-hydrothermal systems. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68(10): 2321-2334.

Fisher, T.P., Burnard, P., Marty, B., Hilton, D.R., Füri, E., Palhol, F., Sharp, Z.D., Mangasini, F. 2009. Upper-mantle volatile chemistry at Oldoinyo Lengai volcano and the origin of carbonatites. Nature, 459: 79-80.

Fontes, J.C., Garnier, J.M. 1979. Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach. Water Resources Research, 15(2): 399-413.

Fouillac, C., Michard, G. 1981. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. Geothermics, 10(1): 55-70.

Fournier, R.O. and Rowe, J.J., 1966. Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. American Journal of Science, 264(9): 685-697.

Fournier, R.O. and Truesdell, A.H., 1973. An empirical Na- K-Ca geothermometer for natural waters. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37(5): 1255-1275.

Fournier, R.O., 1990. Interpretation of Na-K-Mg relations in geothermal waters. In 1990 International Symposium on Geothermal Energy, 14(2): 1421-1425.

Fritz, P., Fontes, J.Ch. 1980; 1986. Handbook of environmental isotope geochemistry. Elsevier. Vol. 1. The Terrestrial Environment – A, 1-545. Vol. 2. The Terrestrial Environment –B: 1–557.

Fruchter, J.S., Robertson, D.E., Evans, J.C., Olsen, K.B., Lepel, E.A., Laul, J.C.,..., Perkins, R.W. 1980. Mount St. Helens ash from the 18 May 1980 eruption: chemical, physical, mineralogical, and biological properties. Science, 209(4461): 1116-1125.

Garcia, M.O., Liu, N.W., Muenow, D.W. 1979. Volatiles in submarine volcanic rocks from the Mariana Island arc and trough. Geochimica et Cosmochimica Acta, 43(3): 305-312.

Garcia, M.O., Ito, E., Eiler, J.M., Pietruszka, A.J. 1998. Crustal contamination of Kilauea Volcano magmas revealed by oxygen isotope analyses of glass and olivine from Puu Oo eruption lavas. Journal of Petrology, 39(5): 803-817.

Garofafallo, K., Tozzi, F. Hnasteen, T.H., Vasselli, O., Starnch, W., Tedesco, D. 2005. "The collapsing volcano" Monabacho (Nicaragua) is it experiencing a renew phase of volcanic activity? In: S. Inguaggiato & C. Openheimer. Abstract to the International Association of Volcanic and Chemistry of the Earth Interior. Commission on the Chemistry of Volcanic Gases. Ninth Gas Workshop. Palermo.

Gerlach, T.M., Taylor, B.E. 1990. Carbon isotope constraints on degassing of carbon dioxide from Kilauea Volcano. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54(7): 2051-2058.

Giggenbach, W.F., 1987. Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from White Island, New Zealand. Applied Geochemistry, 2(2), pp.143-161.

Giggenbach, W. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators.

Geochimica et Cosmochimica Acta, 52: 2749-2765.

Giggenbach, W.F., 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. Application of geochemistry in geothermal reservoir development: 119-144.

Giggenbach, W.F., 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. Earth and Planetary Science Letters, 113(4): 495-510.

Giggenbach, W.F., Le Guern, F. 1976. The chemistry of magmatic gases from Erta'Ale, Ethiopia. Geochimica et Cosmochimica Acta, 40(1): 25-30.

Giggenbach, W.F., Matsuo, S. 1991. Evaluation of results from Second and Third IAVCEI field workshops on volcanic gases, Mt Usu, Japan, and White Island, New Zealand. Applied Geochemistry, 6(2): 125-141.

Gislason, S.R., Eugster, H.P. 1987. Meteoric water-basalt interactions. I: a laboratory study. II: a field study in N.E. Iceland. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51: 2827-2840; 2841-2855.

Glassley, W.E. 1983. The role of CO_2 in the chemical modification of a deep continental crust. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47: 597-616.

Goff, F., McMurty, G.M. 2000. Tritium and stable isotopes of magmatic waters. J. Volcanology and Geothermal Research, 97: 347-396.

Grazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S. 2016. We need a new definition for magma. Eos, 97. Doi: 10.1029/2016EO059741

Greenland, L.P. 1984. Gas composition of the January 1983 eruption of Kilauea Volcano, Hawaii. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48: 1161-1171. 48

Greenland, L.P., Rose, W.I., Stokes, J.B. 1985. An estimate of gas emissions and magmatic gas content from Kilauea volcano. Geochimica et Cosmochimica, 49(1): 125-129.

Grunberger, D. Coudray, J., Olek, M. 1988. Éssai de corrélation entre minéralisation des eaux souterraines et géochimie des roches dans le massif volcanique du Piton des Neiges (île de la Reunion). Hydrogéologie, 2: 183-189.

Gurenko, A.A., Schmincke, H.U. 2000. S concentrations and its speciation in Miocene basaltic magmas north and south of Gran Canaria (Canary Islands): constraints from glass inclusions in olivine and clinopyroxene. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(13): 2321-2337.

Halbwachs, M., Sabroux, J.C., Grangeon, J., Kayser, G., Tochon-Danguy, J.C., Felix, A., ... Wüest, A. 2004. Degassing the "killer lakes" Nyos and Monoun, Cameroon. Eos, Transactions American Geophysical Union, 85(30): 281-285.

Harris, D.M., Anderson, A.T.Jr. 1987. Concentrations, sources and loses of H_2O, CO_2 and S in Kilauean basalt. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47: 1139-1150.

Heilweil, V.M., Healy, R.W., Harris, R.N. 2012. Noble gases and coupled heat/fluid flow modeling for evaluating hydrogeologic conditions of volcanic island aquifers. Journal of Hydrology, 464: 309-327.

Hernández, P.A., Notsu, K., Salazar, J.M., Mori, T., Natale, G., Okada, H., ... Pérez, N.M. 2001. Carbon dioxide degassing by advective flow from Usu volcano, Japan. Science, 292(5514): 83-86.

Hofmann, A.W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, 385: 219-229.

Huh, Y., Chan, L.H., Zhang, L., Edmond, J.M. 1998. Lithium and its isotopes in major world rivers: implications for weathering and the oceanic budget. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62(12): 2039-2051.

Humphris, S.E., Thomson, G. 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by sea water. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42: 107-125. 39

Ingebritsen, S.E., Mariner, R.H., Sherrod, D.R. 1994. Hydrothermal systems of the Cascade Range, north-central Oregon. US Geological Survey: 1044-1:1-86

James, R.H., Palmer, M.R. 2000. The lithium isotope composition of international rock standards. Chemical Geology, 166(3-4): 319-326.

Janecky, D.R., Seyfried, W.E.Jr. 1984. Formation of massive sulfide deposits in oceanic ridge crests: incremental reaction models for mixing between hydrothermal solutions and sea water. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48: 2723-2738.

Jannasch, H.W., Mottl, M.J. 1985. Geomicrobiology of deep-sea hydrothermal vents. Science, 229(4715): 717-725.

Javoy, M., Stillman, C. J., Pineau, F. 1986. Oxygen and hydrogen isotope studies on the basal complexes of the Canary Islands: implications on the conditions of their genesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92(2): 225-235.

Keenan, J.H., Keyes, F.G., Hill, P.G., Moore, J.G. 1969. Steam tables. Thermodynamic properties of water including vapor, liquid and solid phases (SI units). John Wiley & Sons, N.Y.: 1-156.

Keppler. H. 1999. Experimental evidence for the source of excess sulfur in explosive volcanic eruptions. Science, 284: 1652-1654.

Kingsley, R.H., Shilling, J.G. 1995 Carbon in Mid-Atlantic Ridge basalt glasses from 28º N to 63º N: evidence for a carbon-enriched Azores mantle plume. Earth and Planetary Science Letters, 129: 31-53.

Kiyosu, Y., Kurahashi, M. 1983. Origin of sulfur species in acid sulfate-chloride thermal waters, northeastern Japan. G&CA, 47: 1237-1245.

Kiyosu, Y., Furahashi, M. 1984. Isotopic geochemistry of acid thermal waters and volcanic gases from Zao volcano in Japan. J. Vulcanol. Geotherm. Res., 21: 313-331.

Knauth, L.P., Brilli, M., Klonowski, S. 2003. Isotope geochemistry of caliche developed on basalt. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67(2): 185-195.

Korzhinsky, M. 2005. An application of thermodynamic approach degassing processes of silicate melts. In: S. Inguaggiato & C. Oppenheimer. International Association of Volcanic and Chemistry of the Earth Interior. Commission on the Chemistry of Volcanic Gases. 9th Gas Workshop. Palermo. ABSTRACT

Kronfeld, J., Rosenthal, E. 1981. Uranium isotopes as a natural tracer in the waters pf the Bet Shean-Harod Valleys, Israel. JH, 50: 179-190.

Kusakabe, M., Komoda, Y.,Takano, B., Abiko, T. 2000. Sulfur isotopic effects in the disproportionation reaction of sulfur dioxide in hydrothermal fluids: implications for the $\delta^{34}S$ variations of dissolved bisulfate and elemental sulfur from active crater lakes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 97: 287-307.

Kyser, T.K., O'Neil, J.R. 1984. Hydrogen isotope systematics of submarine basalts. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48:1837-1848.

Leeman, W. P., Tonarini, S., Pennisi, M., Ferrara, G. (2005). Boron isotopic variations in fumarolic condensates and thermal waters from Vulcano Island, Italy: implications for evolution of volcanic fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(1): 143-163.

Lejeune, A., Richet, P 1995. Rheology of crystal-bearing silicate melts: An experimental study of high viscosities. Journal of Geophysical Research, 100: 4215-4229.

Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. et al. 2005. Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, Cambridge.

Lockwood, J.P., Banks, N.G., English, T.T., Greenland, L.P., Jackson, D.B., Johson, D.J., Konanagi, R.Y., McGee, K.A., Okamura, A.T., Rhodes, J.M. 1985. The 1984 eruption of Mauna Loa volcano, Hawaii. Eos, 66(16): 169-172. 51

Lyon, G.L., Hulston, J.R. 1974. Carbon and hydrogen composition of New Zealand geothermal gases. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48: 1161-1171.

Ma, J.L., Wei, G.J., Xu, Y.G., Long, W.G., Sun, W.D. 2007. Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71(13): 3223-3237.

McCoy-West, A.J., Millet, M-A., Burton, K.W. 2020. The neodymium stable isotope composition of the oceanic crust: reconciling the mismatch between erupted mid-ocean ridge basalts and lower crustal gabbros. Front. Earth Sci., 19 February 2020. https://doi.org/10.3389/feart.2020.00025

Maisonneuve, J., Risler, J.J. 1979. La ceinture péri-alpine «carbo-gazeuse» de l'Europe occidentale. Bull. BRGM, 3(2): 109-120.

Marrero, R. 2010. Modelo hidrogeoquímico del acuífero de las cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.

Marrero–Díaz, R., López, D., Pérez, N.M., Custodio, E., Sumino, H., Melián, G.V., Padrón, E., Hernández, P.A., Calvo, D., Barrancos, J., Padillo, G., Sortino, F. 2015. Carbon dioxide and helium disolved gases in groundwater at central Tenerife Island, Canary Islands: chemical and isotopic characterization. Bulletin of Vulcanology, 77: 86104.

Martínez Martínez, J. 1990. Calidad geoquímica de las aguas subterráneas en relación con las rocas basálticas de Gran Canaria. Tecnología del Agua, julio 1990, 71:49-59.

MASE 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para UPC and AQUALOGY–CETAQUA. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona. e-books: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272

Mazor, E., van Everdingen, R.O., Krouse, H. R. 1983. Noble-gas evidence for geothermal activity in a karstic terrain: Rocky Mountains, Canada. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47(6): 1111-1115.

McDuff, R.E. 1981. Major cation gradients in DSDP interstitial waters: the role of diffusive exchange between seawater and upper oceanic crust. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45: 1705-1717.

Michard, G., Fouillac, C., Grimaner, D., Denis, J. 1981. Une méthode globale d'estimation des temperatures des reservoirs alimentant les sources thermals: exemple du Massif Central français. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45: 1199-1207.

Mizukani, M., Sakai, H., Matsubaya, D. 1977. Na-Cd-Cl-SO4-type submarine formation waters of the Seikan undersea tunnel: chemical and isotopic documentation and its interpretation. Geochimica et Cssmochimica Acta, 41: 1201-2112.

Mook, W.G. (ed.) 2002. Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico: principios y aplicaciones. Traducción de P. Ramajo y E. Custodio. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid: 1–596.

Mook, W.G., Bommerson, J.C., Staverman, W.H. 1974. Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. Earth and Planetary Science Letters, 22(2): 169-176.

Motyka, R.J., Poreda, R.J., Jeffrey, A.W. 1989. Geochemistry, isotopic composition, and origin of fluids emanating from mud volcanoes in the Copper River basin, Alaska. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53(1): 29-41.

Motll, M.J., Holland, H.D. 1978. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by sea water: I- experimental results for major and minor components of seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42: 1103-1115.

Motll, M.J., Holland, H.D. Corr, R.F. 1979. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by sea water: II- experimental results for Fe, Mn and sulfur species. Geochimica et Cosmochimica Acta, 43: 869-884.

Murphy, W.M., Pearcy, E.C., Green, R.T., Prikryl, J.D., Mohanty, S., Leslie, B.W., Nedungadi, A. 1998. A test of long-term, predictive, geochemical transport modeling at the Akrotiri archaeological site. Journal of contaminant hydrology, 29(3): 245-279.

Murphy, J.B., Nance, R.D. 2004. La formación de los supercontinents. Investigación y Ciencia, Diciembre 2004: 14-24.

Nielsen, S.G., Rehkämper, M., Norman, M.D., Halliday, A.N., Harrison, D. 2006. Thallium isotopic evidence for ferromanganese sediments in the mantle source of Hawaiian basalts. Nature, 439(7074): 314.

Nordstrom, D.K., McCleskey, R.B., Ball, J.W. 2009. Sulfur geochemistry of hydrothermal waters in Yellowstone National Park: IV Acid–sulfate waters. Applied Geochemistry, 24(2): 191-207.

Norris, T.L., Schaeffer, O.A. 1982. Total nitrogen content of deep sea basalts. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46(3): 371-379.

Ono, S., Shanks III, W. C., Rouxel, O. J., & Rumble, D. (2007). S-33 constraints on the seawater sulfate contribution in modern seafloor hydrothermal vent sulfides. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71(5), 1170-1182.

Oppenheimer, C., Pyle, D.M., Barclay, J. (eds.). 2003. Volcanic degassing. The Geological society, London, Special Publication 213: 1-423.

Oppenheimer, C., Tsanev, V.I., Braban, C.F., Cox, R.A., Adams, J.W., Aiuppa, A., ... McGonigle, A.J. 2006. BrO formation in volcanic plumes. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(12): 2935-2941.

Oppenheimer, C., Scaillet, B., Martin, R.S. 2011. Sulfur degassing from volcanoes: Source conditions, surveillance, plume chemistry and earth system impacts. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society, 73: 363-421

Perfit, M.R., Cann, J.R., Fornari, D.J., Engels, J., Smith, D.K., Ridley, W.I., Edwards, M.H. 2003. Interaction of sea water and lava during submarine eruptions at mid-ocean ridges. Nature, 426(6962): 62.

Pilet, S., Baker, M.B., Stolper, E.M. 2008. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. Science, 320(5878): 916-919.

Poorter, R.P.E., Varekamp, J.C., Poreda, R.J., Van Bergen, M.J., Kreulen, R. 1991. Chemical and isotopic compositions of volcanic gases from the east Sunda and Banda arcs, Indonesia. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55(12): 3795-3807.

RAEMIA 2019. Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España. Preparado por E. Custodio con la colaboración de J. Jódar, J.V. Giráldez y A. Sahuquillo para UPC-SUEZ-CETAQUA. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona: e-books: 1-1206. http://hdl.handle.net/2117/182282.

Resing, J.A., Sansone, F.J. 1999. The chemistry of lava–seawater interactions: The generation of acidity. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(15): 2183-2198.

Rouwet, D., Taran, Y., Inguaggiato, S., Varley, N., Santiago, S. 2005. Gas geochemistry of two active volcano-hydrothermal systems: A comparison between El Chinchón and Tacaná, Chiapas-Guatemala. In: S. Inguaggiato & C. Openheimer. International Association of Volcanic and Chemistry of the Earth Interior. Commission on the Chemistry of Volcanic Gases. 9th Gas Workshop. Palermo. ABSTRACT

Rosenthal, E. 1987. Chemical composition of rainfall and groundwater in recharge areas of the Bet Shean-Harod multiple aquifer system, Israel. JH, 89: 329-352.

Rucklidge, J.C., Patterson, G.C. 1977. The role of chlorine in serpentenization. Contributions to Mineralogy and Petrology, 65: 37-44.

Sakai, H., Casadevall, T.J., Moore, J.G. 1982. Chemistry and isotope ratios of sulfur in basalts and volcanic gases al Kilauea volcano, Hawaii. Geochim. et Cosmochim. Acta, 46(5): 729-735.

Sakai, H., Des Marais, D.J., Ueda, A., Moore, J.G. 1984. Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulfur in ocean-floor basalts. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48(12): 2433-2441.

Sanci, R., Panarello, H.O., Ostrera, H.A. 2010. Flujo de dióxido de carbono en el flanco oriental del volcán Peteroa, Andes del Sur. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 27(2): 225-237.

Santana Pérez, L.M., Hernández Barrera, S. 2020. Precipitaciones anuales siglo XXI en Tenerife. Agro-Cabildo, Cabildo de Tenerife, Santa Cruz de Tenerife. Primera parte: 1-228; Segunda parte: 1-230.

SASMIE 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio, para UPC y Suez Solutions–CETAQUA, Barcelona. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, e-books: 1–852. http://hdl.handle.net/2117/111515.

Sedlacek, W.A., Heiken, G., Zoller, W.H., Germani, M.S. 1982. Aerosols from the Soufrière eruption plume of 17 April 1979. Science, 116: 1119-1121. 52

Self, S., Blake, S., Sharma, K., Widdowson, M., Sephton, S. 2008. Sulfur and chlorine in Late Cretaceous Deccan magmas and eruptive gas release. Science, 319(5870): 1654-1657.

Seyfried, W.E.Jr., Bischoff, J.L. 1979. Low temperature basal alteration by sea water: an experimental study al 70 ºC and 150 ºC. Geochimica et Cosmochimica Acta, 43: 1937-1947.

Seyfried, W.E.Jr., Bischoff, J.L. 1981. Experimental seawater-basalt interaction at 300 ºC, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45: 137-147.

Seyfried, W.E.Jr., Mottl, M.J. 1982. Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46: 985-1002.

Seyfried, W.E.Jr., Janecky, D.R., Mottl, M.J. 1984. Alteration of the oceanic crust: simplifications for geochemical cycles of lithium and boron. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48: 557-569.

Seyfried, W.E., Jr., Berndt, M.E., Janecky, D.R. 1986. Chlorine depletions and encroachment in seafloor hydrothermal fluids: constraints from experimental basalt abstraction studies. G&CA, 50: 469-475. 19

Shinohara, H. 2008. Excess degassing from volcanoes and its role on eruptive and intrusive activity. Reviews of Geophysics, 46(4).

Siret, D., Le Guirn, F. 2005. Condensation sequence in a volcanic gas phase: Application to the Satouma-Iwojima (Japan). In: S. Inguaggiato & C. Openheimer. International Association of Volcanic and Chemistry of the Earth Interior. Commission on the Chemistry of Volcanic Gases. Ninth Gas Workshop. Palermo. ABSTRACT

Spiro, B., Hoke, L., Chenery, C., 1997. Carbon-isotope characteristics of CO_2 and CH_4 in geothermal springs from the Central Andes. International Geology Review, 39(10): 938-947.

Spivack, A.J., Edmond, J.M. 1987. Boron isotope exchange between seawater and the oceanic crust. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51(5): 1033-1043.

Straub, S.M., Layne, G.D. 2003. The systematics of chlorine, fluorine, and water in Izu arc front volcanic rocks: implications for volatile recycling in subduction zones. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67(21): 4179-4203.

Sturchio, N.C., Williams, S.N., Garcia, N.P., Londono, A.C. 1988. The hydrothermal system of Nevado del Ruiz volcano, Colombia. Bulletin of Volcanology, 50(6): 399-412.

Stute, M., Schlosser, P. 2000. Atmospheric noble gases. In: Environmental Tracers in Subsurface Hydrology. Springer, Boston, MA: 349-377

Sun, W.D., Binns, R.A., Fan, A.C., Kamenetsky, V.S., Wysoczanski, R., Wei, G.J., Hu, Y.H., Arculus, R.J. 2007. Chlorine in submarine volcanic glasses from the eastern Manus basin. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71(6): 1542-1552.

Swanson, D. A., & Fabbi, B. P. 1973. Loss of volatiles during fountaining and flowage of basaltic lava at Kilauea volcano, Hawaii. J. Res. US Geol. Surv., 1(6): 649-658.

Tanaka, R., Nakamura, E. 2005. Boron isotopic constraints on the source of Hawaiian shield lavas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(13): 3385-3399.

Taran, Y.A. 2009. Geochemistry of volcanic and hydrothermal fluids and volatile budget of the Kamchatka–Kuril subduction zone. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(4): 1067-1094.

Taran, Y. A., Hedenquist, J. W., Korzhinsky, M. A., Tkachenko, S. I., Shmulovich, K. I. 1995. Geochemistry of magmatic gases from Kudryavy volcano, Iturup, Kuril Islands. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(9), 1749-1761.

Tarduno, J.A. 2008. Puntos calientes en movimiento. Investigación y Ciencia. Prensa Científica. Barcelona. Marzo 2008: 70-75.

Taylor, B.E. 1986. Magmatic volatiles; isotopic variation of C, H and S. Rev. Mineral., 16, 185-225.

Torgersen, T., Jenkins, W.J. 1982. Helium isotopes in geothermal systems: Iceland, the geysers, raft river and steamboat springs. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46(5): 739-748.

Truesdell, A.H., 1975. Geochemical techniques in exploration: Summary of Section III. In: Proceedings of the Second UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources: Iiii-Ixxix.

Truesdell, A.H., Haizlip, J.R., Armannsson, H. d'Amore, F. 1989. Origin and transport of chloride in superheated geothermal steam. Geothermics, 18(1-2): 295-304.

Ueda, A., Sakai, H. 1984. Sulfur isotope study of quaternary volcanic rocks from the Japanese Islands Arc. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48: 1837-1848. [13]

Van der Lee, J., de Windt, L. 2000. CHESS tutorial and cookbook. Updated for versión 3.0 User's Manual LHM/RD/02/13. École des Mines de Paris-CIG, Fountainebleau

Varekamp, J.C., Ouimette, A.P., Herman, S.W., Flynn, K.S., Bermudez, A., Delpino, D., 2009. Naturally acid waters from Copahue volcano, Argentina. Applied Geochemistry, 24(2): 208-220.

Wallace, P.J., Anderson, A.T., Davis, A.M. 1995. Quantification of pre-eruptive exsolved gas contents in silicic magmas. Nature, 377: 612-616.

White, A.F., Hochella, M.F. Jr. 1992. Surface chemistry associated with the cooling and subaerial weathering of recent basalt flows. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56: 3711-3721.

Williams, S.N., Lowe, D.R., Stoiber, R.E., Gemmell, J.B., Connor, C.B., Garcia, N., Londono, A. 1986. Eruption of the Nevado del Ruiz volcano, Colombia, on 13 November 1985: gas flux and fluid geochemistry. Science, 233(4767): 964-967.

Witham, F., Blundy, J., Kohn, S.C., Lesne, P., Dixon, J., Churakov, S.V., Botcharnikov, R. 2012. SolEx: A model for mixed COHSCl-volatile solubilities and exsolved gas compositions in basalt. Computers and Geoscience, 45: 87-97.

Woodhead, J.D., Fraser, D.G. 1985. Pb and ^{10}Be isotopic studies of volcanic rocks from the Northern Mariana Islands. Implications for magma genesis and crustal recycling in the West Pacific. Geochinica et Cosmochimica Acta, 49: 1925-1930.

Woods, D.C., Chuan, R.L., Rose, W.I. 1985. Halite particles injected into the stratosphere by the 1982 El Chichón eruption. Science, 230(4722): 170-172.

Yoshida, N. 2001. Hydrogen and oxygen isotopes in hydrology. UNESCO, París:1-294.

Zanettin, B. 1984. Proposed new chemical classification of volcanic rocks. Episodes, 7(4): 19-20.

Zhang, G.-L., Pan, J.-P., Huang, C.-M., Tong Gong, Z.-T. 2007. Geochemical features of a soil chronosequence developed on basalt in Hainan Island, China. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(2): 261-269.

Zhang, Y. 1999. H_2O in rhyolitic glasses and melts: measurement, speciation, solubility, and diffusion. Reviews of Geophysics, 37(4): 493-516.

Zhang, Y., Xu, Z., Zhu, M., Wang, H. 2007. Silicate melt properties and volcanic eruptions. Reviews of Geophysics, 45(4).

Zinder, S., Brock, T.D. 1977. Sulfur dioxide in geothermal waters and gases. Geochimica et Cosmochimica Acta, 41(1): 73-79.

Zumberge, J.H., Nelson, C.A. 1972. Elements of geology. John Wiley & Sons Inc., N.Y.: 1-431.

Capítulo 3

Formaciones volcánicas de relevancia hidrogeológica

Contenido: Se consideran las formaciones volcánicas desde el punto de vista hidrogeológico y de recursos de aguas subterráneas. Se parte de la génesis general para luego considerar los detalles de especial relevancia. Se parte del volcanismo como generador de relieve y sus implicaciones en cuanto a la estructura de los edificios volcánicos formados, para después considerar la destrucción de esos edificios y las formaciones que se derivan desde el punto de vista de los recursos de agua.

Notas generales

El objetivo de este informe-libro se centra en los aspectos hidrogeológicos y los relativos a las características y existencia de reservas y recursos de agua subterránea en las formaciones volcánicas. Otros aspectos no se consideran o sólo se mencionan marginalmente.

El enfoque no es sistemático sino secuencial, siguiendo los procesos en cuanto a su relevancia hidrogeológica, con el apoyo de algunos ejemplos. Se trata de reflejar lo más importante o lo más documentado, a sabiendas de que hay situaciones que no se tratan o que sólo se mencionan marginalmente. Ejemplos adicionales se encuentran en los Capítulos 6 a 11.

Una parte significativa del contenido se basa en los informes-libro MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019), disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua, y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología, que se exponen en los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

Este informe-texto se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en otros numerosos documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970, a lo que se añade la experiencia directa que se deriva de campañas y visitas detalladas en casos concretos y de trabajos de investigación y profesionales. Pero no se cubre el panorama con búsquedas adicionales para llenar vacíos sobre aspectos o situaciones con escasa documentación disponible.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de estos o por sesgos por parte del redactor, aunque se ha tratado de compensar estas deficiencias.

Las figuras se han tomado en buena parte de los documentos disponibles, con la calidad que tenían, que a veces es deficiente, pero que se han mantenido si aportan información relevante.

Muchas de las localidades mencionadas no están explícitamente identificadas o no figuran en la información gráfica. Los lectores las pueden localizar acudiendo a las fuentes electrónicas y documentales de información que son de uso común actualmente.

Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales. Cuando se ha creído relevante, se da la designación anglosajona o en otra lengua, cuando aparecen por primera vez. En el breve glosario y lista de símbolos se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 3

3 Formaciones volcánicas de relevancia hidrogeológica

3.1 Consideraciones generales sobre edificaciones volcánicas

3.1.1 Introducción

3.1.2 Corteza oceánica

3.1.3 Volcanismo de puntos calientes

3.1.4 Grandes derrames basálticos

3.2 Edificaciones volcánicas

3.2.1 Tipos de erupciones volcánicas

3.2.2 Coladas de lava

3.2.3 Acumulaciones piroclásticas e ignimbritas

3.3 Componentes asociados a la edificación volcánica

3.3.1 Introducción

3.3.2 Diques, diques horizontales y domos volcánicos

3.3.3 Cráteres, calderas volcánicas y mares

3.4 Destrucción de los edificios volcánicos

3.4.1 Introducción

3.4.2 Deslizamientos

3.4.3 Grandes calderas volcánicas

3.5 Otros rasgos asociados al volcanismo

3.5.1 Alteración de bordes de caldera

3.5.2 Almagres

3.5.3 Cuevas volcánicas

3.5.4 Lahares

3.5.5 Coladas intrafluviales y represas de lava

3.6 Características hidráulicas de las formaciones volcánicas

3.6.1 Consideraciones generales y de escala
3.6.2 Parámetros hidráulicos
3.6.3 Parámetros hidráulicos de las fracturas en formaciones volcánicas
3.6.4 Distribución de los parámetros hidráulicos
3.6.5 Consideraciones sobre la hidráulica de las galerías de agua
3.6.6 Consideraciones sobre el papel hidráulico de los diques
3.6.7 Caudales de manantiales
3.6.8 Caudales de pozos y sondeos
3.6.9 Caudales de galerías
3.6.10 Medio no saturado
3.6.11 Permeabilidad de la corteza terrestre

3.7 Agradecimientos y créditos

3.8 Referencias

3 Formaciones volcánicas de relevancia hidrogeológica

3.1 Consideraciones generales sobre las edificaciones volcánicas

3.1.1 Introducción

Las rocas volcánicas, como se resume en el Capítulo 1, pueden encontrarse como una masa compacta que se deriva de un fluido simplemente enfriado, que tiene una estructura asociada a su salida como una colada de lava y que contiene vacuolas debidas a los gases que se separan, unas cerradas y otras rotas por el escape de esos gases o mecánicamente. Alternativamente pueden haberse depositado tras trocearse mecánicamente a muy distintos tamaños por salida violenta a causa de la liberación de gases, incluida la acción del agua subterránea somera. Se trata de la tefra o piroclastos, subaéreos o submarinos (hialoclastitas). El tamaño de los clastos y partículas decrece con el alejamiento del lugar de erupción y los efectos de la pendiente del terreno y el viento en el caso de las efusiones subaéreas. Además, está la liberación de gases y volátiles, que se trata en el Capítulo 2. La designación anglosajona de cinder hace referencia a los fragmentos piroclásticos vítreos que caen sobre el terreno ya sólidos, de tamaño del lapilli o superior, que se puede acumular en laderas dando pendientes del orden de 30º, hasta 40º. La Figura 3.1.1 es un clásico ejemplo de volcán activo. Los volcanes son de diversos tipos, principalmente de escudo (dominados por lavas), estratovolcanes (combinación de lavas y piroclastos) y conos piroclásticos (conos o domos de cinder o cinerita) (https://www.youtube.com/watch?v=jPt8xVOM-tc). En un típico volcán de piroclastos cabe distinguir entre el cono, el cráter y la chimenea principal y su posible relleno (diatrema) de materiales caídos y de derrumbe (Figura 3.1.2).



Figura 3.1.1 Volcán compuesto Pico del Teide, isla de Tenerife, visto mirando al SW desde la Cordillera Dorsal.

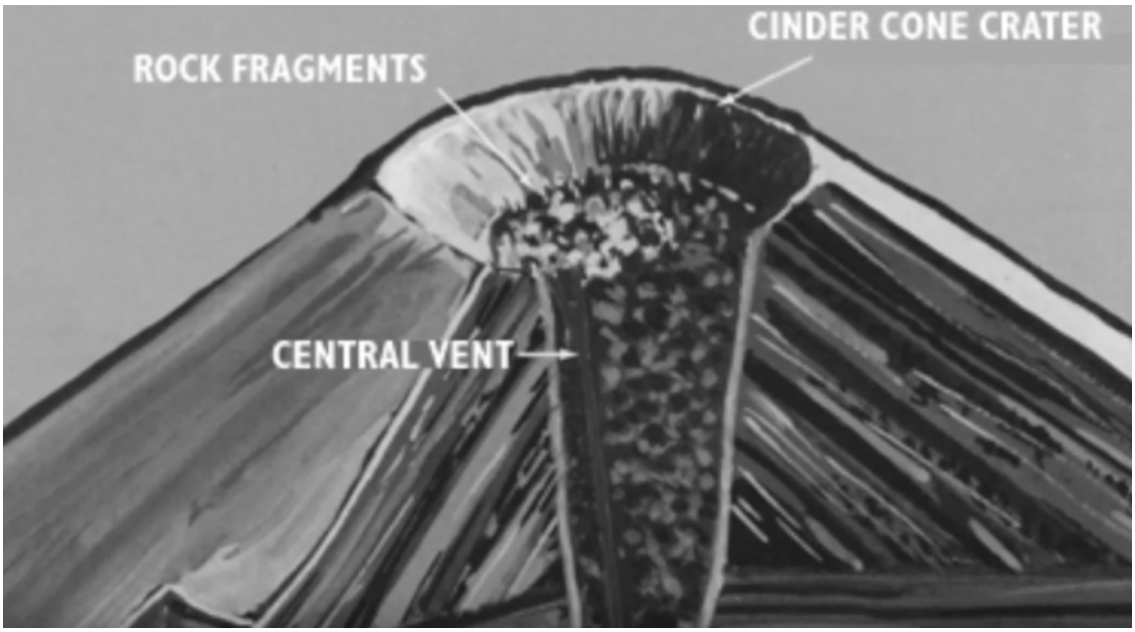


Figura 3.1.2 Partes de un volcán de piroclastos y compuesto: cráter del cono de cinerita, fragmentos de roca y chimenea central.

Este capítulo se organiza desde las acciones constructivas del volcanismo (creación de edificios), consideradas en general y en el detalle de interés hidrogeológico, a las de destrucción con o sin génesis de nuevas formaciones, pasando por los aspectos intrusivos y de alteración relacionados y que condicionan la existencia y flujo del agua subterránea.

3.1.2 Corteza oceánica

Típicamente, desde el fondo marino hacia abajo, la corteza oceánica consiste en (Dilek et al., 1998): 1.- sedimentos de fondo marino, 2.- lavas almohadilladas, 3.- complejo de diques verticales (sheeted layer), 4.- secuencia acumulativa, 5.- Moho (plano de Mohorovicic) a 6-8 km bajo el fondo marino, 6.- manto. La corteza (litosfera) oceánica tiene hasta 130 km de espesor y rocas de más de 60 Ma de edad.

La corteza oceánica incluye derrames de erupciones masivas de penachos (plumes) de manto en sus inicios, tanto de zonas profundas como causadas por la descompresión de porciones fusibles del manto superior en las zonas de extensión de la corteza terrestre (Müller et al., 2008). La elevación (rise) de Shatsky, al E de Japón, consiste en 2,5 km^3 de vulcanitas, de 145-125 Ma (Jurásico-Cretácico inferior), donde coinciden tres placas, que originan el Macizo de Tamu y otros.

La corteza oceánica superior y media está formada por diques y erupciones de fondo submarino a partir de magma acumulado en lentejones a media corteza, en ejes de extensión. La corteza oceánica inferior crece a partir de diques-capa (diques concordantes, sills) fundidos, que son intrusiones a múltiples niveles entre la zona transicional al Moho y el lentejón a media corteza. El fundido (material fundido, melt) es transportado eficientemente a través de la corteza inferior.

Mediante geofísica se ha detectado en la dorsal de Juan de Fuca un sill con fundido de 100 m de espesor a 5-6 km bajo fondo marino, a 850-900 m sobre el techo del Moho y a 1,4-3,2 km del eje de expansión (Canales et al., 2009). En ese lugar, la velocidad de expansión es de 5,6 cm/a, con la cámara magmática a 2900-2300 m de profundidad.

Las ofiolitas y los complejos ofiolíticos se encuentran en la corteza oceánica, aunque en ciertos casos afloran actualmente en islas y continentes al haber sido levantados tectónicamente en posiciones continentales o en islas. Típicamente, de arriba abajo, consisten (Bogdanov, 1987; Sleep, 1900) en: pizarras silícicas jaspeadas → rocas máficas (basaltos, gabros, peridotitas) → rocas ultramáficas (serpentinitas, lherzolitas, harzburgitas, dunitas, piroxenitas). Se forman en dorsales centro-oceánicas (meso-oceánicas) en expansión. Son fragmentos de antiguos fondos de océanos, de las depresiones profundas de los océanos marginales e intercontinentales y de partes del basamento de arcos insulares. Afloran en los Alpes, Chipre, Himalaya, Siria, Omán, Cuba, Papúa-Nueva Guinea, Nueva Caledonia, Terranova, Colombia y Brasil. Tienen fracturación tectónica de dorsal, con alteración hidrotermal extensiva.

El volcanismo basáltico, que domina actualmente donde crece la corteza y dentro de las placas, no puede haber originado la corteza que es dominantemente andesítica si no es por formación de domos de magma evolucionado nacidos de la corteza inferior (delamination), como proceso importante de reciclado en el Arcaico (Rudnick, 1995).

Las mesetas volcánicas (planicies, plateaux) son vastas extensiones de efusiones volcánicas que resaltan sobre el entorno. Las mesetas oceánicas son enormes edificaciones de basalto, en las que se ha producido magma a una tasa mayor que la de las dorsales medio-oceánicas (Sagar et al., 2013). Su origen es poco conocido.

La Meseta de Ontong-Java es la mayor planicie submarina, que se eleva 1000 m sobre el fondo marino general (Tarduno et al., 1993). Tuvo inicialmente >1,5·10^6 km^2 y cubrió el

1% de la superficie terrestre. Se formó en el Aptiense, hace 5-10 Ma. La actividad principal duró 1 Ma, con mucha mayor intensidad que en los puntos calientes actuales. Se trata de basalto toleítico con coladas masivas de lavas almohadilladas (pillows) desde <3 m hasta 28 m de espesor, en etapas separadas al menos miles de años, en agua somera. Hay toba en la base. La meseta aflora en 20-25 islas sobre un fondo a 1500 m. Actualmente, estas islas están arrasadas por erosión hasta el nivel del mar. Cuando el fondo marino desciende, las islas se convierten en montes submarinos de parte superior plana (guyots), algunos de ellos con volcanismo post-erosivo. Cerca de Nueva Zelanda existe otra meseta submarina de > $0{,}9 \cdot 10^6$ km^2, con una parte subducida, de 118-97 Ma de edad, posiblemente unida a la Meseta de Ontong-Java, a más de 3000 km al N (Hoernie et al., 2004). El conjunto tiene actualmente >$1{,}3 \cdot 10^6$ km^2.

3.1.3 Volcanismo de puntos calientes

El manto profundo de (Mg,Fe)SiO_3, a 3000-4500 ºC, es menos viscoso que el manto que está encima. Esto favorece que porciones de ese manto profundo originen grandes cabezos esféricos con estrechos conductos verticales de conexión. Es el volcanismo de punto caliente (*hot spot*), que también se denomina volcanismo intraplaca. Estos penachos tienen sólo un pequeño movimiento lateral, que es menor que el de las placas litosféricas y por lo tanto se produce un desplazamiento relativo del orden de algunos cm/a. Se considera que hay una estrecha relación entre los basaltos de derrame (*flood basalts*) y puntos calientes, con magmas ricos en Mg, alta temperatura de fusión y alta relación $^3He/^4He$ respecto al MORB. El manto que asciende es sólido hasta 160-190 km de profundidad; por encima, el manto enriquecido en volátiles empieza a producir pequeñas cantidades de fundido (≈0,1%-1%) a unos 70 km de profundidad, sin volátiles, dando origen a un penacho que no es regular. Pueden formarse diques.

Caben otras hipótesis sobre el origen de los puntos calientes. Una de ellas es el movimiento heterogéneo ascendente de la astenosfera para llenar el espacio dejado por partes de la litosfera arrastradas y que se hunden al ser más densas, a modo de lo que considera el origen de los sistemas de pilar y fosa (*basin and range*) del oeste norteamericano. El material que asciende penetra en fisuras de la litosfera, la hacen más densa y ésta se hunde y se acelera la convección. La compresión lateral ayuda a forzar el paso por las fisuras.

Los grandes volúmenes sobre el manto que están más calientes que la media global se suelen denominar hiper-hinchamientos (*superswells*). Se trata de volcanismo difuso, enriquecido isotópicamente, asociado a una capa caliente sobre la zona de transición y pocos penachos de manto profundo, que no corresponde a separación de placas, ni a convergencia de placas ni a penachos del manto profundo. Hay hiper-hinchamientos en África subecuatorial, en el ascenso oceánico (*rise*) de Darwin (E y S de las Filipinas) y en el Pacífico S, entre Australia y Sudamérica, justo bajo el ecuador, hasta varios miles de km al S (McNutt, 1998). En esas áreas pueden ser más frecuentes los puntos calientes (Binderman, 2006).

La velocidad de ascenso de magma en el punto caliente bajo el archipiélago de Hawaii se evalúa en 50 cm/a (Jellinek y Manga, 2004). Las trazas que dejan los puntos calientes

muestran grandes cambios direccionales que no se corresponden con movimiento de la placa (Hawaii, Yellowstone), de modo que es difícil ver el levantamiento previo.

En los puntos calientes de la Polinesia y archipiélago de La Sociedad, McDonald, Bermuda y Cabo Verde no hay progreso de la edad al moverse las placas. Estos puntos calientes intraplaca se producen por adelgazamiento de la corteza oceánica al estirarse la placa, por flotación química al esparcirse los penachos de manto al irse perdiendo componentes pesados y por empuje dinámico por ascenso convectivo del manto. Tampoco hay desplazamiento en los trap de Siberia (250 Ma de edad).

El estudio del desequilibrio de los radioisótopos de las series del uranio en puntos calientes muestra que se trata de ascensos *(upwellings*) desde gran profundidad, mientras en el volcanismo de separación de placas (de extensión), como el de las Azores e Islandia, son menores la tasa de ascenso y el exceso de temperatura (Bourdon et al., 2005).

Se produce un gran derrame basáltico cada ≈20 Ma en media, según unos autores y se se han producido 6 en los últimos 200 Ma según otros (cada ≈30 Ma). Se trata de eventos geológicamente cortos, típicamente de <0,5 a 2 Ma. Previamente y al inicio de la erupción, el terreno se eleva centenares de metros, hasta 1000 a 2000 m (Humphreys y Schmandt, 2011). Estos derrames evacuan por convección-advección una parte importante del calor generado en el núcleo terrestre, que es del 10% al 30% del calor total generado en la Tierra.

El mayor punto caliente actual es el de Hawaii, que ha dejado una traza de 6000 km y el mayor continental es el del Parque de Yellowstone, en el NW de Wyoming (Bonatti et al., 2003).

El volcanismo intraplaca de Yellowstone se inició con flujos basálticos del Columbia River, W Oregón, NW de USA, hace 17 Ma, con un levantamiento sostenido de 2000 m. Hoy, el relleno que se produjo, la planicie del Snake River, llega a Yellowstone. La extensión total es de $0{,}234 \cdot 10^6$ km^2, de los que el 75% corresponden a los basaltos del Columbia River, el 80% de los cuales se emitieron en aproximadamente 1 Ma. El penacho ascendente puede ser modificado por estructuras locales en el manto superior, como por ejemplo la litosfera oceánica subducida y cambios en el espesor de la litosfera. Los derrames basálticos de Steens (SE Oregón) se produjeron casi al mismo tiempo que los basaltos del Columbia River, a 250 km de distancia. El volcanismo se redistribuyó bajo la placa.

Los puntos calientes tienen centenares de km de diámetro, con un sobrecalentamiento de 250 a 300 °C y 10%-20% de fundido. El punto caliente del Deccan-Reunión emitió 1,5 km^3/a; hoy lo hace a d 0,04 km^3/a.

En el Mar Tirreno, con extensión al Mar Balear, en el Mediterráneo Occidental, los magmas cenozoicos son muy ricos en alcalinos (K), muy subsaturados en SiO_2 y otros componentes calcoalcalinos. La cabeza del penacho magmático está a 410-670 km de profundidad y en proceso activo de salida. Se ha ido produciendo una inyección de magma profundo con periodos del orden de la decena de Ma, desde hace 60-70 Ma (Bell et al., 2004). Es un volcanismo intraplaca episódico.

Las dorsales centro-oceánicas de manto superior (astenosfera) migran si cortan penachos de manto profundo de espesor y química anómala, como sucede en Islandia, cuyo punto caliente está de 100 a > 400 km profundidad, en un área de 150 km de diámetro y 300-600 ºC de sobrecalentamiento (Hofmann, 1997). Los penachos de los puntos calientes parten de 2900 km de profundidad, en el límite manto/núcleo. El penacho origina una ruptura litosférica que se propaga, favorece la fusión y facilita el ascenso diapírico según líneas de debilidad estructural. Estos penachos pueden funcionar durante >70 Ma. Cuando llegan a la superficie son un cuerpo de diámetro grande y cola menor (funciona más largo tiempo), que puede originar grandes derrames basálticos continentales.

3.1.4 Grandes derrames basálticos

Los grandes derrames basálticos, de cuyos eventos no hay observaciones directas, se cree que se han formado con gran rapidez, generalmente en <1Ma, con más de un pulso a lo largo de decenas de Ma y cubriendo extensiones del orden de 10^6 km^2 cada derrame (Lin y van Keken, 2005). Se conocen unos 3 millones de km^2 de mesetas basálticas. La superficie continental que ha recibido material volcánico aerotransportado volcánico es mucho mayor (Sheridan y Wohletz, 1981). Las franjas de subducción y de extensión reúnen la mayor parte del volcanismo.

Existen diversos penachos de ascenso de magma, con múltiples episodios y velocidad ascensional de 3 a 20 cm/a. El tiempo en llegar el penacho desde la cabeza original a la base de la litosfera es 10 a >100 Ma. Varias provincias de derrames basálticos se han formado en dos tiempos separados por 20 a 90 Ma (Berkovici y Mahoney, 1994; Richards et al., 1989). Se puede explicar por adelantarse un penacho del manto del que le sigue al pasar la interfaz entre el manto superior y el manto inferior. Se aprecia una relación entre la extensión de la corteza terrestre en las zonas de divergencia y la aparición de grandes derrames basálticos (Hoper, 1990).

En las Tablas 3.1.1 y 3.1.2 se dan datos sobre la extensión conocida, volumen y lugar de los grandes derrames basálticos y en la Tabla 3.1.3 datos de erupciones recientes individualizadas, para poder comparar las magnitudes de las cifras.

Tabla 3.1.1 Extensión conocida y lugar de los grandes derrames basálticos en los últimos 250 millones de años (Ma), según Rampino y Stothers (1988). En promedio hay un gran derrame basáltico cada 32±1 Ma:

Edad, Ma	Afloramiento, 10^3 km²	Lugar
17±1	200	Columbia River, NW USA
35±2	750	Etiopía + N Kenya + S Yemen
62±3	100 residuales; inicial 600	Brito+Ártico (NW Báltico, N Irlanda, Islas Británicas, islas Feroe,E y W Groenlandia, Isla Baffin)
60+±2	500 residuales	Deccan (India)
110±5	4 (<200)	Traps de Rajmahal (E India)+ cubiertos en Bengala
130±5	1200 (→ 2000)	Serra Geral-Paraná (Brasil, Argentina., Urug., Parag.)
135±5	500	Karoo en Namibia (en parte cubiertos)
170±5		Antártica (no verdadero epicentro volcánico)
190±?	1500	Sudáfrica
200±5	>100	E de Norteamérica
250±5	≈1500	Siberia

Tabla 3.1.2 Extensión conocida, duración y volumen de lava de los grandes derrames basálticos en los últimos 250 millones de años (Ma), según datos recopilados en Custodio (1978), con adiciones posteriores (Hanson et al., 2004; Renne y Basu, 1991; Ramos y Makhburg May, 1992; Lin y van Keken, 2005; Renne et al., 1992; Sharma et al-, 1991; otros):

Provincia ígnea	**Edad principal** **Ma**	**Duración** **Ma**	**Área** **10^3 km²**	**Volumen** **10^3 km³**
Río Columbia (NW USA)(4)	17-13	<3,5	260	300
Etiopía –Gran Rift	≈25-5	Más intenso antes	750	350
Terciario del Atlántico N	≈59	≃3	600	1000-2000
Deccan (India)	66	≃0,5	>1000 (520 hoy)	1000-2500
Paraná (Brasil-Uruguay-Argentina-Paraguay)(1)	80	<1	1375	930
Karoo (Sudáfrica)	≈193	pocos	>11 aflora → 500 cubierta	>1000
Siberia	248	0,9±0.8	>1500	911
Kalahari (3)	1100-1095	1-2	3100	1300
China(2)	250		>1000 (restos)	≈1000-4000
E Groenlandia(5)	56,1±0,4	1±0,5	1300	<1000

(1) Paraná (S América) + Etendeka (Namibia), > $2 \cdot 10^6$ km²

(2) Volcanismo ácido explosivo

(3) Cratón del Kalahari. Magmatismo interplaca compartido con S América. Karoo-Fercar $3{,}1 \cdot 10^6$ km² y Paraná-Etendeka > $2 \cdot 10^6$ km². Tasa de efusión de 1,5 km³/a. Se extiende por Umkondo-E de Zimbabwe y Mozambique, Kalahari, Waterberg y E de la Antátida. Toleitas de Keweenawan + algunas rocas alcalinas

(4) Steens (SE Oregón) casi coetáneo con el Columbia River a 250 km de distancia; el volcanismo redistribuido bajo la placa.

(5) Macizo de > 5000 m de espesor.

Tabla 3.1.3 Volúmenes de basaltos en erupciones determinadas, a efectos comparativos. Fuentes diversas y Deker y Deker (1997):

Volcán	Año erupción	Lugar	Volumen en km³
Mount Saint Helens	1980	Washington, NW USA	~2,7 roca
			0,5 magma nuevo
Mount Spurr	1953	Alaska, USA	<1
Gjalp	1996; 1998	Islandia	<1
Pinatubo	1991	Luzón, Filipinas	10
Santa María	1902	Guatemala	5
Krakatoa	1883	Indonesia	6
Katmai	1912	Alaska, USA	12
Long Valley*	Hace 0,76 Ma	California, USA	750
Toledo Caldera**	Hace 1,6 Ma	Nuevo México, USA	600
Yellowstone***	Hace 0,64; 1,3 y 2,04 Ma	Wyoming, USA	1000 y 500

* Toba de Bishop

** Toba de Lower Bandelier

***Toba Lava Creek (hasta 400 m de espesor) y Huckleberry Ridge

Muchos de los volcanes andesíticos son efusivos, emitiendo hasta 10-1000 km³/a a 1-15 m³/s y persistencia de años a décadas. Las erupciones tienen ciclos de horas a años, con volúmenes hasta de 0,17 hm³/erupción. La duración y volumen de la erupción puede ser hasta 1000 veces mayor si la liberación de los volátiles se hace dentro de cámara magmática.

Una de las áreas volcánicamente más activas actuales es la de Kamchatka-Islas Kuriles, en la que hay 100 manifestaciones térmicas y 23 volcanes activos en 1900 km (Taran, 2009). Su longitud es el 5% de la longitud total de arcos insulares actuales. Hay 39 volcanes activos históricos en Kamchatka y más de 40 en las Kuriles. La tasa de convergencia es de 7,9 cm/a a lo largo del arco. La placa oceánica que subduce tiene 90-118 Ma y penetra 500 km o más y tarda 2,7-4,0 Ma en alcanzar 120 km de profundidad. En la fosa hay unos 400 m de sedimentos insulares y oceánicos. Tras el arco de las Kuriles hay unos 90 volcanes submarinos. La zona sigue por las islas Aleutianas, con el contacto manto-placa a 100 km.

3.2 Edificaciones volcánicas

3.2.1 Tipos de erupciones volcánicas

El modo de erupción volcánico depende de diversos factores, como el tipo de magma que sale y su temperatura. Influye mucho el contenido en gases y de dónde y cómo se hace la desgasificación. Esta desgasificación puede hacerse durante la erupción, con acumulación de burbujas en la columna de magma o generadas en la cámara magmática profunda (Shinohara, 2008; Bonadonna et al., 2016). Hay diferenciación del gas magmático en la cámara magmática y sistema de conductos, controlada por el exceso de desgasificación y ocurrencia y estilo de erupciones. Gran parte del gas emitido no procede del magma realmente salido.

Generalmente se diferencian los siguientes tipos de erupción (véase la Figura 3.2.0):

Erupción pliniana. Efusión continua de magma muy vesicular y fragmentado; cenizas y pumita a 100-400 m/s para dar $1{\cdot}10^{6}$ a $>1{\cdot}10^{8}$ kg/s en horas, con un total de $10{\cdot}10^{9}$ a $>1000{\cdot}10^{9}$ kg

Erupción vulcaniana. Explosiva, balística, de bloques poco vesiculares y bombas, con explosiones seguidas de tefra, de minutos a horas de duración

Erupción estromboliana. Explosiva y repentina, de gases y fundido fragmentado, hasta pocos centenares de metros de altura. Forma estratovolcanes.

Erupción de lava. Lava de sumamente a moderadamente explosiva, con erupción continua de gases y fragmentos de magma, hasta centenares de m de altura; magma de baja viscosidad y asociado a coladas de lava

Erupción hawaiana o de escudo. Lava y coladas, combinadas o transicionales. La superposición de coladas origina los basaltos tabulares o traps (designación de escalonado tomada de la India). Frecuentemente son emisiones a lo largo de grandes fracturas.

Lo gases se pueden emitir de los flancos o sólo de la cima (Popocatepelt) y disueltos en agua subterránea. El material emitido en la fase paroxísmica del Mount St. Helens fue de 10 Mt y 5 Mt en la del Pinatubo.

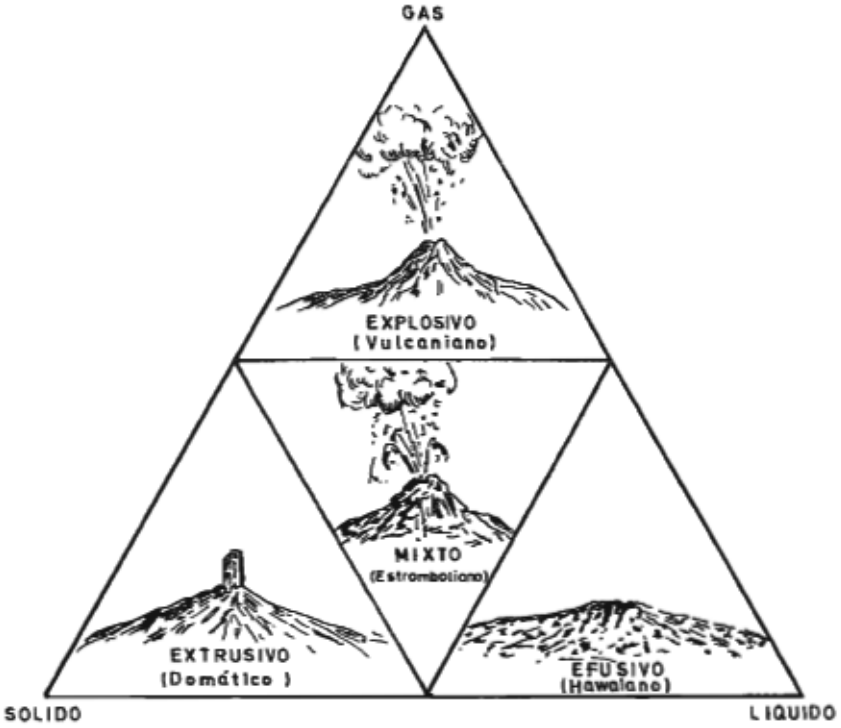


Figura 3.2.0 Modelo de Geze de los tipos de volcanes (en Araña y López-Ruiz, 1974)

En el caso de descompresión libre, la mezcla de fundido y gas tiene en general alta velocidad, mientras que la descompresión en un cráter puede dar lugar a velocidades de erupción tanto muy lentas como muy rápidas (Woods, 1995). Después de la descompresión, la mezcla caliente y densa comienza a arrastrar y calentar el aire ambiente, lo que disminuye la densidad y acelera el movimiento por gravedad. Si la velocidad de erupción es lo suficientemente alta, el material puede ser un penacho de ceniza suspendida en el aire, llamado columna de erupción pliniana, que se eleva sobre el punto de salida. En contraste, si la velocidad de erupción es pequeña o el flujo másico es muy grande, la columna colapsa generalmente y cae para formar una colada densa que se expande lateralmente. Las columnas de erupción suspendidas pueden transportar el material a gran altura en la atmósfera. Las coladas densas y calientes que se generan por salidas que colapsan, transportan cenizas y clastos lateralmente desde el lugar de salida, sedimentando muchos de los clastos grandes y arrastrando aire durante el flujo. Así, puede resultar que la densidad de la mezcla sea menor que la del aire de la atmósfera y el material de grano fino puede volver a suspenderse en el aire y elevarse sobre la colada, dando lugar a una co-ignimbrita. Los materiales pueden llegar a cientos de km del volcán.

La erupción lanza a la atmósfera una cantidad variable de tefra, según el tipo de erupción, que da origen a un penacho de material particulado que cae a menor o mayor distancia y que puede llegar a cubrir de ceniza un amplio territorio alrededor. La Figura 3.2.1 muestra diversos modelos de columnas de erupción y la Figura 3.2.2 es una idealización de las formas de las erupciones volcánicas. Las Figuras 3.2.3 a 3.2.7 son clásicas imágenes de procesos eruptivos.

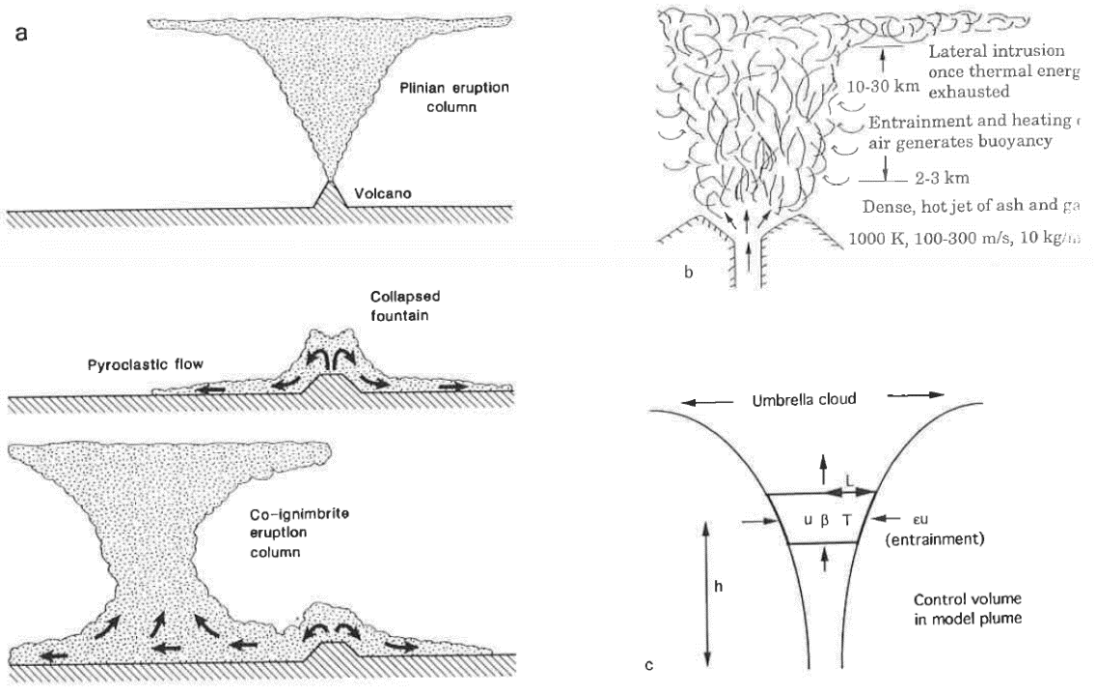


Figura 3.6.1 Modelos de columnas de erupción que muestran: a) estilos de erupción desde una boca, b) las tres regiones principales de un penacho de erupción y c) el volumen de control en el modelo de columna de erupción (Woods, 1995).

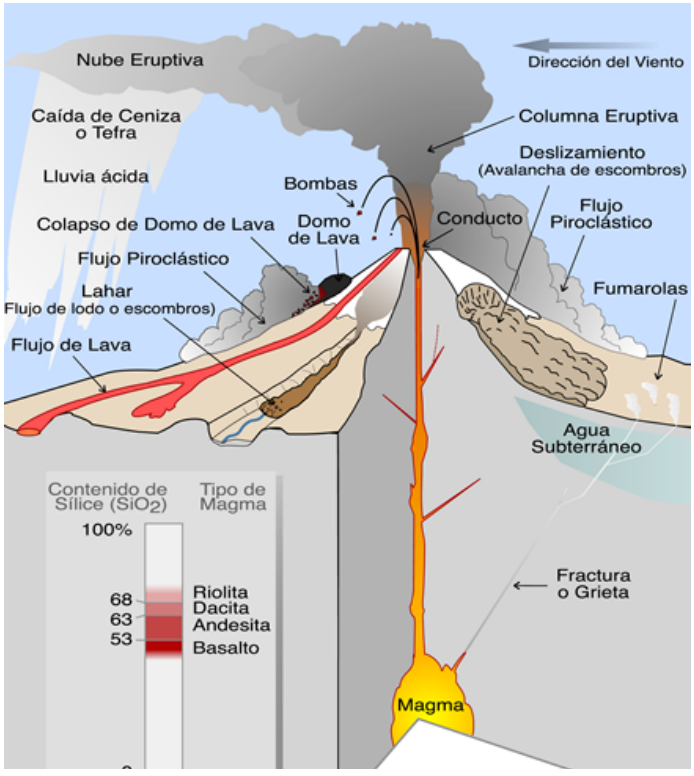


Figura 3.2.2 Esquema idealizado de las formas de las erupciones volcánicas (De Ceballos et al-2000, en Carracedo y Tilling, 2003).



Figura 3.2.3 Imagen del lago de lava de Erta'Ale (Etiopía), en 2010, tomada con un dron (Klewetti, 2020).

Figura superior: Cráter, volcán y derrames de lava. Figura inferior: detalle del interior del cráter con lava líquida cubierta por una capa solidificada y que soma por las grietas continuamente cambiantes producidas por el sistema convectivo. Ha sucedido algo similar en el volcán Kilauea, isla de Hawaii



Figura 3.2.4 Volcán Pu'u O'o de la Isla Grande de Hawaii durante una erupción nocturna (foto S.R. Brandley, en Carracedo y Tilling, 2003).



Figura 3.2.5 Vista nocturna de la erupción estromboliana de 1971 del volcán Teneguía, con varias bacas de salida, isla de La Palma, Islas Canarias (Carracedo y Tilling, 2003).



Figura 3.2.6 Erupción piroclástica del volcán Pinatubo, el 12-06-1991, con un penacho de hasta 19 km de altura.



Figura 3.2.7 Población de Merjía Cantón, Ecuador, con el volcán Cotopaxi activo en el fondo, en 2015. Foto H. Leduc-Getty Images Plus, en Lowerstern et al. (2017).

El estilo de erupción puede cambiar de una erupción a otra. Las erupciones pueden estar separadas por un largo periodo de tiempo, en función de las circunstancias y la evolución dentro de un mismo episodio (Polacci et al., 2005). Un factor de gran influencia es la posibilidad de cambios importantes en el contenido de agua y presencia de agua subterránea en el terreno. Con abundante aporte de agua se origina un freatovolcán, con gran potencial explosivo. Están entre las erupciones que han producido mayores modificaciones de la topografía local. La dinámica de los procesos puede simularse mediante la consideración de las propiedades reológicas de los fluidos (De'Michieli Vitturi, 2013).

En la Figura 3.2.8 se representan varias formas de erupciones en cuanto a la posición respecto al volcán principal. En las grades salidas de magma, principalmente basáltico, al inicio de una nueva actividad volcánica con magma de origen profundo, la parte emitida como tefra es pequeña y la acumulación y apilamiento de las sucesivas coladas de lava da origen normalmente a un escudo (*shield*) sobre el continente o sobre el fondo marino. Tras la posible emersión del mar, por apilamiento o por elevación regional del terreno, origina islas o extensiones del continente mar adentro (Figura 3.2.9). A medida que el almacén de magma disponible se consume, se produce una evolución geoquímica y el volcanismo se hace más ácido y explosivo en todas o en parte de sus manifestaciones, como se expone más adelante. La mayor abundancia de tefra hace que el edificio de escudo evolucione progresiva o rápidamente a un estratovolcán (Figura 3.2.10).

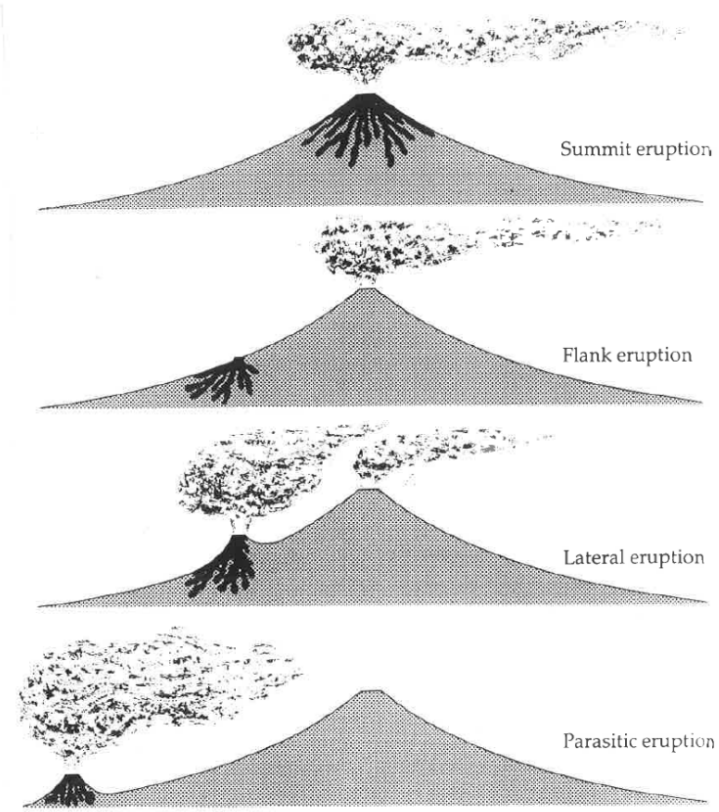


Figura 3.2.8 Varias formas de erupción en cuanto a la posición respecto al volcán principal. De arriba abajo, erupción de cumbre, erupción de flanco, erupción lateral y erupción parásita.

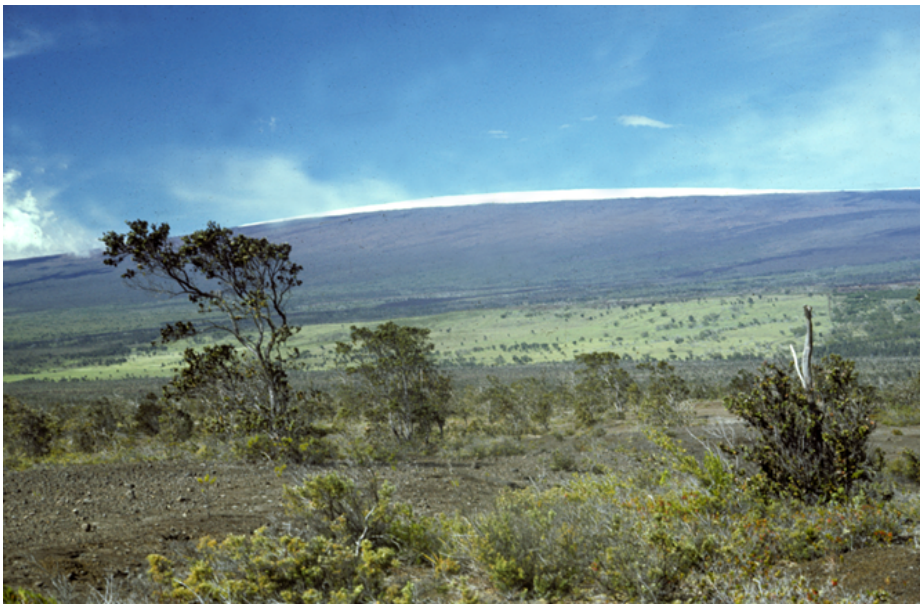


Figura 3.2.9 Vista del volcán en escudo Mauna Loa, isla de Hawaii, desde la hendidura (rift) hacia la cumbre (Carracedo y Tilling, 2003).



Figura 3.2.10 Vista panorámica de la isla de La Gomera desde Tenerife, con el perfil del escudo volcánico, que tiene encima porciones de estratovolcanes (Carracedo y Tilling, 2003).

3.2.2 Coladas de lava

Las coladas de lava (*lava flows*) fluyen sobre el terreno, en regueros si la pendiente es grande (Figuras 3.2.11 y 3.2.12), y se acumulan en áreas llanas bajas (Figura 3.2.13), donde pueden acumular gran espesor en función del caudal y la duración. Las sucesivas coladas se apilan unas sobre otras y entre ellas puede haber intercalados otros materiales, volcánicos o no, dependiendo del tiempo transcurrido entre colada y colada. La tendencia es a fluir por las acanaladuras entre coladas anteriores o las creadas por la erosión, deslizamientos y acumulación de otros materiales, tendiendo a alisar el relieve. Cada colada es un conjunto anisótropo, pues las propiedades dependen de la orientación respecto al flujo y de la profundidad. La inclinación de las coladas en volcanes compuestos es típicamente de 5º a 12º, pero en grandes efusiones muy fluidas puede ser de 0,5º a 0,7º e incluso de sólo 0,2º.



Figura 3.2.11 Coladas de lava salidas del volcán Kilauea, isla de Hawaii, durante una erupción en mayo de 2018. La lava fluye por el cono volcánico de forma discreta y se acumula al pie (USGS/Handout/Anadolu Agency/Getty Images).

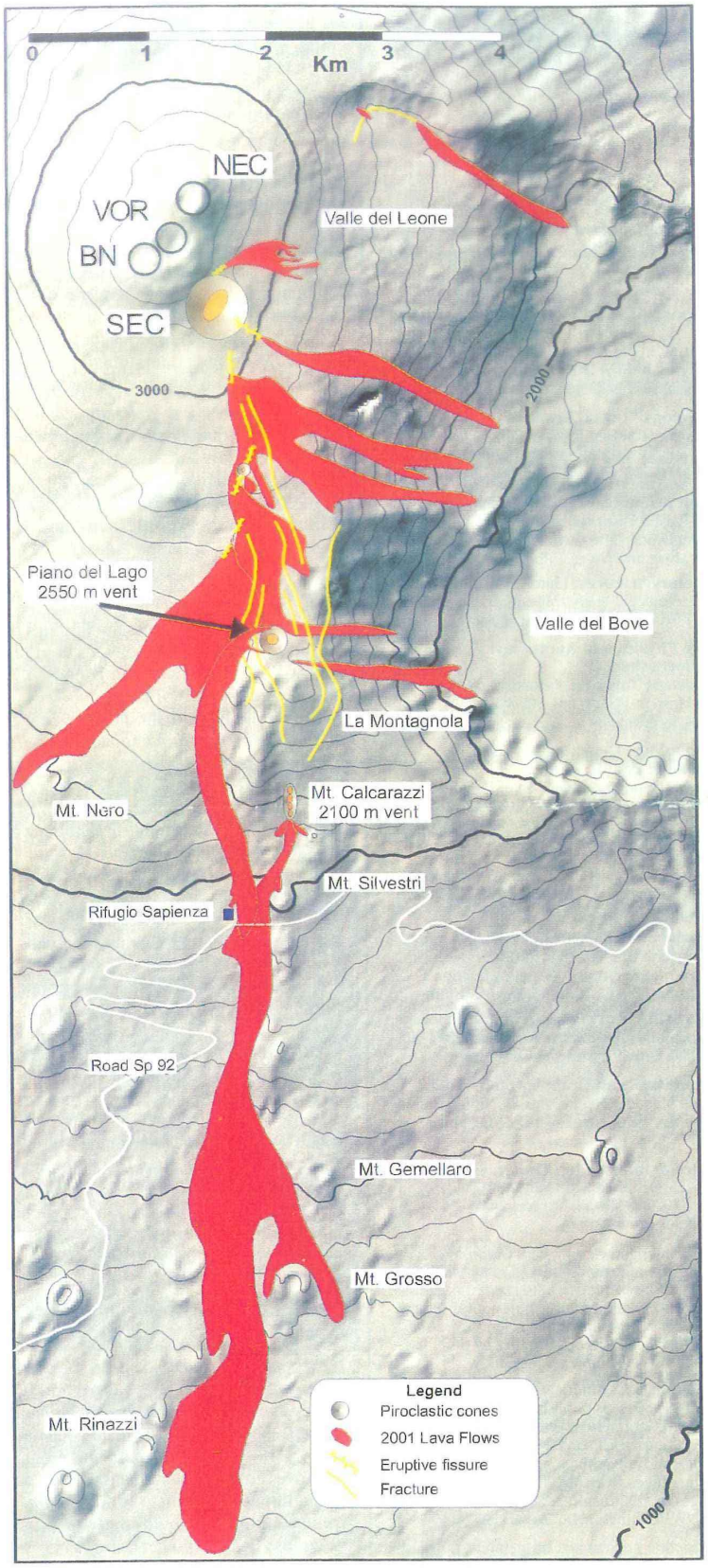


Figura 3.2.12 Coladas de lava de la erupción basáltica de 2001 en el volcán Etna, Sicilia. En rojo las coladas y en amarillo fracturas abiertas en el terreno. En esta erupción, el flujo cesa antes de poder acumularse al pie del volcán o penetrar en el mar.



Figura 3.2.13 Salida de lava de la ladera y su extensión como un malpaís al pie de la misma del volcán activo de Ilha do Fogo, archipiélago de Cabo Verde, y columna de gases eruptivos el 29-11-2014.

Las Figuras 3.2.14 y 3.2.15 muestran el resultado de las erupciones basálticas en la isla de Lanzarote (Islas Canarias) en el siglo XVIII y de nuevo en el siglo XIX y las Figuras 3.2.16 y 3.2.17 las coladas salidas del Mont Dore, en Auvernia, Macizo Central francés, en un relieve afectado por los glaciares que se instalaron allí durante la última glaciación.

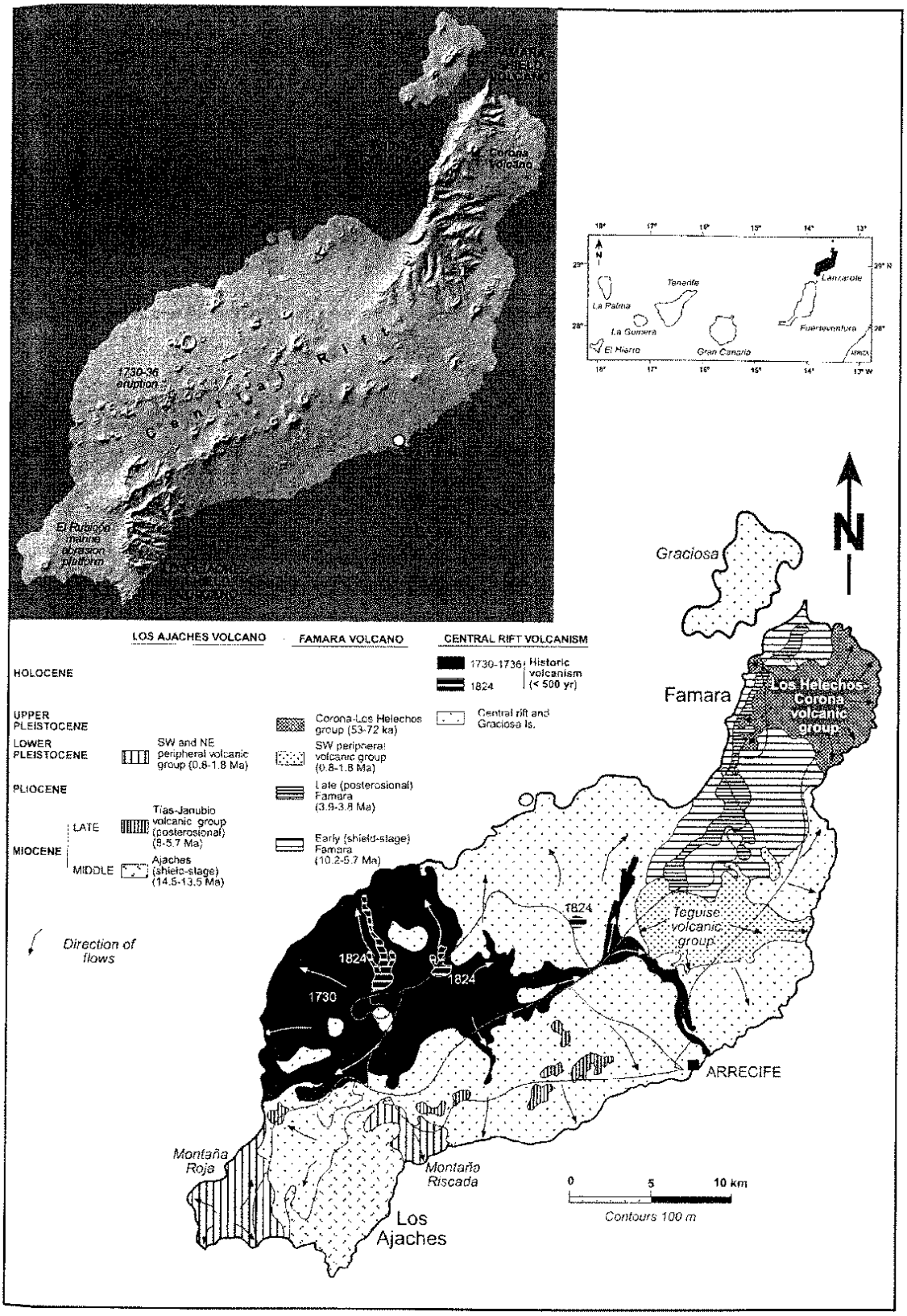


Figura 3.2.14 Mapa geológico simplificado de Lanzarote (Islas Canarias), que muestra la extensión de los materiales volcánicos emitidos en el periodo 1730–1736 y posteriormente en 1824. El mapa de sombras del relieve deja ver cómo el material de la erupción alisa a grandes rasgos el relieve previo, sin erosión significativa posterior a causa de la aridez climática y gran permeabilidad superficial.



Figura 3.2.15 Conos volcánicos de piroclastos alineados según una fractura principal y gran acumulación de lavas al pie, que corresponden a la erupción de 1730–1736 en Timanfaya, Lanzarote, Islas Canarias (Foto EC, 1975).

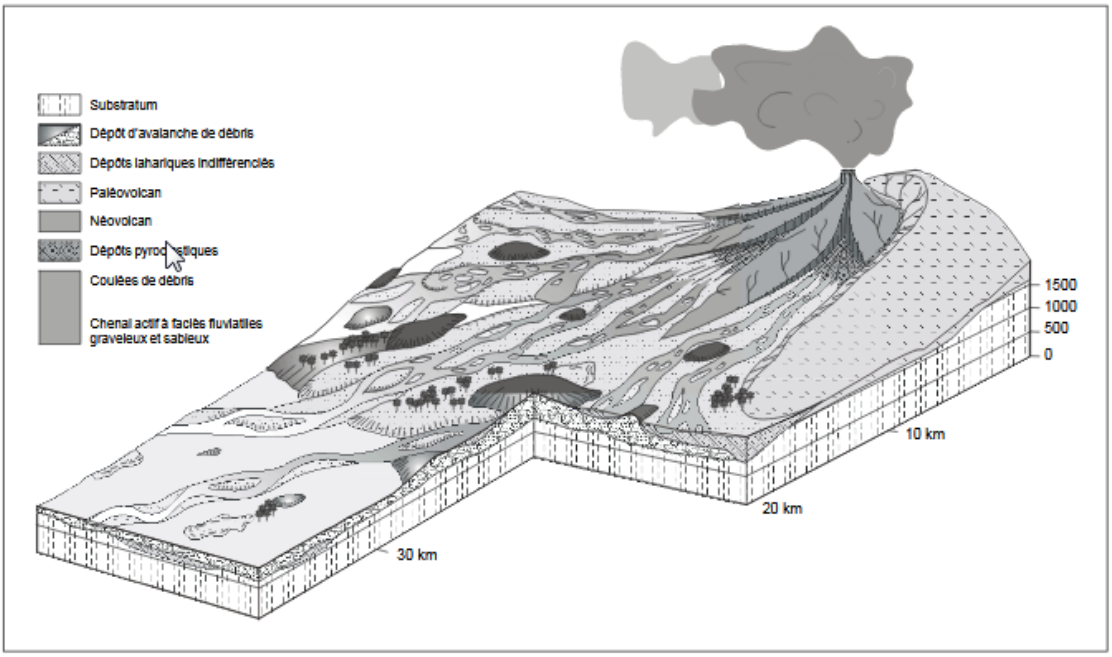


Figura 3.2.16 Bloque diagrama que muestra las emisiones del volcán Mont Dore, en Auvernia, Macizo Central francés (Nehlig et al., 2001).



Figura 3.2.17 Volcanes del Macizo Central francés, con el relieve volcánico modelado por hielo y agua durante y tras la última glaciación (foto EC, 2000).

Durante el recorrido de una colada pueden escapar gases acumulados o lava atrapada por una costra de enfriamiento, dando lugar a hornitos, conos de escoria (*spater*), etc.

Si la salida de magma se hace en el fondo marino o de un lago o se trata de una colada subaérea que alcanza a una gran masa de agua, el enfriamiento se hace con gran efectividad por convección de agua. En este caso se pueden formar porciones de lava de tamaño métrico o submétrico, con una costra sólida frágil y un interior aún fundido, a modo de almohadillas (*pillows*), que se acumulan in situ o tras rodar una cierta distancia. Dan origen a las lavas almohadilladas. Estas pueden encontrarse después por encima del nivel del mar o del lago si cambia la altitud relativa del terreno. Lo contrario puede suceder con las coladas subaéreas. Las Figuras 3.2.18, 3.2.19 y 3.2.20 muestran lavas almohadilladas. Si la lava se trocea intensamente en el agua, se tiene una formación de acumulación de diferentes tamaños de vulcanoclastos, las hialoclastitas, que tienen propiedades geotécnicas distintas de la de las lavas almohadilladas. Las hialoclastitas o tobas palagoníticas son el equivalente a las tobas subaéreas, en el ambiente subacuático.



Figura 3.2.18 Lavas almohadilladas (pillow-lavas) de penetración de lavas subaéreas en el mar en la parte final del barranco de Tenoya-Teror, costa N de Gran Canaria (foto EC, 2014).



Figura 3.2.19 Detalle de las formaciones submarinas del fondo de la Caldera de Taburiente, isla de La Palma, Islas Canarias, con lavas almohadilladas y diques (Carracedo y Tilling, 2003).



Figura 3.2.20 Lavas almohadilladas (pillow lavas) dentro de una secuencia ofiolítica del cretácico de Wadi Jizi, Oman (foto H.-U. Schminke con M. Sunita haciendo de escala).

Las coladas subaéreas que fluyen sobre el terreno pueden mantener un contacto neto con el aire para dar lavas cordadas (lavas pahoe-hoe) (Figuras 3.2.21 a 3.2.23). Si la superficie solidifica y el avance se hace arrastrando pedazos de la corteza que se solidifica, se forma una superficie muy irregular a la escala de una persona y muy quebrada, casi intransitable, que se denomina malpaís, lava en bloques o autobrecha *(a-a)* (Figuras 3.2.24 a 3.2.26). Bajo el malpaís se encuentra la roca compacta. Inicialmente se pueden formar cavidades a causa de la rigidez de la costra (Figuras 3.2.27 y 3.2.28), aunque después pueden obliterarse por colapso debido al peso de coladas posteriores superpuestas, por entrada de sedimentos o por alteración. Parte de esas cavidades son el espacio vacío dejado por el gas que ha escapado cuando la roca era ya semisólida, generalmente de tamaño milimétrico a decimétrico (Figura 3.2.29).



Figura 3.2.21 Lava cordada (entrail lava) en el volcán Mauna Ulu, isla de Hawaii.

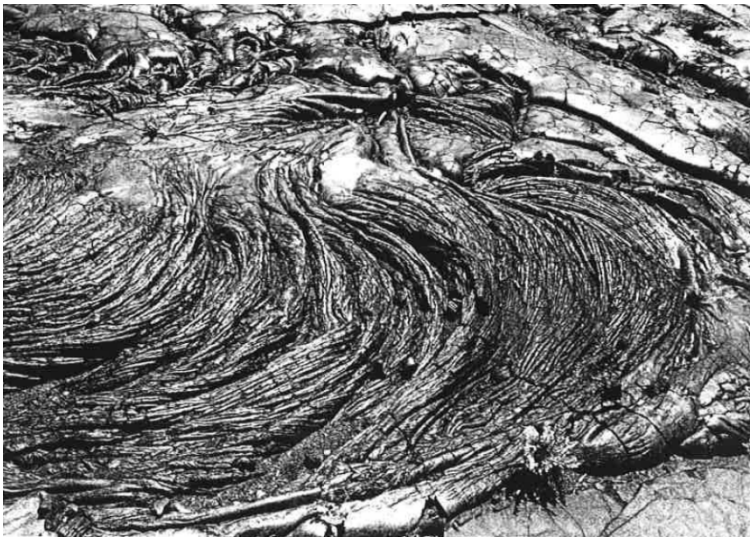


Figura 3.2.22 Detalle de una lava cordada (pahoe-hoe) basáltica en el volcán Mauna Ulu, isla de Hawaii. La foto abarca un ancho de 2 m.



Figura 3.2.23 Lavas cordadas (pahoe–hoe) en el flanco del volcán de La Fournaise, isla de La Reunión, saliendo de la caldera (foto EC, 1999).



Figura 3.2.24 Pequeña colada de lava en bloques (a-a) aún fluyente, sobre una colada lisa (paho-hoe) anterior (foto C.C. Hellker, en Carracedo y Tilling, 2003).



Figura 3.2.25 Detalle de la escoria superior de una colada en bloques (a-a).

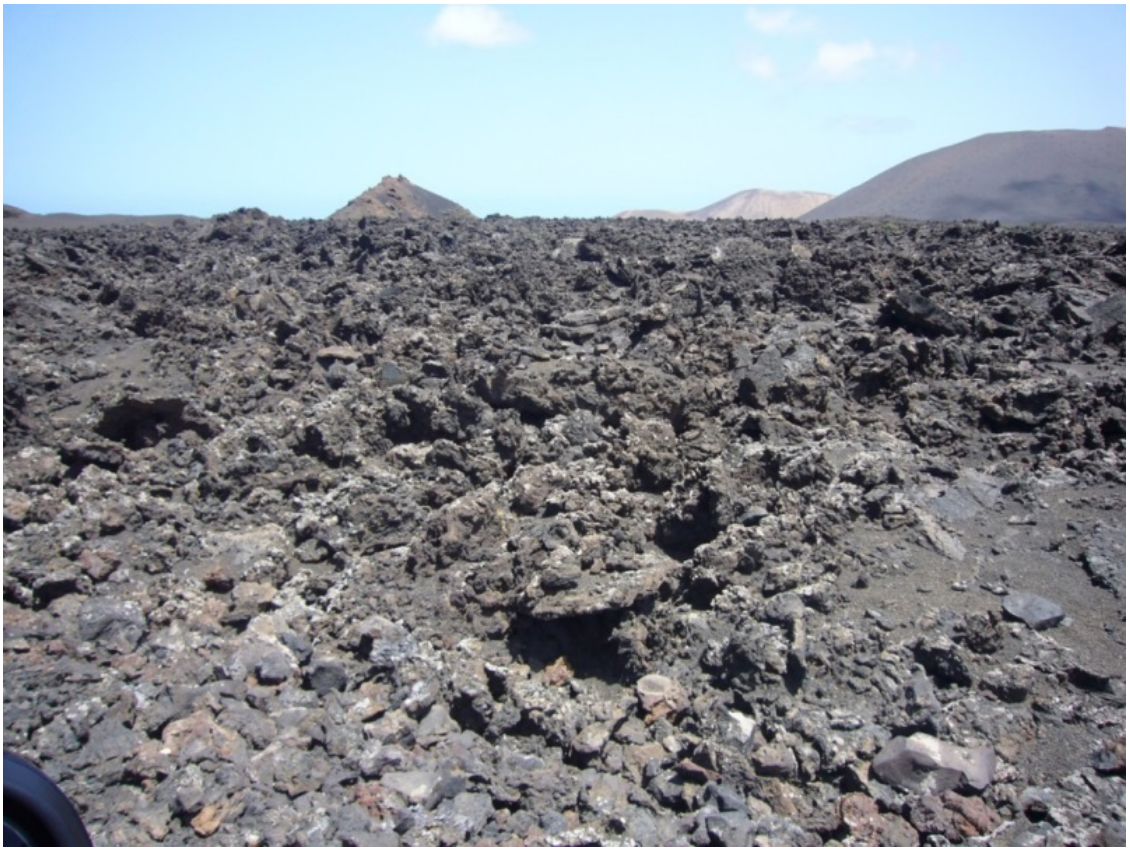


Figura 3.2.26 Malpaís formado por la escoria de la brecha de techo de una gran colada de lava en bloques (a-a) de la erupción de 1724 de Timanfaya, isla de Lanzarote, Islas Canarias (Foto EC, 1975).



Figura 3.2.27 Cavidades en la parte de escoria del techo de coladas volcánicas en bloques (a-a) por vaciado de magma aún fluido y dislocación de partes ya solidificadas cerca de la superficie. E de Gran Canaria (foto EC, 1978).



Figura 3.2.28 Cavidades en la parte de escoria del techo de coladas volcánicas en bloques (a-a) por vaciado de magma aún fluido y dislocación de partes ya solidificadas cerca de la superficie. W de Gran Canaria, en coladas antiguas (Foto de FPT y MCC 2020).

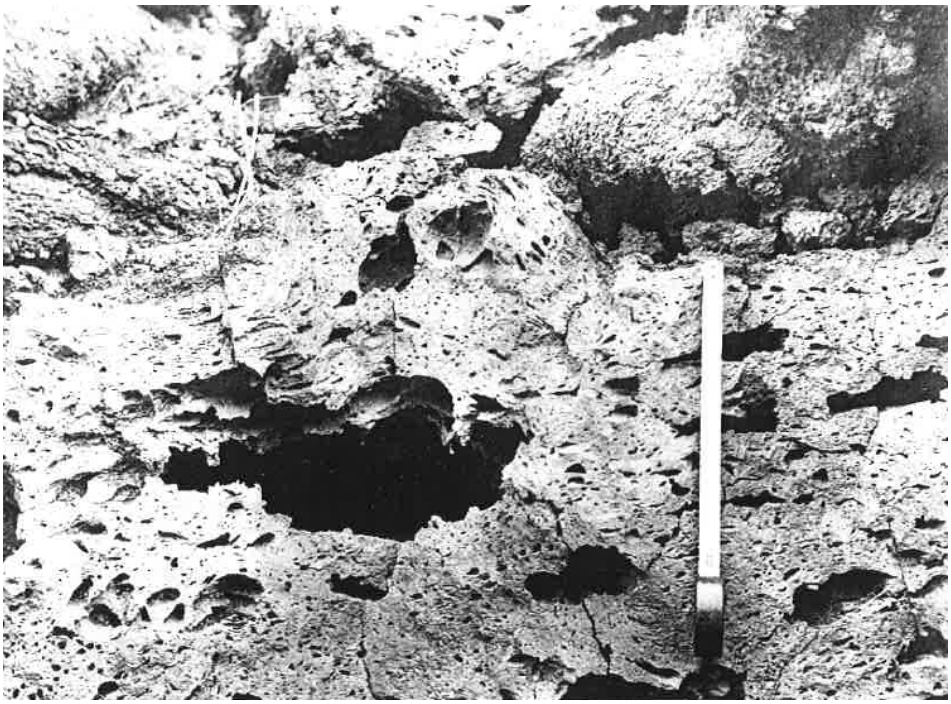


Figura 3.2.29 Detalle de la parte superior de una colada de lava basáltica del volcán Etna, que muestra grandes vesículas y cavidades que habían estado ocupadas por gas volcánico.

El aspecto exterior de las coladas tiene interés hidrogeológico en cuanto a la recarga. Las propiedades hidráulicas dependen más de toda la colada y de cómo unas coladas se agrupan con otras. Hay que considerar como es una colada en vertical.

La situación más general es que, de abajo arriba, una colada consista en una brecha de base generada por en contacto y reptación sobre el terreno frío preexistente. Lo que resulta depende de la humedad del terreno. Encima está la masa de lava que se ha enfriado lentamente, dando origen a una roca masiva, con grietas verticales de enfriamiento, normalmente muy finas, y con mayor cantidad de vacuolas dejadas por el gas que escapa cuanto más cerca de la parte alta. En el techo está la escoria de enfriamiento, que puede ser de casi inexistente (lavas cordadas) a ocupar casi toda la columna (malpaís de gran espesor). Las variaciones de un caso a otro pueden ser muy grandes, así como las deformaciones de flujo, que son tanto mayores cuanto más rápido haya sido el movimiento. Hay adicionalmente algunas estructuras internas. El espesor de una colada es muy variable, desde menos de 1 m hasta varias decenas de m, típicamente de 20-30 m, pero cuando se trata de acumulaciones de lava en un área baja, los espesores pueden ser mucho mayores, con enfriamiento más lento y regular y dando lugar a formas de disyunción columnar por enfriamiento regulares y de tamaño entre decimétrico y métrico.

La Figura 3.2.30 es un detalle típico del espesor de una colada (trap) de un gran derrame basáltico y la Figura 3.2.31 es el detalle de una colada andesítica. El perfil de densidad de la Figura 3.2.32 indica la mayor o menor compacidad de la roca y en especial delata la presencia de tramos con vacuolas del gas que escapó y la parte de brecha.

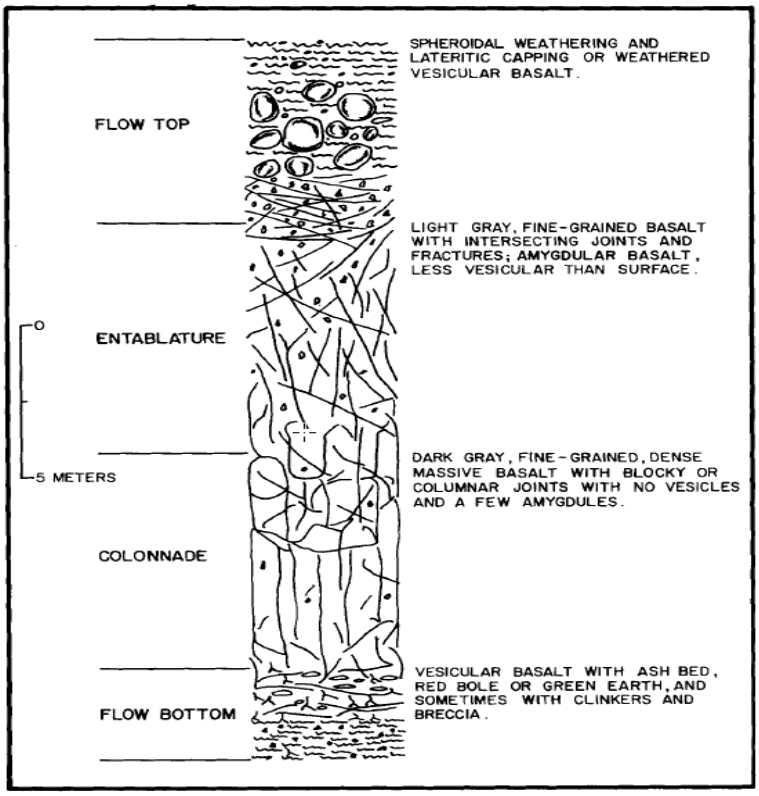


Figura 3.2.30 Esquema característico de una colada basáltica sin depósitos piroclásticos. Traps del Deccan, India (Uhl y Joshi, 1986).

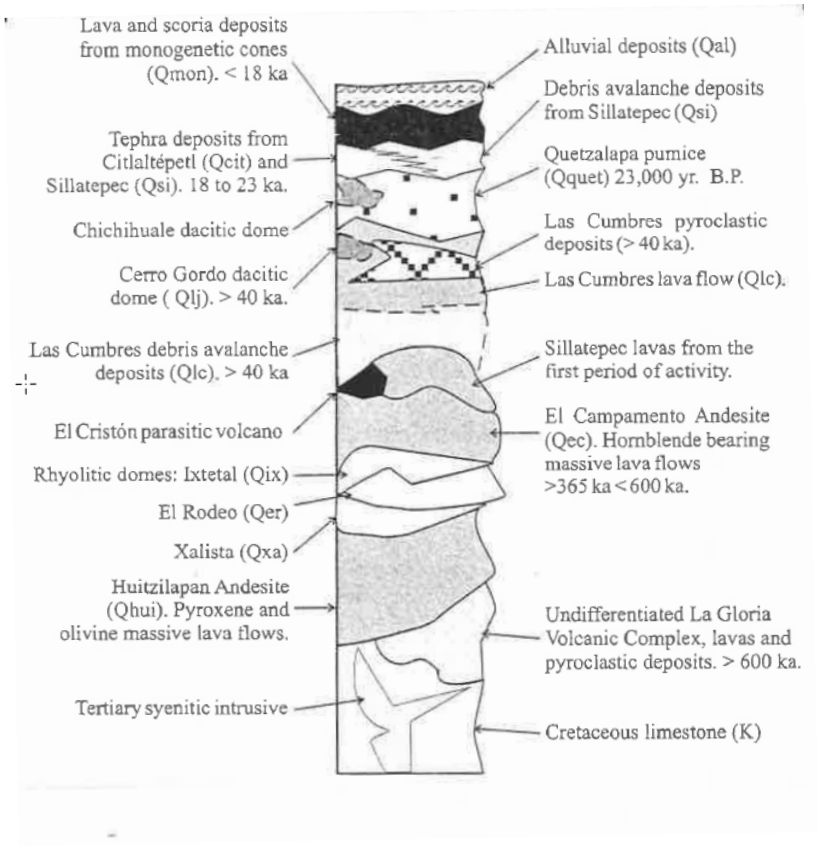


Figura 3.2.31 Corte de una colada andesítica en la Franja Transmexicana (Rodríguez, 2005)

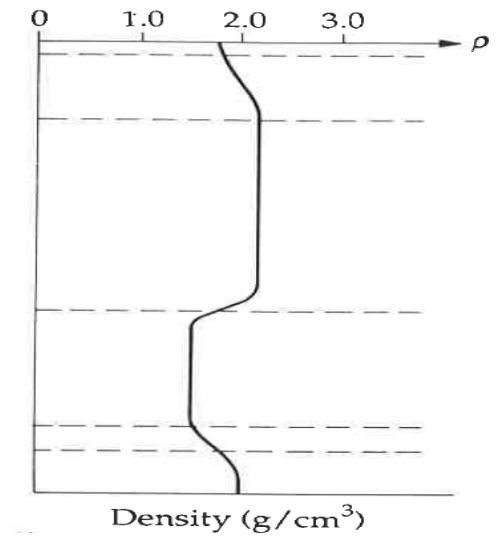


Figura 3.2.32 Variación vertical de la densidad dentro de una colada de lava riolítica con obsidiana. La secuencia de materiales de arriba abajo, separados por líneas de trazos, es brecha de superficie, pumita fina, obsidiana, pumita gruesa, brecha de base y tefra..

Los rasgos descritos son fácilmente observables en cortados y desmontes, es especial cuando la vegetación es escasa (Figura 3.2.33 a 3.2.36).

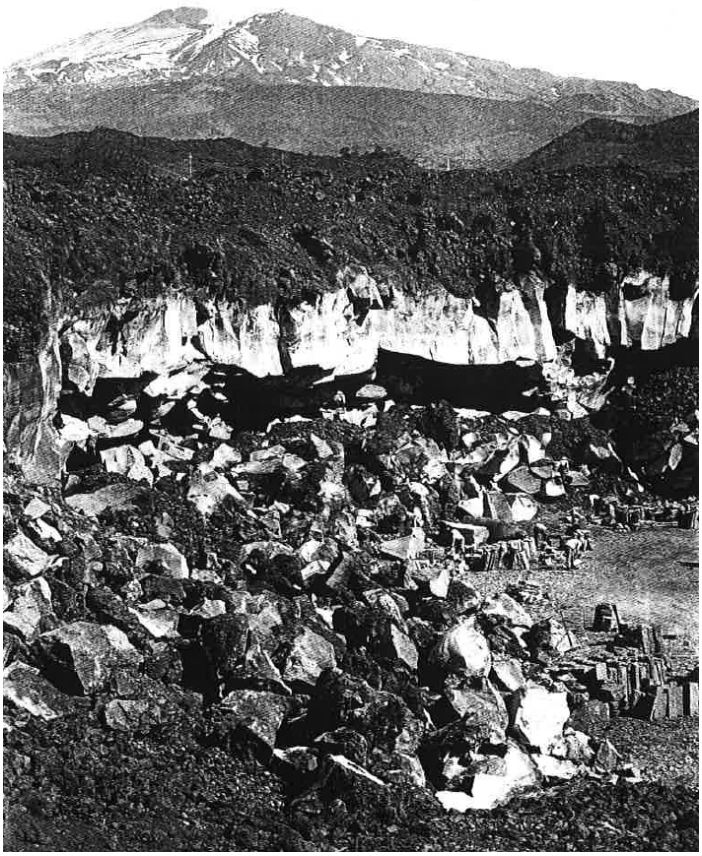


Figura 3.2.33 Colada masiva del siglo XIX del volcán Etna, con la escoria (rubble) del malpaís encima y muchos bloques desprendidos al pie del escarpe.



Figura 3.2.34 Colada de lava basáltica (parte central), con la escoria de techo y la brecha de base que se une a la escoria de techo de la colada subyacente. Ermita de Las Nieves, isla de La Palma, Islas Canarias. La altura de cada unidad es de 1 a 2 m (foto EC, 2014).

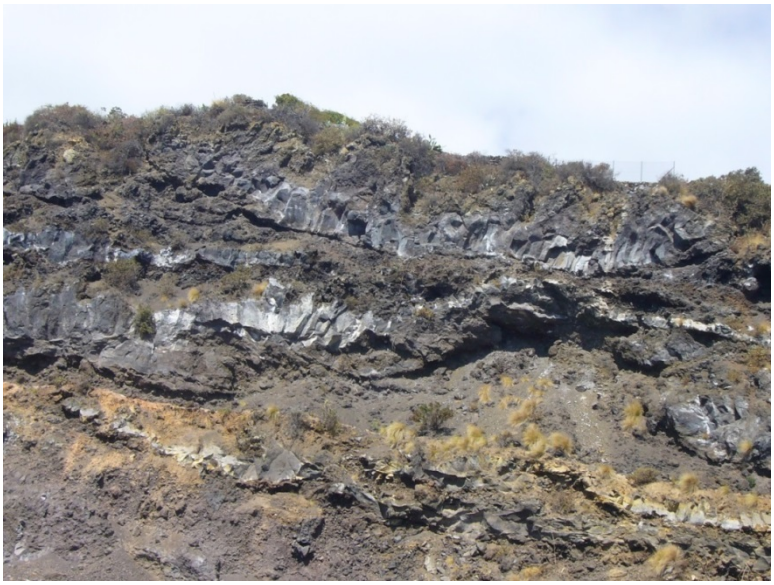


Figura 3.2.35 Apilamiento de coladas basálticas sin apenas presencia de piroclastos intercalados en la secuencia, en el Puerto de Tazacorte, W de la isla de La Palma Islas Canarias, con los lugares de erupción a más de 10 km de distancia (foto EC, 2014).

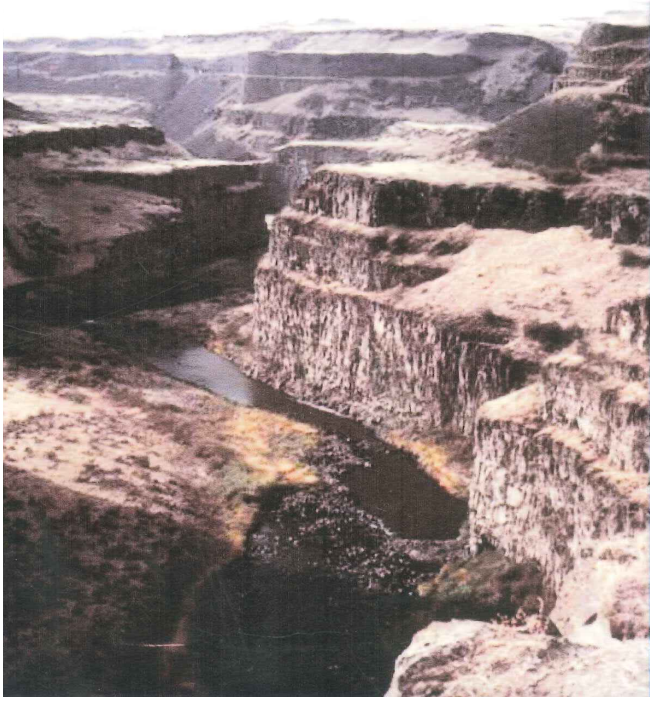


Figura 3.2.35 Apilamiento de coladas basálticas masivas (traps), sin piroclastos proximales. Cañón del rio Columbia (NW USA), tomado de GSV Water Solutions.

Comúnmente, las lavas avanzan a velocidad de algunos pocos km/hora y a veces pueden quedar casi quietas.

3.2.3 Acumulaciones piroclásticas e ignimbritas

Una parte importante de los productos sólidos de edificación de los volcanes es tefra, tanto más cuanto más ácido sea el magna originario y mayor el contenido de gases. Los depósitos derivados (tobas, *tuff*) pueden haber caído fríos o haberse emplazado lo suficientemente calientes como para generar una masa con suficiente fundido como para soldarse total o parcialmente. La tefra (piroclastos) sólida o semisólida puede caer balísticamente (*ash fall*), pero otra parte puede ser arrastrada por flujos de gases. Pueden ser gases muy calientes y con gran movilidad sobre el territorio, como nubes ardientes (*glowing cloud; nuée ardente*) y flujos de cenizas (*ash flow*), que se depositan dando origen a tobas de flujo o ignimbritas. Su movilidad es muy variable dentro de una misma erupción, en función de la densidad y del relieve preexistente (Self y Sparks, 1981; Wood y Fernández, 1988). Las cenizas de caída se segregan por velocidad de caída durante el transporte por el aire. Con el alejamiento se tiene un decrecimiento exponencial de espesor y de tamaño de grano. Los depósitos resultantes pueden jugar un importante papel hidrogeológico.

El tamaño de los piroclastos va desde bloques a ceniza fina y polvo, dando origen a depósitos individuales de espesores desde milimétricos a decenas de metros, inversamente relacionados con el tamaño. Las acumulaciones pueden alcanzar centenas de metros. Los diferentes depósitos tienen designaciones que varían según quien las describe. Pettijohn et al. (2012) proponen el siguiente glosario comentado (en inglés tal como lo escribieron los autores y su traducción al castellano):

Agglomerate: A deposit composed of bombs (material larger than 64 mm) that largely solidified in flight

Aglomerado: Un depósito compuesto por bombas (material de tamaño mayor que 64 mm) que principalmente se solidificó durante el vuelo por el aire

Ash fall: Volcanic debris deposited from the air on land or in water by gravity

Ceniza, toba de caída: detritos volcánicos que se depositan gravitacionalmente desde el aire sobre el terreno o el agua

Ash flow: A turbulent mixture of gas and pyroclastic materials at high temperature that travels swiftly outward and downslope, having been explosively ejected from a crater or fissure. Same as a pyroclastic flow. Glowing cloud

Flujo de cenizas: Mezcla turbulenta de gas y materiales piroclásticos a alta temperatura que se desplaza rápidamente hacia afuera y pendiente abajo, que fue eyectada explosivamente de un cráter o fisura. Es lo mismo que flujo pirocástico. Nube ardiente

Ash flow tuff: Indurated deposit of ash flow

Toba de flujo: Depósito endurecido de flujo (colada) de cenizas

Bomb: Molten material larger than 64 mm ejected from a volcano

Bomba: Material fundido mayor que 64 mm eyectado de un volcán

Debris flow: Loosely speaking, a synonym for mud flow but restricted by some to describe rapid flowage of a high density sediment-water mixture. Generally, contains a large proportion of coarse fragments

Colada de detritos: a grandes rasgos, sinónimo de colada (flujo) de barro, pero que algunos restringen para describir el flujo rápido de una mezcla de sedimento de alta densidad y agua. Generalmente contiene una gran proporción de fragmentos groseros

Ignimbrite: A tuffaceous rock of acidic composition resulting from a nuée ardente type explosion

Ignimbrita: Una roca tobácea de composición ácida que resulta de una explosión tipo nube ardiente

Krakatoan caldera: A collapsed crater formed by a great and rapid outpouring of pumice-fall and especially pumice-flow deposits

Caldera tipo Krakatoa: Cráter de colapso formado por el derrame rápido de pumita de caída y especialmente de depósitos de coladas de pumita

Lahar: Volcanic mudflow composed of volcanic debris

Lahar: Colada de barro volcánico compuesta por detritos volcánicos

Lapilli: Pyroclastic material between 2 and 64 mm

Lapilli, picón: Material piroclástico entre 2 y 64 mm

Nuée ardente: Explosive ejection from volcano or rift produces overriding dust clouds plus a dense basal gravity flow deposit of high temperature

Nube ardiente: Eyección explosiva de un volcán o grieta que produce nubes de polvo en la parte superior más una colada de base gravitacional densa a alta temperatura

Ophiolite: Includes a wide suite of dark greenish, mafic extrusive rocks. Generally same as greenstone. Most commonly formed by submarine eruption and associated with radiolarian chert

Ofiolitas: Amplia secuencia de rocas extrusivas máficas verde obscuro. En general, es lo mismo que greenstone (roca verdosa). Están mayormente formadas por erupciones submarinas y asociadas con sílex de radiolarios

Pumice: Highly vesicular volcanic glass. Porosity commonly exceeds 50 percent. Loosely speaking, a froth of volcanic glass

Pumita: Vidrio volcánico muy vesicular. La porosidad suele ser más del 50%. En palabras llanas, espuma de vidrio volcánico

Pumice flow: A pyroclastic flow composed of pumice. Virtually the same as ash flow

Colada de pumita: Una colada piroclástica compuesta de pumita. Casi lo mismo que flujo (colada) de cenizas

Pyroclastic flow: Includes ash and sand flows

Colada piroclástica: Incluye coladas de ceniza y arena volcánicas

Scoria: Pumice of basic composition and thus having a very dark brown or black color

Escoria: Pumita de composición básica que tiene color marrón muy obscuro o negro

Tephra: Volcanic material of any size transported from a crater through the air

Tefra: Material volcánico de cualquier tamaño transportado desde un cráter por el aire

Tuff-breccia: A breccia of volcanic origin with abundant tuff matrix

Brecha tobácea: Brecha de origen volcánico con abundante matriz de toba

Welded tuff: One that accumulated sufficiently rapidly so that its heat was not dissipated and as a result the debris became plastic enough to be welded together or in some cases to melt and exhibit various types of flow structure

Toba soldada: Toba que se acumula con rapidez suficiente, de modo que no se disipa su calor, de modo que los detritos se vuelven suficientemente plásticos como para soldarse o en algunos casos para fundir y dar lugar a varios tipos de estructuras de flujo.

Según el tamaño de los piroclastos se habla de lapilli para 2^2 a 2^5 mm (4 a 32 mm), cenizas groseras para 2^{-2} a 2^2 mm (0,25-4 mm) y cenizas finas para $<2^{-2}$ mm (0,25 mm). La caída es balística, aunque algunas bombas pueden llegar más lejos si se producen en ellas explosiones internas debidas a los gases contenidos.

La mayoría de las tobas, tanto las de caída como de flujo, en general son de riolita, pero pueden ser también de dacita y andesita, con variable grado de cementación. Las de flujo son obscuras, con tamaños no clasificados y poco estratificadas. Las de caída son claras, clasificadas, estratificadas y se adelgazan al alejarse del lugar de emisión. Tienen diaclasación columnar, en general vertical, que varía entre centimétrica si están bien soldadas y métrica si están poco soldadas, más las diaclasas que corresponden a las tensiones tectónicas regionales y las fracturas horizontales de estratificación de deposición y movimiento al desgasificarse y colapsar durante el enfriamiento. En las tobas hay zonas muy diaclasadas e imbricadas de <1 m de espesor, con mayor conductividad hidráulica y porosidad que el conjunto.

Los piroclastos, piroclastos removidos y materiales volcánicos erosionados y sedimentados, con similares superficies sobre los continentes, se suelen designar también materiales volcanoclásticos. Son más susceptibles a la diagénesis que otras arenas por inestabilidad química y reactividad de granos de estructura: vidrio/pumita, fragmentos pequeños y minerales félsicos y máficos. El material fino es muy poroso y de gran superficie, lo que acelera la diagénesis y promueve la desvitrificación.

El vidrio se altera rápidamente, de modo que normalmente no es más antiguo que el Terciario medio (30 Ma). La alteración da arcillas y zeolitas que precipitan en rellenos de cavidades y agregados microcristalinos de sílice como calcedonia y ópalo como cemento, venas y nódulos y cristobalita en flujos de ceniza y riolitas de grano fino. La ceniza completamente alterada da bentonita (montmorillonita).

Las tobas de caída aérea están bien clasificadas y las de flujo mal clasificadas (Figura 3.2.36).

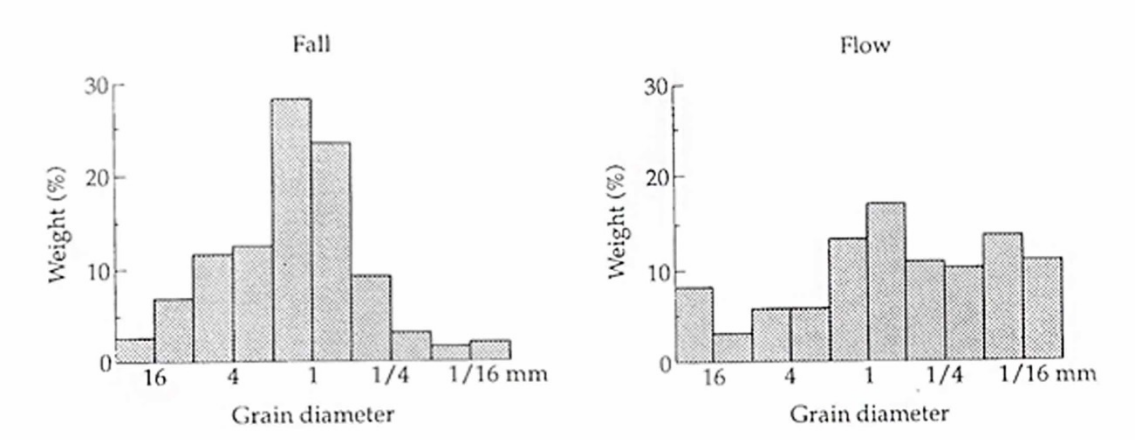


Figura 3.2.36 Tobas bien clasificadas (de caída aérea) y mal clasificadas (de flujo) de las erupciones plinianas del Upper Bandelier Tuff, Nuevo México (Cass & Wright-1987).

Las nubes ardientes, que se mueven a gran velocidad, tienen suficiente energía cinética para saltar por encima de pequeños obstáculos y cubrir más territorio que las coladas de lava (Figura 3.2.37), suavizando más el relieve previo. Allí donde hay mayor espesor de depósito es posible que el calor funda o ablande la zona central, dando lugar a tobas soldadas (Figura 3.2.38). La Figura 3.2.39 muestra un recubrimiento reciente de ceniza de caída sobre depósitos volcanoclásticos anteriores y la Figura 3.2.40 una acumulación piroclástica (lapilli) de ladera de un volcán, parcialmente endurecida por alteración de la parte vítrea.

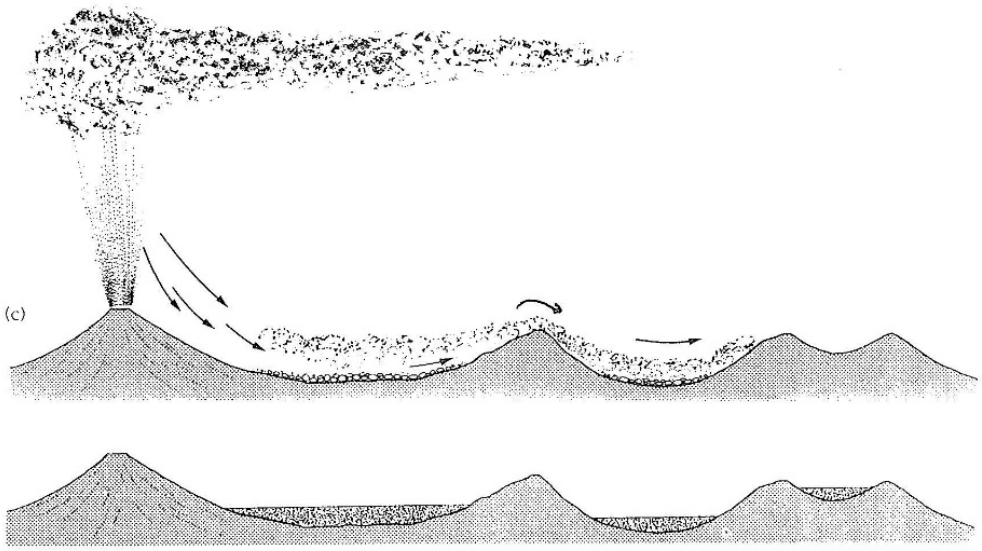


Figura 3.2.37 Explicación simplificada de cómo una erupción de nube ardiente densa se extiende sobre el terreno y es capaz de remontar pequeñas elevaciones debido a la energía cinética, dejando al enfriarse un conjunto de depósitos discontinuos y con posibles pequeñas diferencias de altitud.

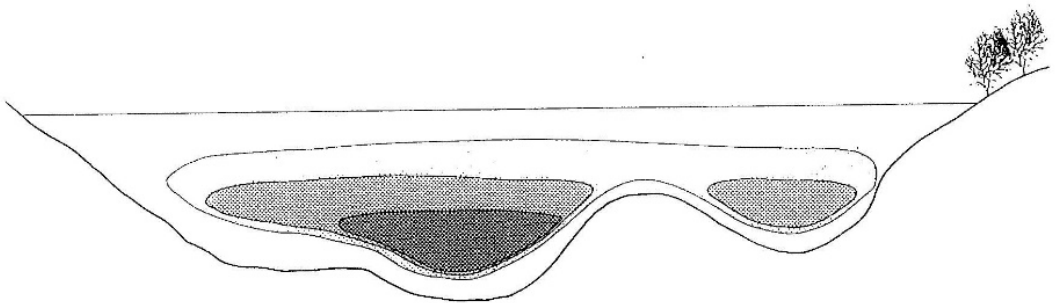


Figura 3.2.38 Dibujo esquemático de la formación de un depósito ignimbrítico tras el enfriamiento de una colada de cenizas ardientes. Cuanto más obscuro, mayor grado de soldadura de la toba, desde no soldada a soldada, compacta y vítrea donde el espesor es mayor.



Figura 3.2.39 Depósitos de cenizas asociadas a erupciones relativamente recientes a unos 10-30 km de distancia. El ambiente árido dominante retrasa la meteorización y esto favorece que se pueda producir recarga por la precipitación. Área de Collacagua, Altiplano Andino, Región de Tarapacá, N de Chile (foto EC, 2011).



Figura 3.2.40 Tobas de caída en el NW de Gran Canaria. La coherencia del lapilli (picón) es por alteración y quizás por una débil unión al caer la tefra aún caliente, aunque la estructura colapsa si se la somete a presión diferencial (foto EC, 1978).

Las coladas de tefra a 600-700 ºC se mueven a velocidad de hasta 400 km/h. El recorrido de las nubes ardientes conocidas no llega más allá de 35 km, pero las ha habido mucho más extensas, hasta más de 150 km. El gran recorrido es a causa del lecho fluidizado por gas a presión en la base más una fluidización acústica (Valentine et al., 2011). Las cenizas finas pueden llegar a centenares de km y dejar hasta 1 m de espesor a 300 km (Flink y Keffer, 1993).

La zona volcánica cuaternaria de Taupo, en Nueva Zelanda, tiene la mayor producción de riolitas conocida. Existen al menos 34 extensas formaciones de ignimbritas, de 39 a 1000 km^3, salidas de 8 calderas desde hace 1,6 Ma. La ignimbrita Kidnapers, de hace 1 Ma, la mayor de ellas, se puede seguir ⩾385 km (Wilson et al., 1995).

La erupción ignimbrítica del Mount Merapi, Java, de 2006, se pudo seguir con detalle mediante el satélite IKONOS. Se trata de un flujo piroclástico de bloques y cenizas, de crecimiento y colapso del domo volcánico. El material más grueso fluyó cerca del terreno y el más fino ascendió como una nube de cenizas (co-ignimbrita, nube Phoenix) de 50 m de altura, 250 a 500 m de ancho y longitud de 500 m (Liew et al., 2008). Cruza una divisoria de flujo. El material está muy poco clasificado, con bloques dispersos de 1 a 4 m de tamaño y origina lahares.

El volcanismo submarino guarda ciertas similitudes con el subaéreo, aunque sus formaciones carecen de interés hidrogeológico desde el punto de vista que del presente trabajo, salvo que por elevación hayan emergido. Las coladas de suspensiones de material particulado en gas (en lecho fluidizado) salidas de las dorsales centro-oceánicas fluyen por el fondo marino, a veces a más de 100 km/h. Tienen un enfriamiento rápido y se sedimentan en el fondo para dar flujos de turbidez densos, mejor clasificados que los subaéreos. La pumita y lapilli silíceos flotan al ser muy porosos con vacuolas cerradas y se dispersan, hasta que se hunden tras su alteración y saturación y caen cubriendo un área extensa del fondo del mar, según la corriente marina. Pueden dejar depósitos de hasta 12 m de espesor, la mitad inferior con bloques y flujo basal de detritos, una zona de transición y la mitad superior de depósitos de caída. Los piroclastos con pumita que no flotan, a >700 ºC se saturan con vapor de agua, el agua condensa y produce un vacío que rompe la estanqueidad. A <100 ºC no se forma vapor. Se pueden llegar a formar pseudoislas temporales en el océano. Las rocas flotantes aparecieron en la erupción submarina de 2017 del SE de la Isla de El Hierro (Islas Canarias) y se las denominó restingolitas por la población costera próxima de La Restiga.

En el fondo submarino de la fosa volcánica de Costa Rica, a 1562 m de profundidad, bajo el fondo marino se encuentran:

0-250 m: sedimentos
250-300 m: lava acumulada y coladas hasta 75 m espesor, permeable
320-500 m: capas y coladas marinas, algunas almohadillas casi sin fluir, permeable
550-1000 m: capas y coladas masivas con algunas almohadillas
1000-1050 m: transición, contactos intrusivos subverticales, brechas mineralizadas
1050-1400: m: complejo plutónico y diques-capa

La formación de volcanes submarinos se ha podido constatar con los procedimientos modernos de observación del fondo submarino (Figura 3.2.41).

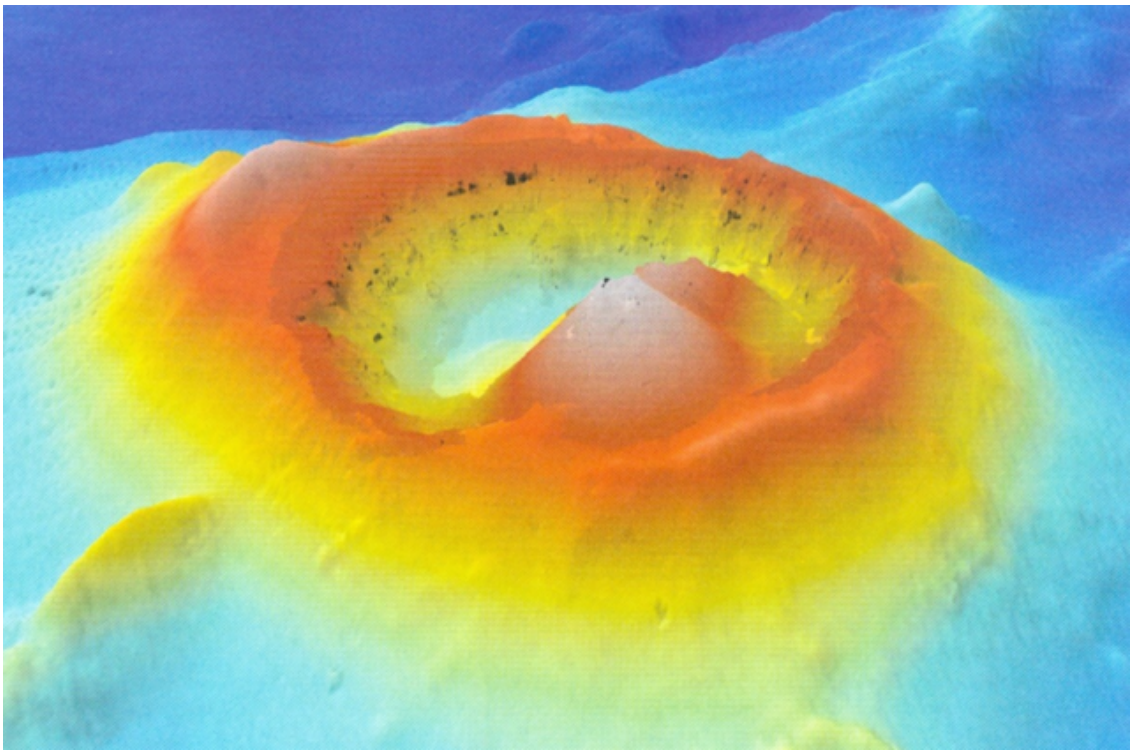


Figura 3.2.41 Imagen 3-D del volcán submarino (seamunt) Brothers, que muestra la parte superior. La imagen se ha obtenido combinando el sonar multihaz desde un barco con el sonar multihaz AUV dentro de la caldera y por encima de la cima del cono, que está a una profundidad de 1200 m (Baker et al., 2012).

3.3 Componentes asociados a la edificación volcánica

3.3.1 Introducción

Los edificios asociados al volcanismo están dominados por acumulaciones (apilamientos) de lavas y piroclastos, que es la parte del magma que ha salido al exterior. Otra parte del magma ha quedado en profundidad, en general la mayor parte, dando origen a rocas de enfriamiento muy lento, cristalinas, que además han modificado las otras rocas existentes, mediante metamorfismo térmico y geoquímico. Esta parte ígnea no se considera aquí, salvo en afecte directamente a los edificios volcánicos. Normalmente son los conductos de salida de magma, que forman diques e intrusiones, que en posiciones próximas a las cámaras magmáticas pueden ser muy abundantes y una parte importante de la roca que aflora cuando la erosión ha desmantelado lo que estaba encima. Otros rasgos a considerar son la alteración de la roca volcánica por fluidos calientes y la acción térmica de las coladas de lava sobre el terreno sobre el que han fluido y se han acumulado.

3.3.2 Diques, diques horizontales y domos volcánicos

Los diques volcánicos son el resultado de la solidificación del magma ascensional que ha alimentado a las formaciones volcánicas en superficie, existentes o ya desaparecidas por erosión o deslizamientos. Aunque en superficie el volcanismo se haya manifestado en puntos discretos, en profundidad el magma salió por fracturas alargadas, a veces extensas. En el camino de salida, el magma y lo que queda del mismo una vez enfriado, el dique, puede haber atravesado diversas formaciones, incluidas las no volcánicas, con una disposición dominantemente vertical, pero adaptada a la resistencia de cada una de las capas a atravesar. Un dique puede mantenerse único, aunque con ancho y espesor variables, pero a veces se puede dividir en ramales. La frecuencia de diques es tanto mayor cuanto mayor es la proximidad a las franjas de efusiones volcánicas y mayor la profundidad. Las coladas de lava e ignimbritas lejanas carecen de diques. Cuando los diques se emplazaron, las temperaturas eran elevadas y posiblemente con abundancia de gases volcánicos, lo que favorece alteraciones de la roca de caja, sea esta volcánica o no.

Los diques pueden tener un papel geotécnico importante en la estabilidad de los edificios volcánicos, tanto reforzándolos como creando condiciones para que se formen planos de deslizamiento, según su naturaleza, orientación y alteración. El papel hidrogeológico puede ser tanto de barrera como de vía preferente de flujo, como es conocido en las islas Canarias, Madeira y Hawaii, o no jugar ningún papel relevante, como en las extensas formaciones volcánicas de los ríos Colorado y Snake y los piroclastos de Nevada, en el W norteamericano. Esto se comenta en la Sección 3.6.6.

Las Figuras 3.3.1 a 3.3.4 muestran algunos ejemplos de diques volcánicos.



Figura 3.3.1 Dique de composición basáltica atravesando basaltos alterados del escudo de la isla de Gran Canaria, en la costa WNW de Agaete-La Aldea (foto EC, 1975).



Figura 3.3.2 Dique atravesando un apilamiento de coladas basálticas con depósitos piroclásticos intercalados.



Figura 3.3.3 Diques atravesando un apilamiento de coladas basálticas con depósitos piroclásticos intercalados menos coherentes. La erosión diferencial los realza como paredes verticales.

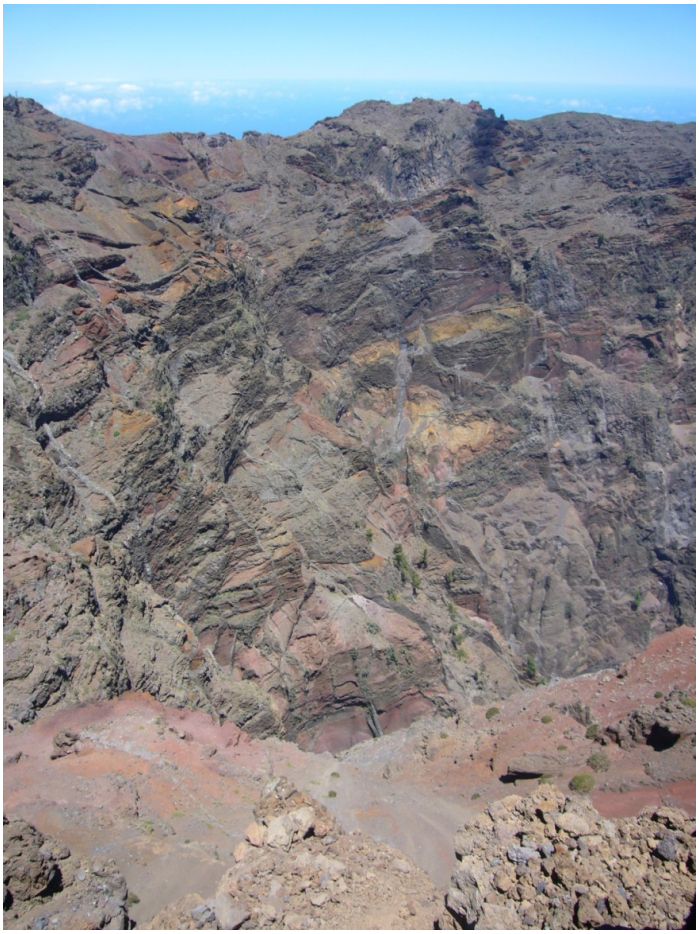


Figura 3.3.4 Fondo de la Caldera de Taburiente, en la isla de La Palma, Islas Canarias. Es un cortado de más de 500 m que expone la parte interior del volcán del N de la isla, con una profusa intrusión de diques y con materiales del escudo volcánico alterados, lo que forma un núcleo de muy baja permeabilidad. En la parte superior, el núcleo está cubierto por depósitos de lavas y piroclastos recientes, que no aparecen en la foto al desarrollarse hacia el exterior del estratovolcán (foto EC, 2015).

Cuando es más fácil que el magna se inyecte entre capas profundas que ascender hasta la superficie, se pueden formar grandes diques horizontales (diques-capa, diques concordantes, *sills*), que sólo son visibles si la erosión los ha exhumado o han sido cortados por perforaciones. Si estos diques son forman lacolitos. Si el estado tensional del terreno es apropiado y la topografía es alta, la gran densidad del magma favorece la formación de diques horizontales (Figura 3.3.5). Como su enfriamiento ha sido lento, están mejor cristalizados que las lavas y la parte superior de los diques y tienen disyunción columnar vertical apretada y con fisuras muy estrechas.

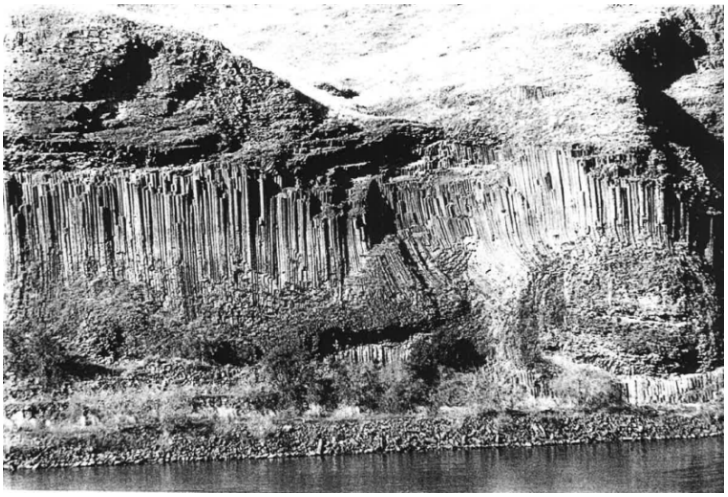


Figura 3.3.5 Dique horizontal (sill)

Con lavas viscosas y frías se puede formar un tapón semisólido que impide la salida del magma (Figura 3.3.6). El progresivo aumento de la presión de los gases atrapados puede acabar levantando el tapón, seguido de una erupción violenta, que puede ir acompañada de nubes ardientes. El tapón puede destruirse o quedar in situ y luego resaltarse en el relieve como un pitón o domo (*neck, butte*) cuando la erosión desmonta los materiales que lo rodean. Es una situación local (Figura 3.3.7), pero que puede tener un extenso enraizamiento y por lo tanto afectar hidrogeológicamente.

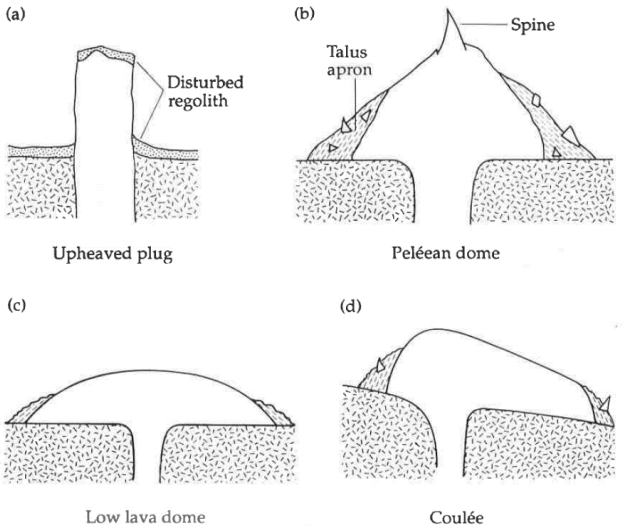


Figura 3.3.6 Salida de lava viscosa de un volcán.



Figura 3.3.7 Pitón a modo de domo erosionado, asociado a efusiones volcánicas traquifonolíticas viscosas. Roque de Agando. Isla de La Gomera, Islas Canarias (foto EC, 1982).

3.3.3 Cráteres, calderas volcánicas y mares

En los lugares de salida de magma de los volcanes se producen frecuentes emisiones violentas a causa del escape de gases, pequeños deslizamientos. Cuando hay fundido libre se puede producir el hundimiento de las paredes frías, más densas, en la masa incandescente, como sucede en el volcán Kilauea (Isla Grande de Hawaii, Figura 3.3.8) y posiblemente en el volcán Estrómboli, en las Islas Eólias (Francia et al., 1993). El resultado es la formación de un cráter, unas veces casi circular y con bordes a similar altura y otras irregular y decantado hacia un lado. Los conos de tefra suelen ser asimétricos, en parte por acción del viento que arrastra y empuja y hace que el borde más alto esté a sotavento. En ausencia de fundido, el cráter puede ser más o menos profundo según la violencia de las erupciones y la velocidad a la que se produce el relleno por desprendimientos. No es raro que dentro de un cráter de algunos hm de diámetro que corresponde a actividad intensa se encuentre un cono menor con cráter que emite tefra de menor tamaño y tiene depósitos originados por los gases que escapan. El interés hidrogeológico es escaso, salvo como posible origen de solutos depositados por los gases.



Figura 3.3.8 Cráter con lago de lava fluctuante en el volcán Kilauea, isla de Hawaii.

Cuando las erupciones son más violentas, en especial a causa de un magma con alta concentración de agua, como en las erupciones freatomagmáticas, se puede formar un hueco mayor, denominado caldera, de más de 1 km de diámetro y profundidad bajo los bordes de hasta algunos centenares de metros. Las Figuras 3.3.9 a 3.3.15 muestran algunos ejemplos.



Figura 3.3.9 Cráter reciente del volcán Popocatépetl, Ciudad de México.



Figura 3.3.10 Cráter calderiforme circular simétrico del volcán Pico do Fogo (2829 m de altitud), Ilha do Fogo (476 km2), archipiélago de Cabo Verde. Foto de 2014.

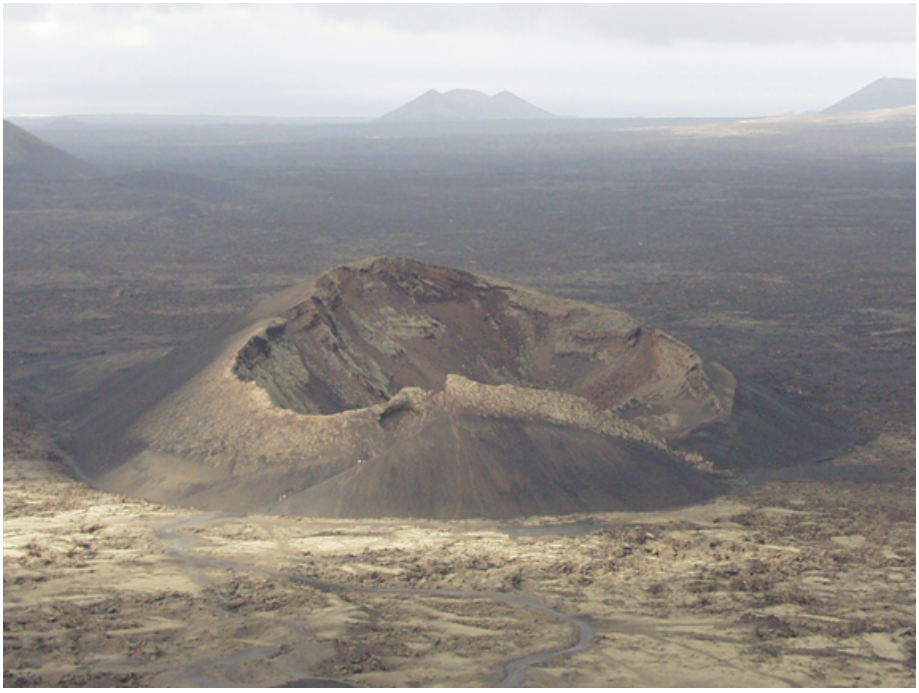


Figura 3.3.11 Caldera de los Cuervos, Timanfaya, isla de Lanzarote, Islas Canarias, formada al inicio de las erupciones que comenzaron en 1730 (Carracedo y Tilling, 2003).

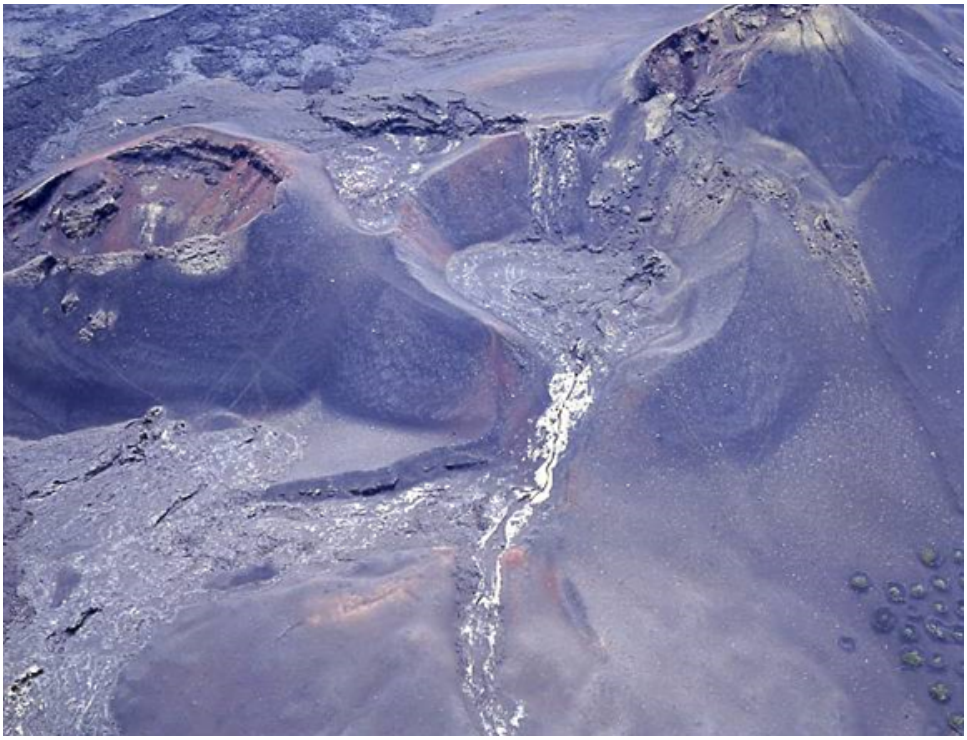


Figura 3.3.12 Cráter de Pico Partido, Timanfaya, isla de Lanzarote, Islas Canarias, de la erupción de 1730 (Carracedo y Tilling, 2003).

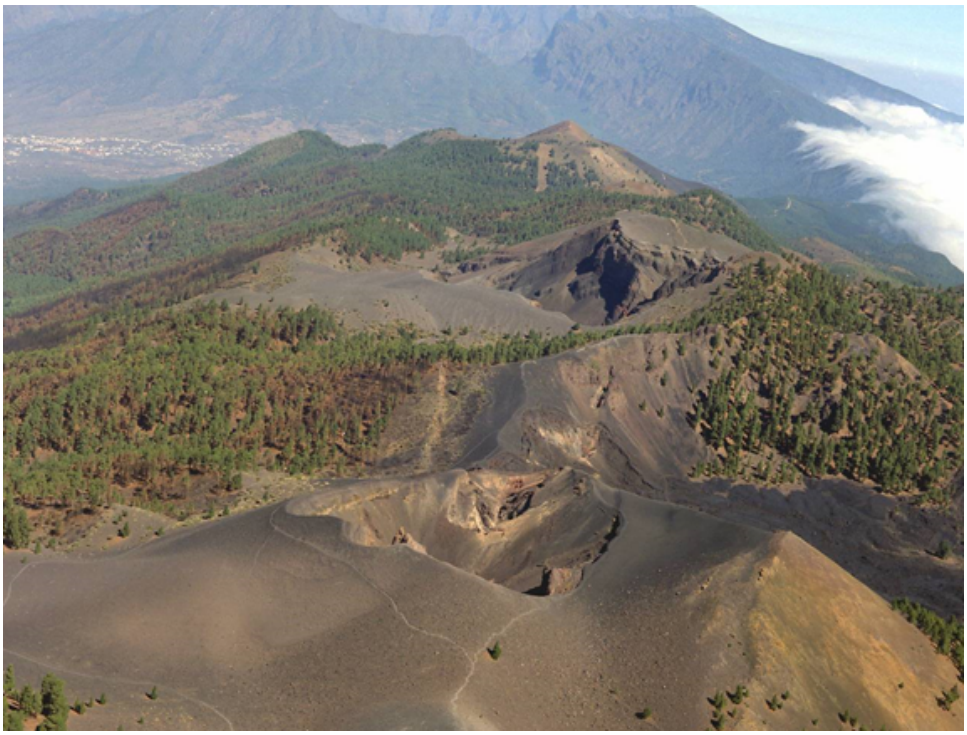


Figura 3.3.13 Cráteres en tefra de los volcanes Duraznero (primer plano) y Hoyo Negro (segundo plano) de la erupción de 1949 en la isla de La Palma, Islas Canarias (Carracedo y Tilling, 2003).



Figura 3.3.14 Erupción del volcán Teneguía, en 1971, en la isla de La Palma, Islas Canarias (Carracedo y Tilling, 2003), con formación de un cráter asimétrico por efecto eólico sobre la caída de tefra.

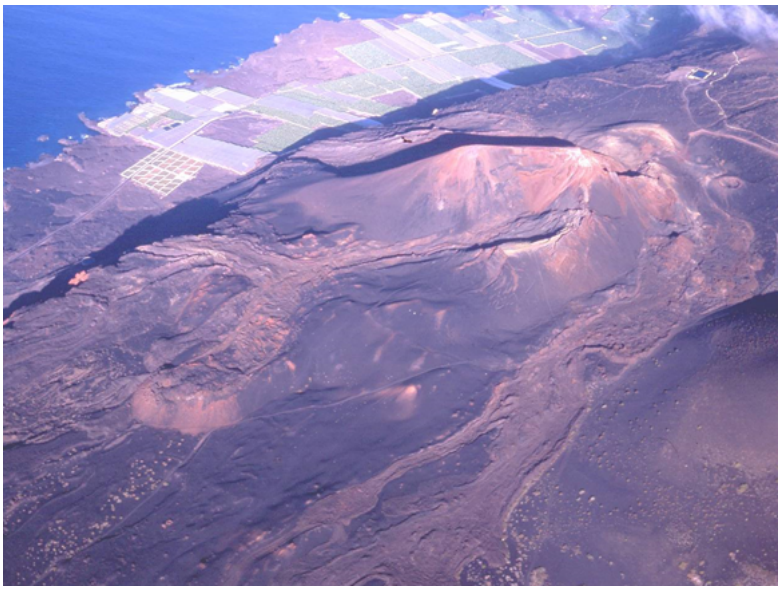


Figura 3.3.15 Resultado de la erupción de 1971 del volcán Teneguía, isla de La Palma, Islas Canarias (Carracedo y Tilling, 2003), con cráteres muy desdibujados por la deposición de tefra.

En erupciones relativamente violentas, la forma y rapidez de escape de los gases tiene un importante papel en los resultados. En la Figura 3.3.16 se esquematiza la salida eruptiva desde una cámara magmática, en la Figura 3.3.17 la separación del gas en una chimenea volcánica y en la Figura 3.3.18 el posible relleno posterior. El proceso de relleno puede disminuir la permeabilidad de los materiales. Esto parece haber sucedido en la isla de Miyakejima (Japón) como consecuencia de las explosiones freatomagmáticas que causaron la mayoría de los cráteres existentes. Es posible que tras la explosión y salida rápida del contenido en la chimenea, esta quede vacía y no se derrumbe, al menos la parte superior, en cuyo caso se tiene un a modo de pozo natural, que en Canarias se denomina sima. Apenas tiene interés hidrogeológico. El relleno de una chimenea da origen a un diatrema.

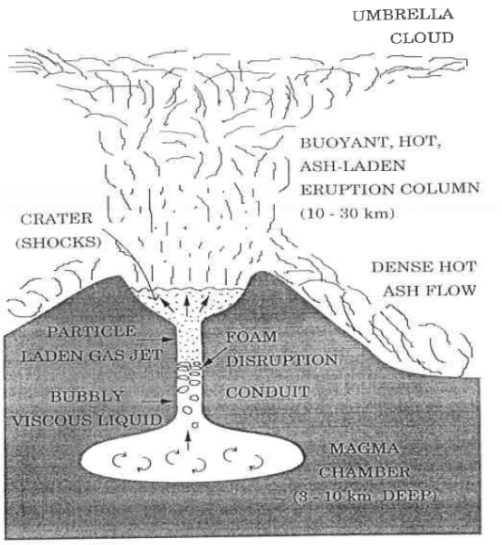


Figura 3.3.16 Vaciado explosivo de una cámara magmática somera con efecto de separación de gases (Woods, 1995).

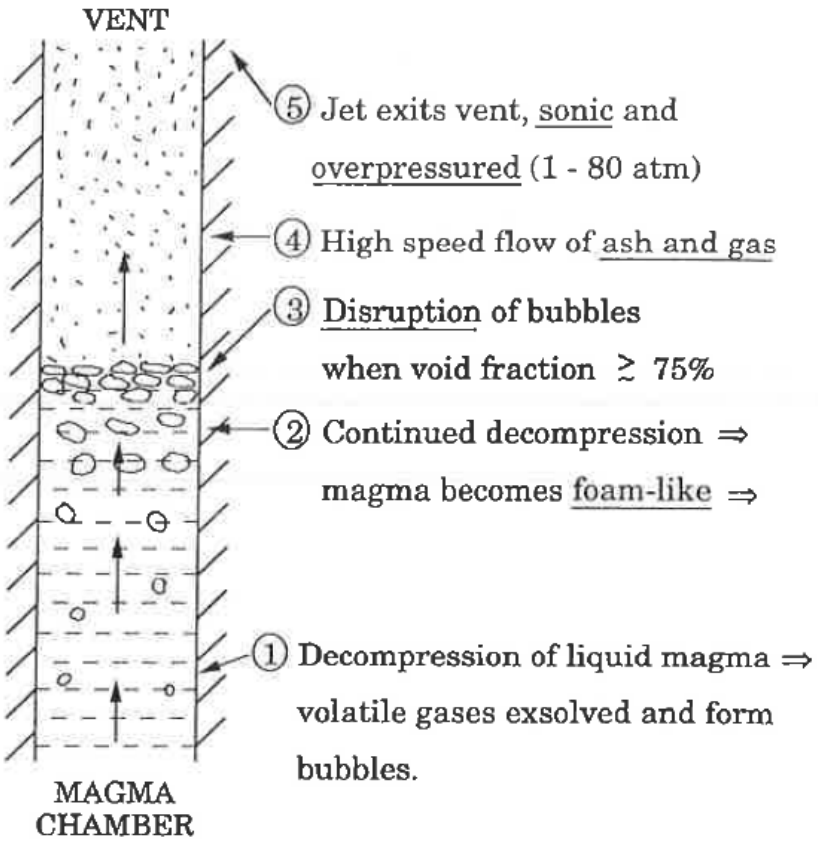


Figura 3.3.17 Procesos dinámicos de detalle que actúan en una chimenea volcánica con progresiva separación de gases (Woods, 1995).

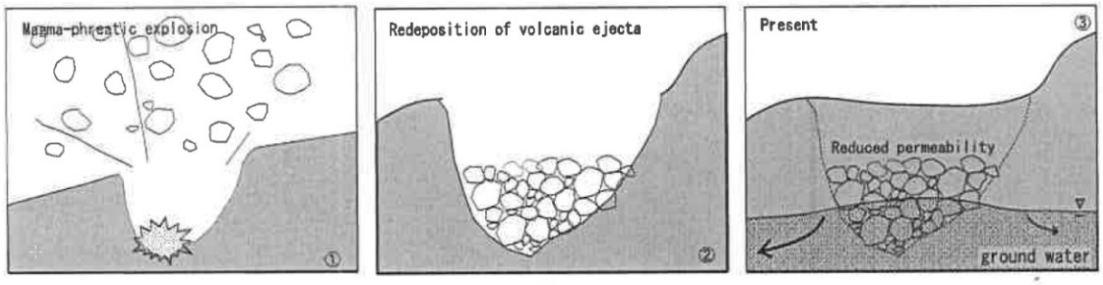


Figura 3.3.18 Relleno del cráter de una erupción explosiva tras el evento. Hay muchas posibilidades reales.

Las acomodaciones del terreno durante una erupción volcánica a causa de la salida de masa suelen crear agrietamientos, permanentes o temporales, que pueden ser anchos y profundos (Figura 3.3.19)



Figura 3.3.19 Formación de grandes grietas asociadas a la erupción de 1949 del volcán de San Juan, isla de La Palma, Islas Canarias (foto Bonelli Rubio, en Carracedo y Tilling, 2003).

Tanto los cráteres como las calderas de explosión pueden penetrar hasta el nivel freático o el nivel del mar, en cuyo caso en su fondo aparece un lago, al que se le suele denominar maar. También se forman maares cuando se acumula la precipitación atmosférica en el impluvio, con una aportación que supera a la evaporación más la infiltración (Figuras 3.3.20 y 3.3.21). En clima semiárido y árido con fondos relativamente permeables no se llega a formar un maar y la depresión se mantiene seca permanentemente o temporalmente (Figuras 3.3.22 y 3.3.23). Pero los arrastres de material fino y en especial la generación de materia orgánica en las laderas y después en el propio lago, progresivamente reducen la permeabilidad de fondo y de las orillas y se puede estabilizar un maar. Estos son rasgos muy característicos del volcanismo con tefra en clima templado y terrenos vegetados, como los maares del centro de Alemania (de donde viene el nombre) y del Macizo Central francés, en Auvernia.



Figura 3.3.20 Área lacustre de Sete Lagoas en la isla de São Miguel, Islas Azores.



Figura 3.3.21 El volcán Taal, a unos 50 kilómetros de Manila, Filipinas, y maar en su centro.



Figura 3.3.22 Caldera de Bandama en el NE de la isla de Gran Canaria. Se distingue el Barranco de las Goteras, la caldera de explosión freatomagmática y el volcán de Bandama asociado a la formación de la caldera hace unos 2000 años. El fondo de la caldera aún no tiene sedimentos de baja permeabilidad por arrastres de materiales finos y vegetales ya que el ambiente es semiárido. El nivel freático está muy profundo. Por eso no existe un maar (lago).



Figura 3.3.23 Caldera de explosión reciente (2000 años), en parte freatomagmática. Caldera de Los Marteles, E de Gran Canaria. Fondo aún permeable. En la porción de la parte anterior de la fotografía existen grietas de compactación (Foto EC, 2015).

3.4 Destrucción de los edificios volcánicos

3.4.1 Introducción

El volcanismo es esencialmente una acción de creación de relieve, no sólo en cuanto a los volcanes como elevaciones cónicas aisladas o a lo largo de fracturas geológicas, sino también de extensión por el territorio. Este último aspecto suele ser el de mayor importancia hidrogeológica. Pero el efecto positivo en el relieve se modifica por destrucción, bien sea por acciones en profundidad como por efectos gravitacionales y erosivos en superficie. No se trata de procesos simples ya que se combinan las acciones creadoras (positivas) con las destructivas (negativas), de modo que nuevas efusiones rellenan el espacio dejado por destrucciones precedentes. No obstante, los procesos intensos iniciales que afectan a grandes volúmenes y superficies relativas, en el transcurso del tiempo geológico son cada vez menores y el resultado pasa de estar dominado por la construcción al dominado por el desmantelamiento y, lo que son afecciones generalizadas que tienden a alisar el relieve a gran escala, pasan a localizarse en rasgos cada vez más locales del relieve, tales como el relleno parcial de barrancos y depresiones.

3.4.2 Deslizamientos

En el siglo XIX se produjeron 4 o 5 grandes deslizamientos terrestres en relación con el volcanismo, de unos 100 hm^3 y unos 200 menores, del orden de 500 hm^3. Suelen ir acompañados de erupciones violentas. Se encuentra una relación entre deslizamientos y actividad volcánica intensa (Hürlimann et al, 1999; 2000; Martí et al., 1997). Hay grandes deslizamientos submarinos, de hasta 20.000 km^3 y recorridos de >140 km (Hampton, 1996).

Las grandes pendientes en edificios de poca coherencia interna favorecen que se produzcan deslizamientos importantes sobre fallas lístricas. Los desencadenantes más frecuentes son el aumento de las pendientes por inyección interna de nuevo magma (Figura 3.4.1), los seísmos, la erosión por eventos singulares de lluvia y en general por una combinación de los mismos. A ellos se pueden unir efectos antrópicos de deforestación, incremento de humedad por saneamiento de áreas urbanizadas (fugas de redes, vertido de aguas usadas) y excavaciones y movimientos de tierras. La Figura 3.4.2 es una ilustración simplificada.

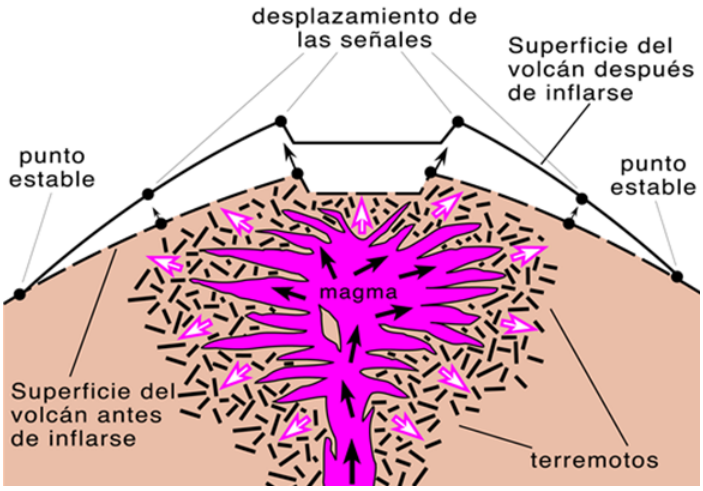


Figura 3.4.1 Esquema de cómo la inyección de nuevo magma hincha y deforma a un volcán, aumentando el riesgo de deslizamiento (Carracedo y Tilling, 2003).

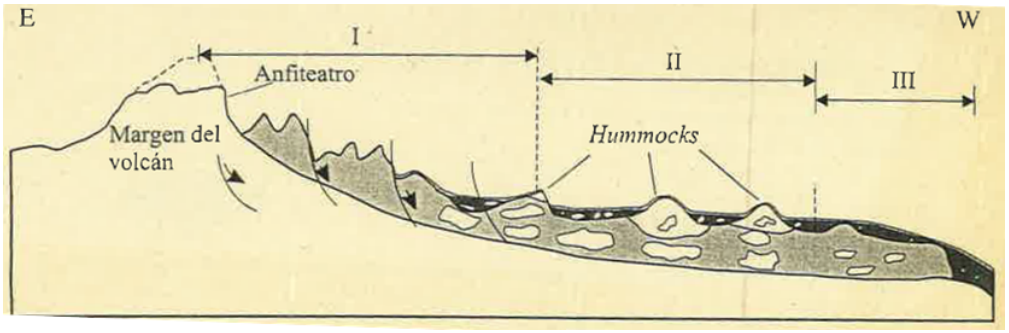


Figura 3.4.2 Esquema longitudinal de deslizamiento de ladera de un volcán con los materiales deslizados (depósitos de avalancha), que incluyen piroclastos de caída (gris), ignimbritas (negro) y bloques, con montículos (hummocks) que las ignimbritas no acaban de recubrir. Se puede distinguir tres zonas: I: zona próxima a la caldera, donde se muestra el anfiteatro y grandes bloques y fallas normales dentro de la avalancha; II: zona media, donde se observa mejor desarrollada la fracturación en bloques y III: zona distal, donde se observa el material más molido y de menor tamaño.

En general se puede distinguir:

I: Zona proximal. Fallas y desplazamiento corto de mega bloques

II: Zona media: Montículos altos; grandes bloques con fracturas en rompecabezas bien desarrollado y poca matriz entre bloques

III: Zona distal. Fragmentos de roca más pequeños, montículos más bajos y mayor cantidad de matriz entre bloques.

La Figura 3.4.3 muestra la secuencia de generación de un deslizamiento. El deslizamiento puede ser de origen interno, por actividad volcánica, como esquematiza la Figura 3.4.4. Acontece una o dos veces en la vida de un volcán, pero a veces son mucho más frecuentes si el aporte de magma es intenso y mantenido. Tal es el caso del Mount St. Agustine (Béget y Kienie, 1999), uno de los numerosos volcanes activos del S de Alaska. En el caso de islas o localidades costeras, los materiales deslizados quedan generalmente en posición submarina (Figura 3.4.5).

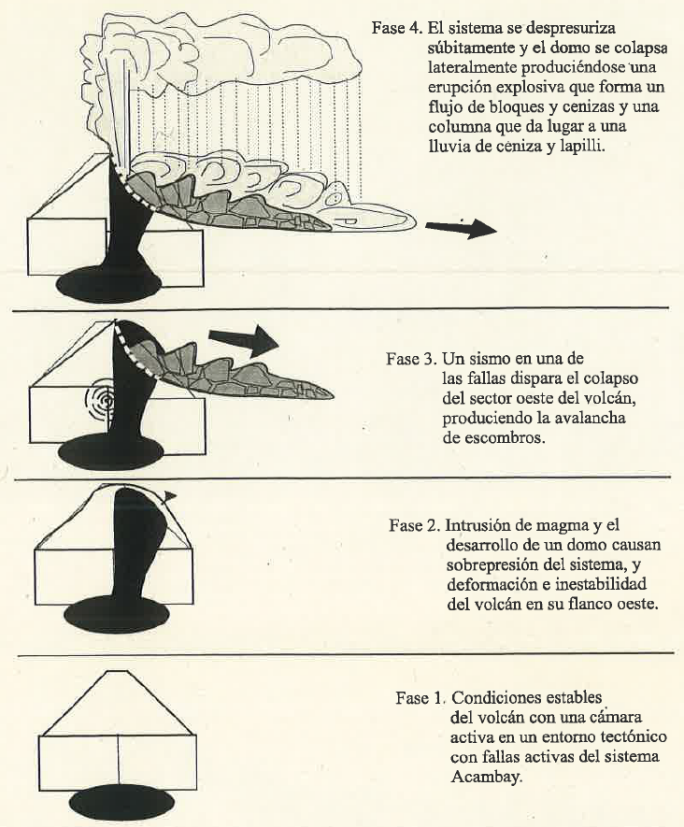


Figura 3.4.3 Modelo esquemático de la evolución de la avalancha de escombros de Temascalcingo (México) y erupción explosiva que le siguió (Roldán-Quintana et al., 2011).

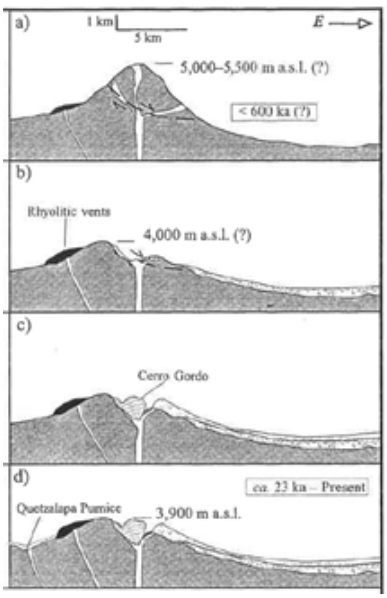


Figura 3.4.4 Etapas sucesivas de generación de un deslizamiento por causas internas de un volcán de lava viscosa que se reactiva. Volcán de Las Cumbres, Puebla, México: a) aspecto probable del volcán antes del colapso del flanco E: predomina la actividad efusiva, con coladas de lava viscosa y extrusión de domos de obsidiana, b) colapso parcial con depósitos de avalancha de tefra al E: amplia zona de cola de caballo al E, con presencia de suelos de periodos de inactividad, que quedan entre capas de piroclastos, c) post-colapso con emisión de coladas viscosas en el borde E: las lavas cubren parcialmente los depósitos detríticos y cierran la parte abierta del cráter, con extrusión del domo de Cerro Gordo y d) emisión de pumita de Quetzalapa y etapa final de volcanismo actual monogenético.

La duración de un deslizamiento es muy variable y poco conocida. En general se produce en sucesivas etapas con intervalos de calma, pero puede tener periodos de actividad mantenida. Cervelli et al. (2002) refieren que en el volcán Kilauea, en ausencia de acción sísmica, se produjo un deslizamiento a una velocidad máxima de 6 cm/d, durante 36 horas.

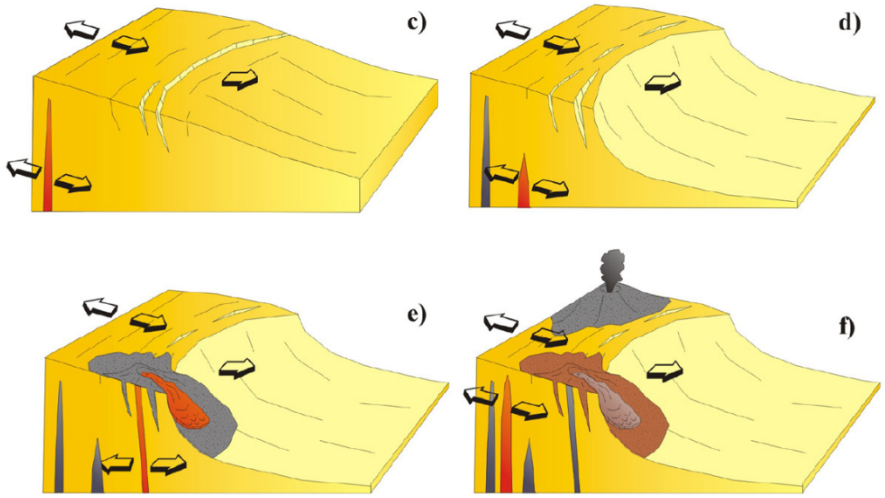


Figura 3.4.5 Gran deslizamiento en una isla o localidad costera, con los materiales deslizados en posición submarina.

La joven isla volcánica de El Hierro (< 2 Ma), en las Islas Canarias, tiene tres grandes deslizamientos, entre ellos el espectacular de El Golfo, en su parte N (Figura 3.4.6 y 3.4.7). Los derrubios están en el fondo marino y han sido cartografiados. Tras el último deslizamiento, la actividad volcánica ha ido rellenando partes de la zona baja, donde hay una plataforma basáltica de menor relieve (Figura 3.4.8), en la que vive gran parte de la población. Las cabeceras de los deslizamientos pueden tener saltos de hasta algunos centenares de metros y corresponden a fallas lístricas (Figura 3.4.9 y 3.4.10).



Figura 3.4.6 Isla de El Hierro, Islas Canarias, que muestra el edificio volcánico central y dos grandes deslizamientos de ladera.



Figura 3.4.7 Fondo insular del gran deslizamiento de ladera de El Golfo, en el N de la isla de El Hierro, Islas Canarias, desde la parte superior del borde de la pared de despegue (foto EC, 2006).

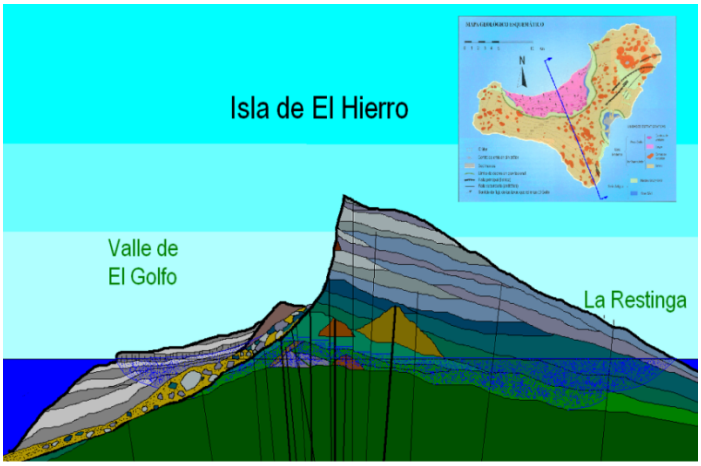


Figura 3.4.8 Corte geológico N-S de la isla de El Hierro, Islas Canarias, según C. Soler, mostrando el gran deslizamiento del Valle de El Golfo.



Figura 3.4.9 Gran deslizamiento interior en una isla volcánica y depósitos resultantes. Plano de despegue desde donde se hace la foto. Al fondo, descabezamiento del valle de Fataga. Barranco Tirajana, Gran Canaria (foto EC, 2016).



Figura 3.4.10 Deslizamiento gravitacional de unos 300 m en San Andrés, isla de El Hierro, Islas Canarias (Carracedo y Tilling, 2003).

En las islas volcánicas se identifican tres ejes estructurales (dorsales) (Figuras 3.4.11 y 3.4.12), que también existen en las continentales, como en el Gran Rift del NE africano.

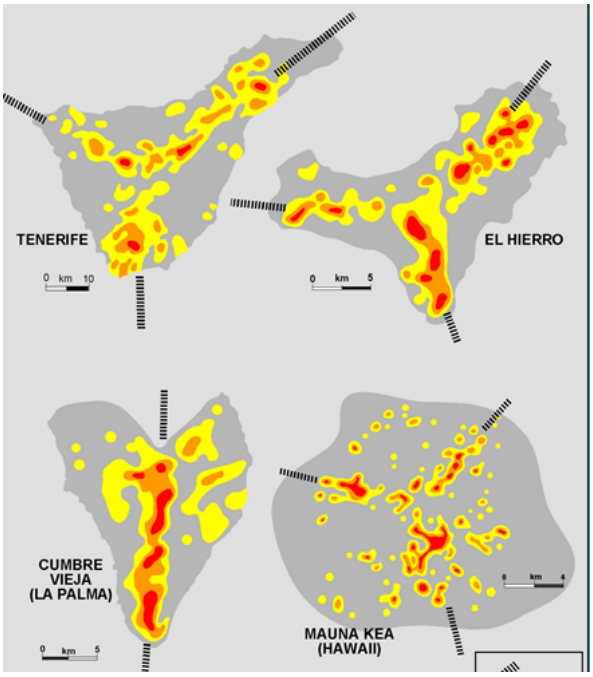


Figura 3.4.11 Dorsales asociadas a las hendiduras (rifts) en las islas volcánicas oceánicas de punto caliente, donde se concentra la sismicidad (Carracedo y Tilling, 2003).

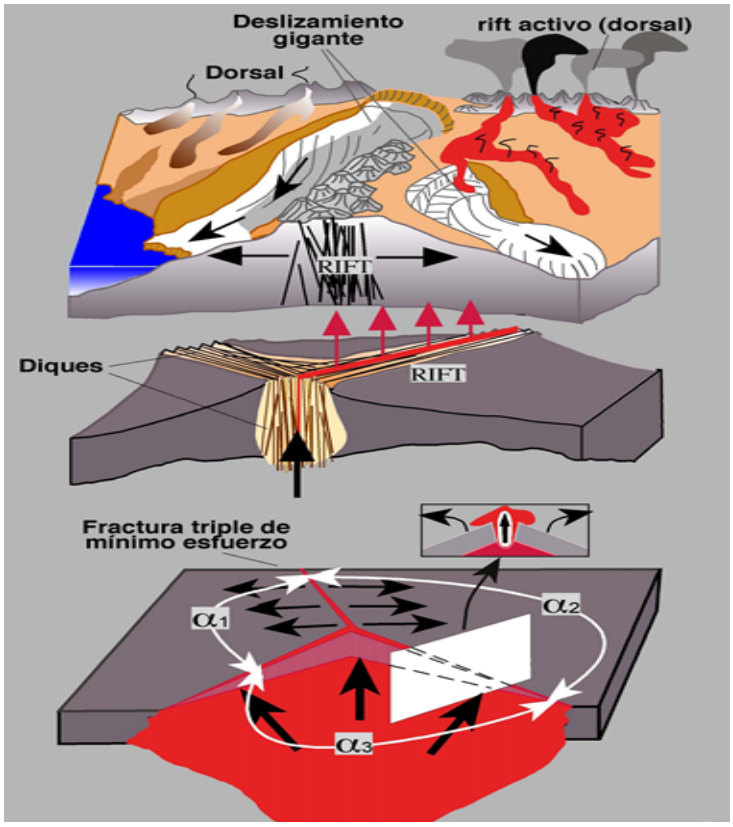


Figura 3.4.12 Relación entre hendiduras (rifts) volcánicas, dorsales y grandes deslizamientos (Carracedo y Tilling, 2003).

La erosión marina de la costa rocosa volcánica favorece la formación de pequeños y numerosos deslizamientos a lo largo del litoral de muchas islas (Figura 3.4.13).



Figura 3.4.13 Vista de la dorsal volcánica (Cumbre Vieja) del sur de la isla de La Palma, Islas Canarias, con el efecto erosivo costero por deslizamientos que cortan las coladas, excepto el faldeo de las más recientes (Carracedo y Tilling, 2003).

3.4.3 Grandes calderas volcánicas

La salida de gran cantidad de magma en un tiempo corto supone la creación de un espacio en profundidad que se compensa por una continuada subsidencia de la superficie del terreno si se hace lentamente, pero si se hace bruscamente da lugar a un hundimiento o colapso que deja una depresión limitada por fallas. En numerosos casos, el colapso se produce tras una erupción violenta en relación con una evolución geoquímica del magma hacia materiales más ácidos, más viscosos y menos calientes. Es frecuente que la formación de una caldera sea una etapa común de la evolución de muchos grandes volcanes. La caldera puede ser aproximadamente circular en volcanes individualizados o una depresión alargada en el volcanismo fisural, acercándose a la génesis de una fosa tectónica. Son comunes dimensiones del orden de 10 km de diámetro y hundimientos de 100 a 300 m.

Las calderas pueden estar totalmente cerradas o quedar abiertas al exterior del área. En cualquier caso, tienden a rellenarse con materiales de nuevas erupciones, de la erosión de sus bordes o de aportes de otras procedencias, hasta que en algunos casos quedan totalmente rellenas e incluso se sobrepasa la elevación de sus bordes a medida que estos son rebajados por erosión. En otros casos, la caldera puede contener agua marina o dulce. Son conjuntos de gran interés hidrogeológico potencial. Las Figuras 3.4.14a y b muestran esquemas genéticos. La secuencia correspondiente a la Figura 3.4.14b es:

I.- Tumescencia regional, propagación de fracturas en anillo y radiales con posible subsidencia de la cumbre. Erupciones a partir de las fracturas radiales o en anillo. Erosión del altiplano volcánico con deposición de sedimentos en las áreas bajas periféricas.

II.- Grades erupciones de flujos de cenizas con coladas que alcanzan decenas de km desde el volcán.

III.- Caldera de colapso. Los depósitos de flujos de cenizas interiores a la caldera forman parte de las facies intracaldera junto con avalanchas y deslizamientos de la pared de la caldera. Los depósitos de flujos de cenizas más allá de las paredes de la caldera forman las rocas dominantes de las facies externas (extracaldera).

IV.- Erupciones piroclásticas menores y coladas de lava sobre el fondo de algunas calderas, que se unen al aporte sostenido de depósitos de deslizamiento, de abanicos fluviales y de lagos.

V.- Nuevos domos y posible volcanismo de fractura en anillo y/o erupción o intrusión en fracturas del domo. Continúa el relleno de la caldera por procesos no volcánicos.

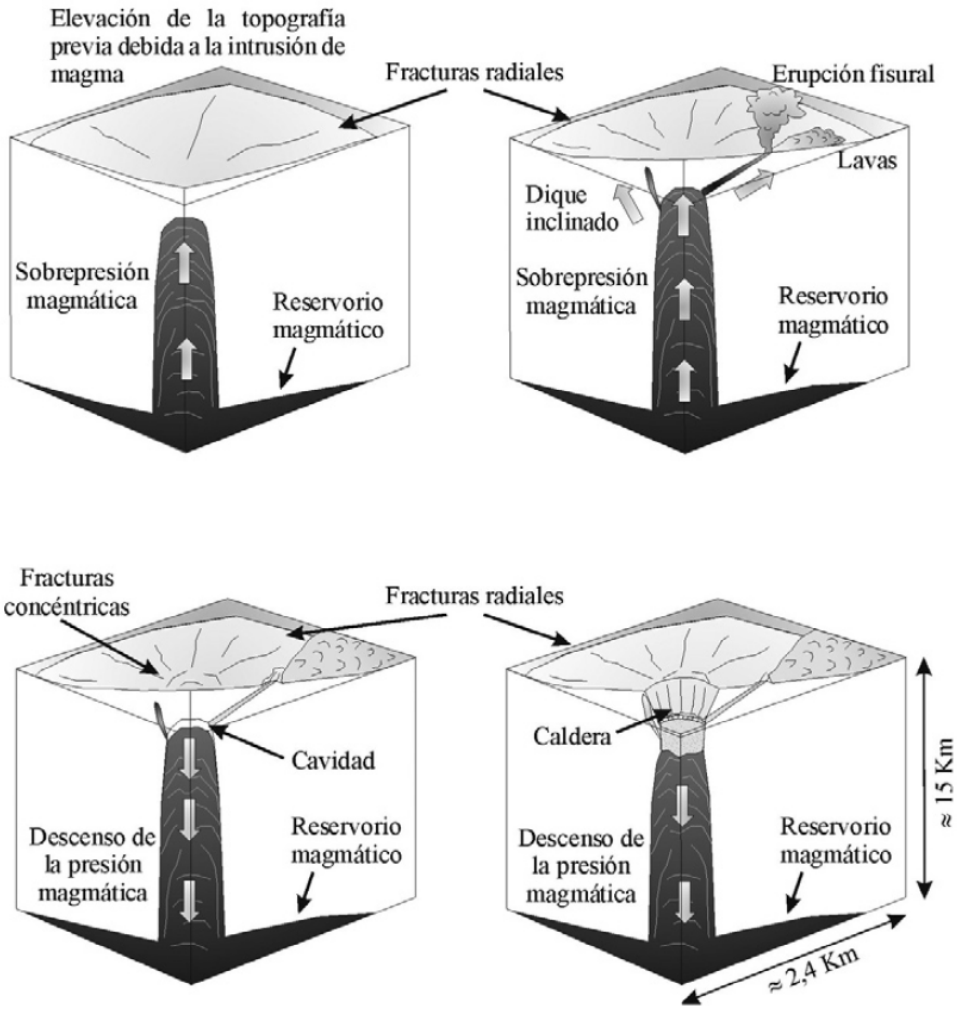


Figura 3.4.14a Esquema de génesis de una gran caldera en cuatro etapas.

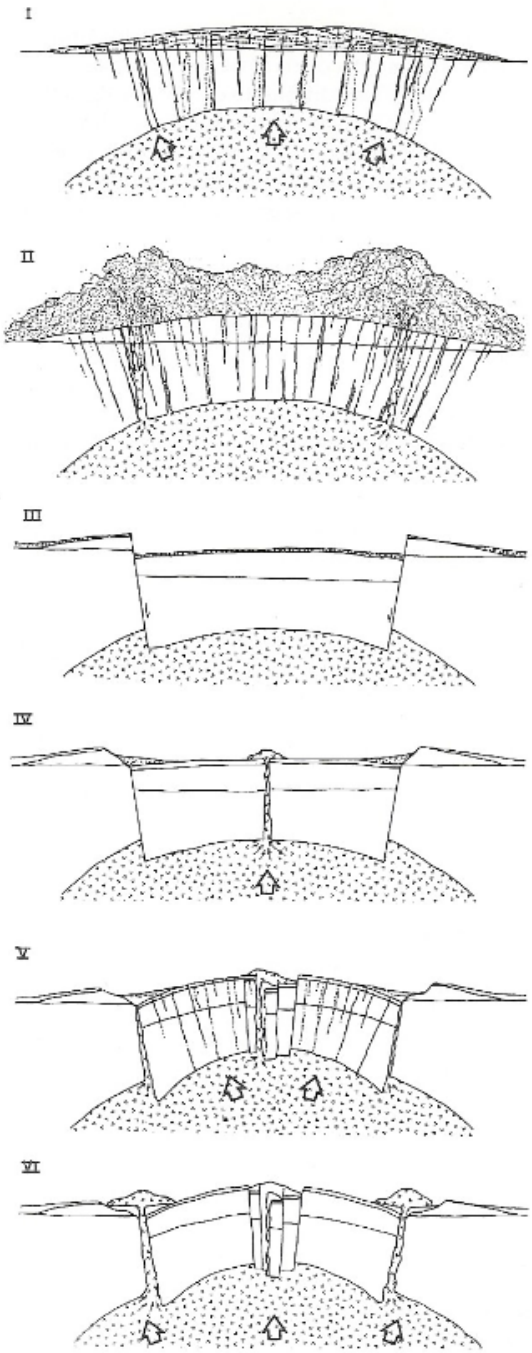


Figura 3.4.14b Evolución del colapso de una caldera, con su relleno y sedimentos relacionados (Smidth y Railey-1968, en Fisher y Schminke, 1984). Véase la explicación de las distintas etapas en el texto.

La Caldera de Yellowstone, Wyoming, de 0,64 Ma de edad, corresponde a una actividad volcánica que se inició hace 16 Ma en el E de Oregón y el N de Nevada. La explosión que originó la caldera esparció material que cubre 1000 km^2. Las erupciones riolíticas que siguieron casi la enterraron hace 150-70 ka. Otro ejemplo característico es el de la caldera de Las Cañadas, en la isla de Tenerife, Islas Canarias, con las paredes ya en proceso de erosión, por lo que su posición ha retrocedido algo respecto a la original (Figura 3.4.15). La caldera está en proceso de relleno, con la base a unos 700 m bajo el

terreno actual y a unos 1200 m bajo el borde de caldera. La caldera alberga el gran volcán Teide, que se apoya sobre uno de sus lados y está activo. No se sabe con certeza si la caldera ha quedado abierta lateralmente por un gran deslizamiento, hoy cubierto por vulcanitas más recientes, lo que tiene importancia hidrogeológica, aunque el comportamiento real depende además de la existencia de una franja de gran alteración geoquímica que podría actuar como nuevo cierre hidrogeológico (Figura 3.4.16). La caldera de La Fournaise, en el volcán activo de la isla de La Reunión, tiene una gran caldera, que es más reciente que la de Las Cañadas (Figura 3.4.17).



Figura 3.4.15 Gran caldera volcánica de hundimiento (colapso) de Las Cañadas. Actualmente está en proceso de relleno y erosión. Las paredes han retrocedido por erosión y en parte están cubiertas por el volcán Teide, si debajo del mismo no han obliterado por deslizamiento. Isla de Tenerife (foto NASA).

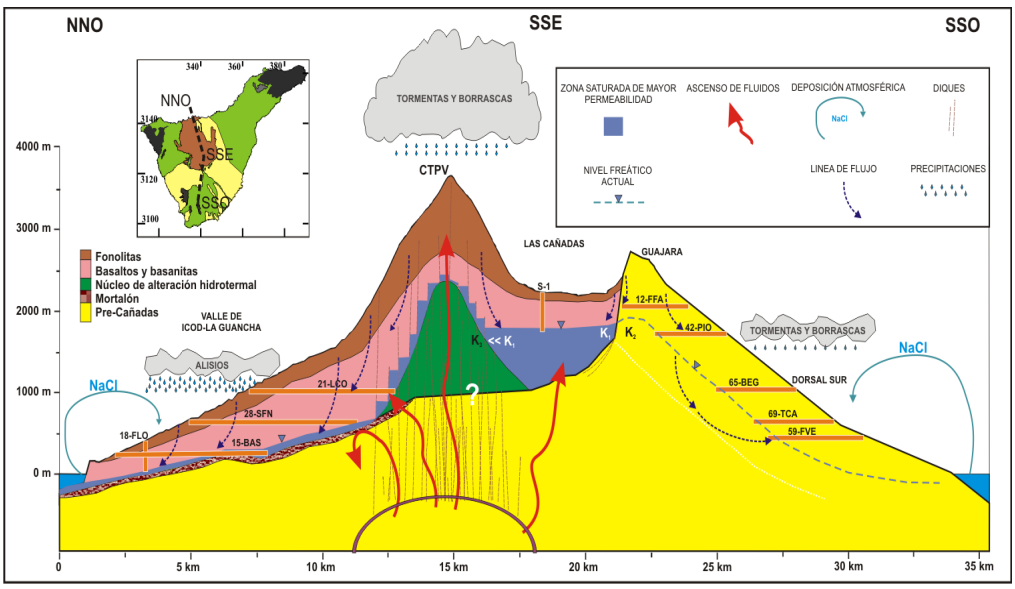


Figura 3.4.16 Sección W-E de la isla de Tenerife a través de la Caldera de Las Cañadas. Muestra una de las posibles interpretaciones de la situación hidrogeológica bajo el gran volcán del Teide (3710 m de altitud). Se muestra la posible cámara magmática superior, la zona de gran densidad de diques, las emanaciones de gases volcánicos, la formación de un posible cuerpo de roca muy alterada que cerraría el lado W de la caldera y la existencia de un nivel saturado permeable (Marrero, 2010).

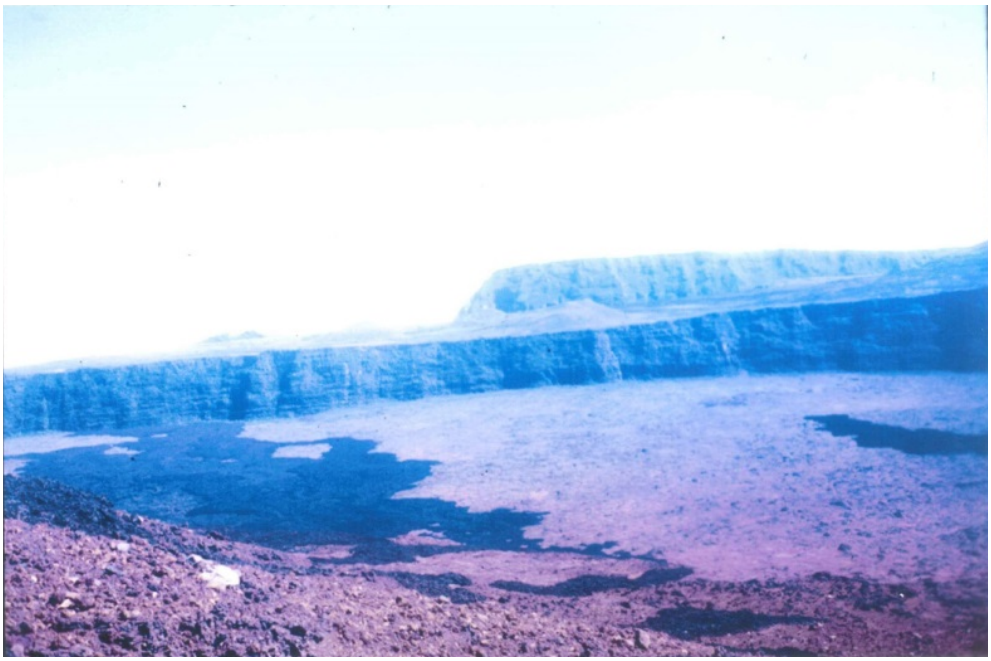


Figura 3.4.17 Vista de la caldera del volcán de La Fournaise desde el borde del SE, en la isla de La Reunión (foto EC, 2008).

La Figura 3.4.18 es una vista desde satélite de la Caldera de Toba, Sumatra (Indonesia), que se formó en una gran erupción hace 74 ka.

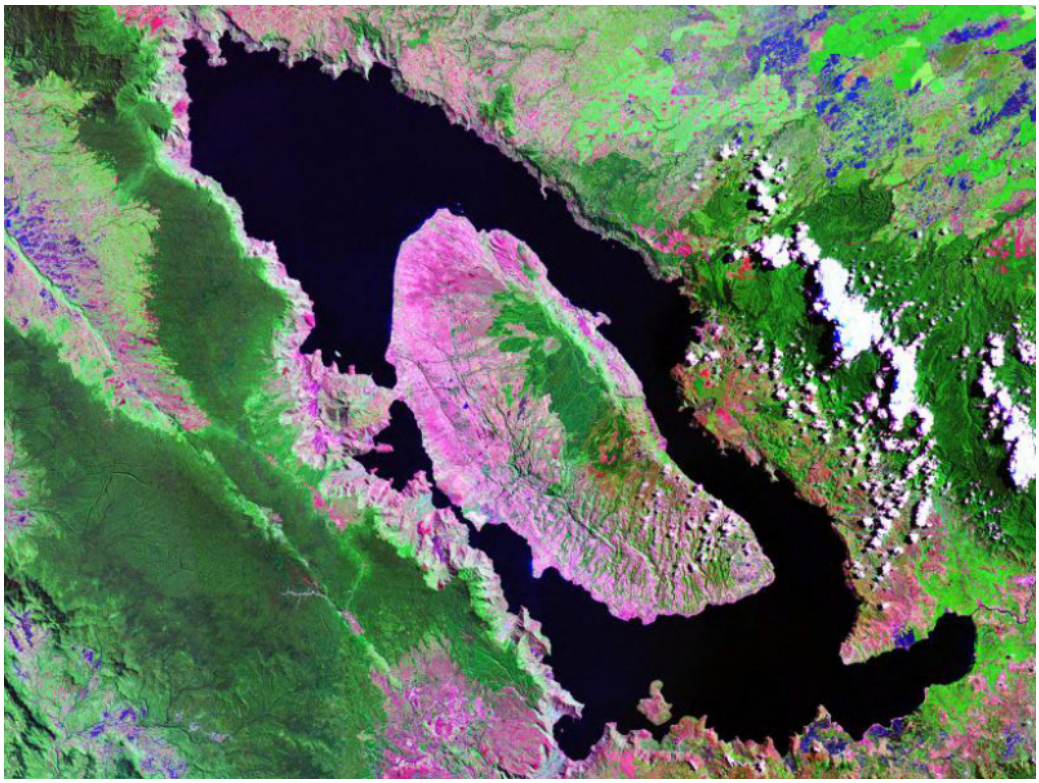


Figura 3.4.18 Caldera de Toba, Sumatra (Indonesia), que se formó en una gran erupción hace 74 ka, probablemente la mayor erupción que se ha producido con seres humanos en la Tierra. Fotografía NASA del satélite Landsat, componiendo bandas de longitud de onda; agua en negro; vegetación según tonos de verde.

3.5 Otros rasgos asociados al volcanismo

3.5.1 Alteración de bordes de caldera

Los bordes de caldera son lineamientos por los que se reactiva la actividad volcánica y en especial la salida de gases magmáticos calientes, que alteran la roca previa y los depósitos de relleno, convirtiéndolos en minerales silicatados de colores muy variados. A estas alteraciones se las llama azulejos en Canarias. La Figura 3.5.1 es un ejemplo de Gran Canaria. También hay azulejos en las paredes de la actual Caldera de Las Cañadas, en Tenerife. Este material muy alterado es presumiblemente de muy baja permeabilidad.

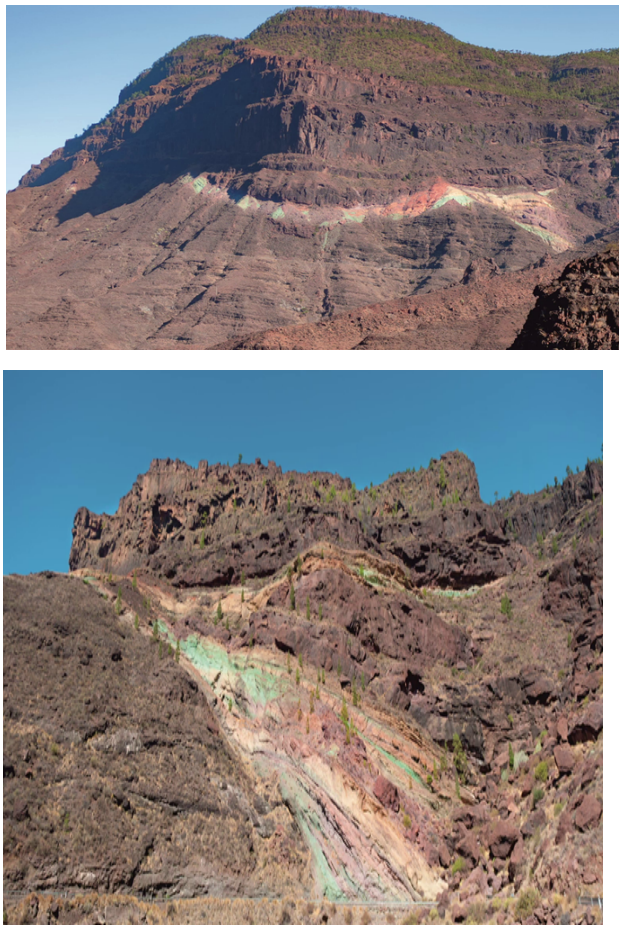


Figura 3.5.1 Ladera de erosión y en parte de deslizamiento del entorno de Veneguera, en el lado W de la isla de Gran Canaria. El fondo corresponde a la exhumación del borde de la gran caldera insular central (caldera de Tejeda). Muestra la gran alteración hidrotermal de los basaltos del escudo primario, donde existe un denso enjambre de diques inclinados periféricos de borde de caldera (cone-sheet). Las formaciones volcánicas bien diferenciadas de la parte superior corresponden a coladas más recientes de relleno de caldera (formaciones Roque Nublo y Post-Roque Nublo), que rebosan el borde de caldera y se extienden hacia el exterior. La figura superior es una vista frontal desde la costa del cantil formado por erosión y deslizamientos y la inferior muestra el relleno progresivo hacia el interior de la caldera, con ángulo decreciente a medida que aumenta el grado de relleno, hasta invertirse cuando hay rebose hacia el exterior. La alteración geoquímica se ha ido produciendo progresivamente.

3.5.2 Almagres

El contacto de una colada de lava o de cenizas incandescentes con el terreno frio preexistente produce un fuerte calentamiento del mismo y quizás la acción de metamorfismo químico de los gases que se separan y que se generan a partir de la humedad prexistente. Si en dicha superficie había materiales distintos transportados o resultantes de la meteorización, estos sufren una deshidratación. Es frecuente la aparición de minerales de colores diversos, principalmente rojos, por lo que la capa de contacto se llama capa roja (*red layer*) o almagre en Canarias. Se asemeja a un ladrillo cocido, con muy variable grado de litificación y de formación de diaclasas verticales. El material de origen puede ser un suelo, cenizas, derrubios de pendiente, depósitos eólicos etc., con espesor variable. En cortados del relieve a veces aparecen con gran continuidad, como si se tratase de una única unidad (Figuras 3.5.2 y 3.5.3). En realidad, su continuidad lateral es igual o menor que la de la efusión que ha dado origen a rubefacción. La aparente mayor continuidad puede ser el efecto de diversas efusiones simultáneas o sucesivas tras un periodo sin actividad volcánica que permitió la generación regional de suelos y zonas meteorizadas. En principio, un almagre es una capa de menor permeabilidad. Su papel hidrogeológico es variable, pero, si la recarga es elevada, pueden mantener manantiales colgados locales permanentes o temporales.



Figura 3.5.2 Formaciones de almagre (capas rojas, red layers) entre coladas volcánicas en la costa SW de Gran Canaria. Se tiene una estratificación en áreas algo alejadas de los lugares de erupción. La parte inferior es de coladas numerosas de pequeña potencia, con un almagre que corresponde a un cambio en la secuencia. La parte superior es de coladas potentes y el almagre intermedio marca un notable cambio en el modo de volcanismo.

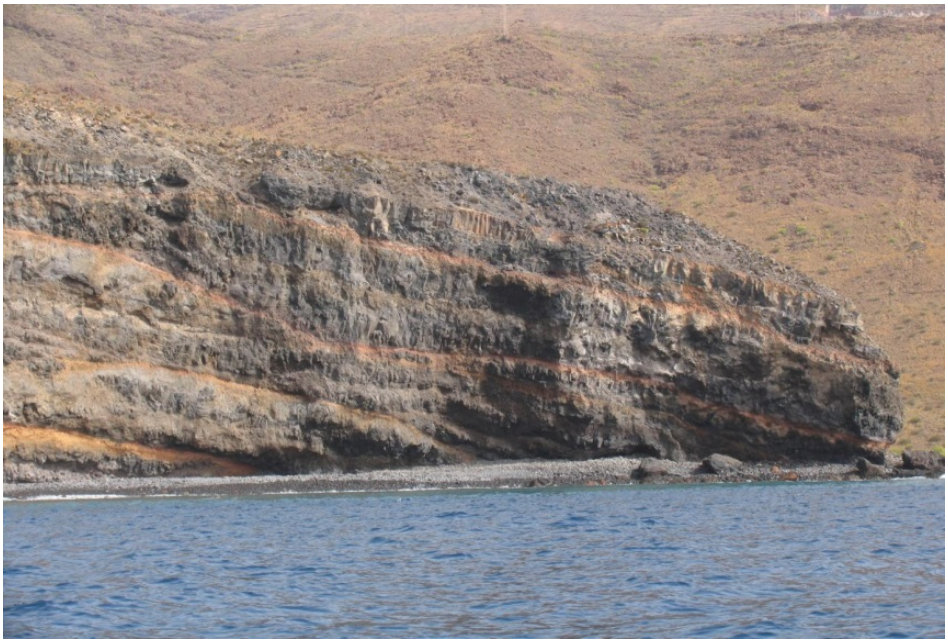


Figura 3.5.3 Formaciones de almagre (capas rojas, red layers) entre coladas volcánicas en la costa SW de Gran Canaria. Se tiene una estratificación en áreas algo alejadas de los lugares de erupción. Se muestran coladas numerosas de pequeña potencia y extensión lateral, con almagres que corresponden a interrupciones en la secuencia.

3.5.3 Cuevas volcánicas

Las cuevas volcánicas o túneles de lava están asociadas a grandes coladas de lava. Si el flujo es lento, se forma una capa externa endurecida que retiene el material fundido en el interior. Este material fundido aumenta su presión, en especial en laderas y, tras romper la costra por efecto mecánico o de presión, sale rápidamente al exterior. Esto origina una nueva colada que fluye ladera abajo y deja un hueco alargado según la colada inicial (Detay y Hroarsson, 2011). Este hueco o cavidad puede colapsar rápidamente o permanecer total o parcialmente. En este último caso queda una cueva o túnel, a veces de gran tamaño y largo recorrido, que puede llegar a ser espectacular. Hay excelentes ejemplos en el SW Norteamericano, y en las islas de Lanzarote y Tenerife (Islas Canarias) y Terceira (Islas Azores). La Figura 3.5.4 esquematiza la génesis de una de estas cuevas y las Figuras 3.5.5 a 3.5.7 aspectos de las cavidades. Normalmente son estructuras geológicamente efímeras ya que colapsan pronto por efectos mecánicos o el peso de nuevas coladas que las recubren. Rara vez tienen edades mayores que algunos ka. Sin embargo, recientemente se ha descubierto una cueva volcánica en coladas basálticas del Mioceno superior en el W de Gran Canaria, incluso con restos de fauna hoy extinta. No es raro que estos túneles hayan sufrido reactivaciones al recibir lavas de nuevas erupciones poco tiempo después.

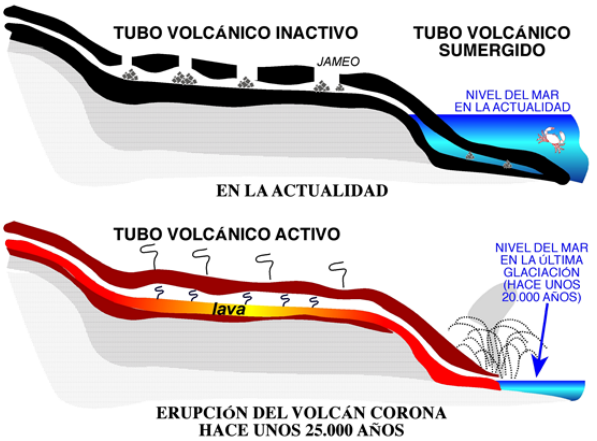


Figura 3.5.4 Formación hace unos 25 ka del tubo (cueva) volcánico del malpaís del volcán de La Corona, N de la isla de Lanzarote, Islas Canarias y estado actual tras varios derrumbamientos. Al final existe una flexión condicionada por la posición de la costa en el momento de la formación, cuando el nivel del mar estaba a unos 110 m por debajo del nivel actual (S. Socorro, en Carracedo y Tilling, 2003).



Figura 3.5.5 Uno de los accesos, por derrumbamiento, al tubo (cueva, tunel) volcánico del malpaís del volcán de La Corona, N de la isla de Lanzarote, Islas Canarias (Carracedo y Tilling, 2003).



Figura 3.5.6a Interior de la parte no sumergida del tubo volcánico del malpaís del volcán de La Corona, N de la isla de Lanzarote, Islas Canarias (foto S. Socorro, en Carracedo y Tilling, 2003).



Figura 3.5.6b Túnel de lava de Flagstaff, Arizona, SW de Estados Unidos.



Figura 3.5.7 Tubos y cuevas volcánicas por vaciado de magma líquido en la parte central más espesa de grandes coladas de lava fluyente. Erupciones de 1730-1736 en Timanfaya, Lanzarote, Islas Canarias (foto EC, 1975).

Otras cavidades menores se producen cuando una colada de lava o depósito piroclástico caliente invade un bosque preexistente. La carbonización y combustión de troncos en pie o caídos puede dejar moldes vacíos. Su interés hidrogeológico se reduce a los casos en que estas cavidades quedan por encima del nivel de saturación.

3.5.4 Lahares

En las erupciones volcánicas se pueden originar grandes flujos de materiales lubricados por agua de fusión de nieve debida a la caída de cenizas calientes y la mucho mayor absorción de energía solar que producen, las comunes lluvias torrenciales que pueden producirse y la acumulación de tefra sin consolidar. A estos flujos (*mud flows, debris flows*) se les designa también lahares, palabra indonesia tomada de donde estos fenómenos son relativamente frecuentes.

Los lahares se forman con rapidez en áreas montañosas (Iverson, 1997; Fisher y Schminke, 1984) y pueden ser muy destructivos. Mueven gran cantidad de material sólido, que se deposita aguas abajo, donde pueden dar origen a formaciones hidrogeológicamente significativas. El abastecimiento de la ciudad de Quito se hace con agua subterránea captada en lahares.

En una erupción piroclástica subaérea se pueden identificar los procesos indicados en la Figura 3.5.8, según se produzca en "seco" o con presencia de hielo o agua en un lago o mar. En el primer caso se originan flujos de piroclastos que dan lugar a depósitos piroclásticos y en el segundo caso a flujos hidroclásticos (oleadas de base y lahares) que originan los depósitos hidroclásticos correspondientes. Si la erupción es subaérea pero los flujos llegan y entran en una masa de agua (lago o mar), se prepaga por el fondo mezclada con materiales de deslizamientos de la parte que queda acumulada en el litoral sumergido; en la masa de agua aparece pumita flotante. Si la erupción es bajo el agua, el flujo piroclástico queda depositado cerca del volcán, con generación de pumita flotante; pueden generarse flujos secundarios por deslizamiento, que se alejan más; a mayor distancia dan corrientes de turbidez y de deslizamientos de masa. En explosiones subaéreas se puede formar una alta columna de material con gas, que colapsa alrededor del volcán dando lugar a flujos de piroclastos, como en los volcanes de La Soufrière (Saint Vincent, Antillas Menores) y de Mayon (Filipinas). También puede no formarse la columna, pero se producen flujos de piroclastos, radiales como en el Mt. Lamington (Papúa) o lateral como en el Mt. Saint Helens, Washington).

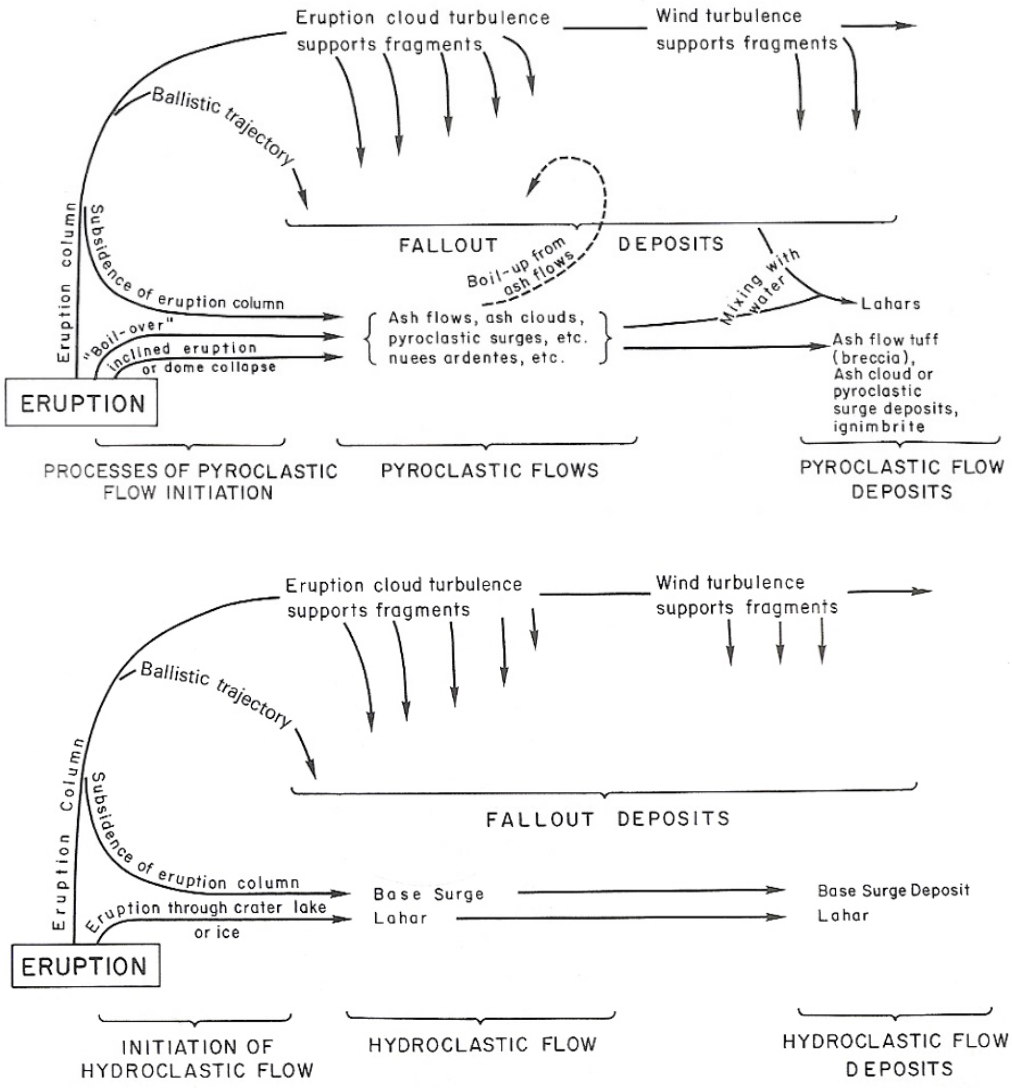


Figura 3.5.8 Procesos identificables en una erupción piroclástica subaérea, según que se produzca en "seco" (figura superior) o con la presencia de hielo o agua de un lago o mar (figura inferior) (Fisher y Schminke, 1984).

Las laderas de los lahares con gran densidad de sólidos tienen típicamente 1-2 m de espesor y 5-20 m de ancho en canales preexistentes y una longitud de varios km. Se ensanchan hasta más de 1 km en las zonas bajas llanas. La velocidad de avance puede ser de hasta 10 km/h. Contienen arena y grava soportados por matriz y capas de 1-2 m de gravas poco clasificadas y soportadas por los propios clastos. Se puede distinguir entre partes de cantos a arena muy gruesa, de transición de arena gruesa a muy gruesa y de flujo hiperconcentrado de arena media a gruesa (Pierson y Scott, 1985). Los lahares pueden erosionar los cauces y dejar marcas hasta 20-30 m por encima del nivel normal del río.

La Figura 3.5.9 muestra los depósitos de cenizas en el entorno del Nevado del Ruiz (Colombia) tras la erupción del 13 de noviembre de 1985, con las dos grandes acumulaciones de materiales laháricos en los extremos de dos cauces fluviales. Fue una pequeña erupción plínica, de 35 hm^3 de pumita, compuesta por dacita (80%) y andesita, a partir de magma a 800 ^oC. La columna piroclástica ascendió hasta casi 30 km en 20 minutos, en 2 grandes episodios, dejando 29 hm^3 de cenizas con espesor mayor o igual a 1 cm a >200 km de distancia y llegando hasta 400 km. El comportamiento hidráulico de las cenizas es similar al de las arenas. La tefra fundió el 10% del casquete de hielo, lo que provocó los 3 lahares principales. Este evento destruyó la ciudad de Armero, donde murieron más de 20.000 personas.

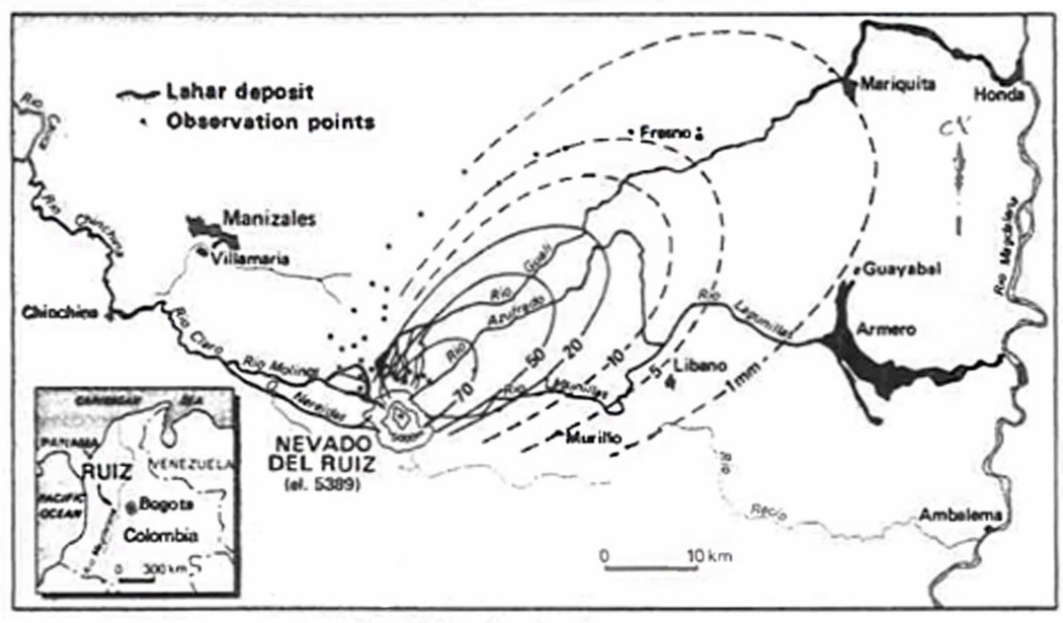


Figura 3.5.9a Distribución de tefra en mm de espesor y depósitos de lahar en negro, tras la erupción del 13 de noviembre de 1985 del volcán Nevado del Ruiz, Colombia (Naranjo et al., 1986).





Figura 3.5.9b Fotografías de la capa de ceniza fina bajo el suelo orgánico de la erupción del Nevado del Ruiz en el municipio de La Ceja, a 50 km al E de Medellín Bajo (Fotos T. Betancur, 1987).

Las Figuras 3.5.10 a 3.5.12 muestran algunos ejemplos fotográficos.



Figura 3.5.10 Formación de un gran lahar en el Nevado de Ruiz, Colombia.



Figura 3.5.11 Depósitos de lahares asociados a la erupción del volcán Nevado de Ruiz, Colombia, el 13-11-1985, junto a la población arrasada de Armero (foto R. Janda, en Carracedo y Tilling, 2003).



Figura 3.5.12 Crecida fluvial tras un fuerte evento de lluvia sobre depósitos volcánicos recientes que producen una gran carga sólida, a modo de lahar, Guatemala.

A lo largo del recorrido de un lahar va aumentando la parte de agua al irse depositando los sólidos y los procesos torrenciales van clasificando cada vez más los arrastres sólidos (Pierson y Scott, 1995).

La Tabla 3.5.1 muestra algunos datos sobre las características de algunos lahares.

Tabla 3.5.1 Dimensiones de lahares seleccionados (Fisher y Schminke, 1984, pp 301)

Nombre	Año de erupción	Recorrido, km	Espesor, m	Superficie, km²	Volumen, km³
N Fork Toutle River, Mt. St. Helens, USA	1980	>120	1-2	-	>0,36
Santa María, Guatemala	1929	100		15	
Kelut, Java	1929	40	→50	120	
Mt. Lassen, USA	1915	46			
Cotopaxi, Ecuador	1877	>240			
Galungung, Java	1822	65			0,03
Electron, Mt. Rainier, USA	≈1420	50	4-5 → 8	36	0,15
Mt. St. Helens, USA	2000 AC	65			
Osceola, Mt. Rainier, USA	3700 AC	110	Med 6 → 60	260	>2,0
Paradise, Mt. Rainier, USA	4000 AC	30	→4,5	34	0,1
Raung, Java	Prehistórico	56			
Yatsuga-dake, Japón	Pleistoceno	24			
Ellensburg Fm., USA	Mioceno	60			

3.5.5 Coladas intrafluviales y represas de lava

En terrenos con relieve y con notable erosión fluvial, las coladas volcánicas que no sean masivas se encauzan por los valles y rellenan temporal o permanentemente los barrancos (cañones, quebradas). Si no han rellenado el barranco, pueden dejar impregnaciones de lava y tefra semifundida en las márgenes y paredes. Si lo han rellenado hasta cierta altura, el agua circulante en superficie (parte puede fluir subterráneamente) erosiona y tiende a restituir el perfil fluvial inicial. En un momento dado, el nuevo cauce puede estar total o parcialmente encajado en el relleno, de modo que se puede apreciar la altura inicial de relleno y los restos del relleno en los lados y paredes, cubriendo los anteriores, volcánicos o no (Figuras 3.5.13 y 3.5.14).

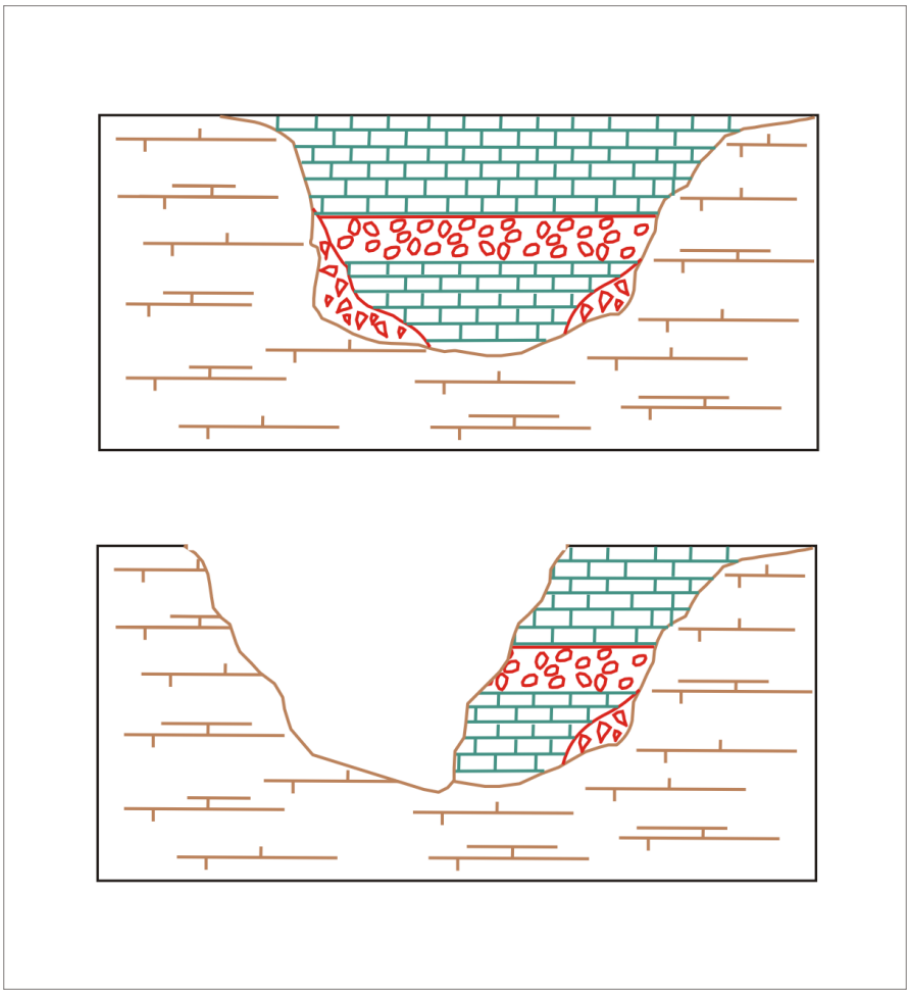


Figura 3.5.13 Idealización del barranco del Valle de Tirajana, Santa Lucía, Gran Canaria, excavado previamente en materiales volcánicos anteriores y con relleno volcánico intracañón, resultante de una nueva erupción.



Figura 3.5.14 Vista del barranco del Valle de Tirajana, Santa Lucía, Gran Canaria, excavado previamente en materiales volcánicos anteriores y con relleno volcánico intracañón, resultante de una nueva erupción.

El resultado del relleno puede ser la creación de un dique de material volcánico que corte temporalmente el flujo del agua circulante. En este caso se forma una represa temporal que deja un lago y cascadas o rápidos en y tras la represa. Por un lado, se produce sedimentación fina en el lago y por otro la erosión del agua excava de forma remontante la represa y evoluciona hasta restablecer el perfil fluvial. La erosión de la represa puede facilitarse por socavación de la base de las coladas por el agua y por la debilidad de la roca debida a la disyunción columnar. A medida que la cascada migra hacia aguas arriba, se puede poner en peligro la estabilidad de la presa por el aumento de la presión intersticial. Algunas presas pueden haber fallado catastróficamente, salvo que el proceso simultáneo de excavación permita que descienda el nivel de vertido antes de que la cascada migre hacia la culminación de la presa. Existen diversas represas de lava a lo largo del río Colorado, en el Gran Cañón, con coladas de hasta 250 m de potencia. Pueden ser presas formadas por una única colada o por varias coladas. También se formaron represas en el valle del río Fluvià, Girona, en el NE de la península Ibérica.

3.6 Características hidráulicas de las formaciones volcánicas

3.6.1 Consideraciones generales y de escala

Las características hidráulicas de las rocas y formaciones volcánicas son muy variables, en especial la conductividad hidráulica, que cubre el mayor rango entre los materiales geológicos de la naturaleza. La determinación de los parámetros se hace aplicando las técnicas habituales en hidrogeología (véanse las Secciones 8 y 9 de Custodio y Llamas, 1976/1983 y los textos de hidráulica e hidrología subterránea y de hidrogeología), adaptados a cada problema a abordar y a las peculiaridades locales.

La gran variedad genética, de composición y de depósito de las rocas y formaciones volcánicas hace que las propiedades hidráulicas sean muy variables. La conductividad hidráulica cubre todo el rango de valores esperables, de modo que la caracterización requiere una descripción de detalle y determinaciones a la escala apropiada a cada caso (Figura 3.6.1) y considerar que por la propia génesis dicha conductividad hidráulica es anisótropa (Figura 3.6.2a y b) y depende de la escala. En lo que sigue, si no se dice otra cosa, la escala es la de formación para consideraciones generales, la decamétrica a hectométrica para ensayos hidráulicos de larga duración y la decamétrica para ensayos hidráulicos de corta duración. Se han hecho muy numerosas caracterizaciones en muy diversas circunstancias, incluyendo las a gran escala de comportamiento de los fluidos en zonas de subducción (Wada y Karlstrom, 2020).

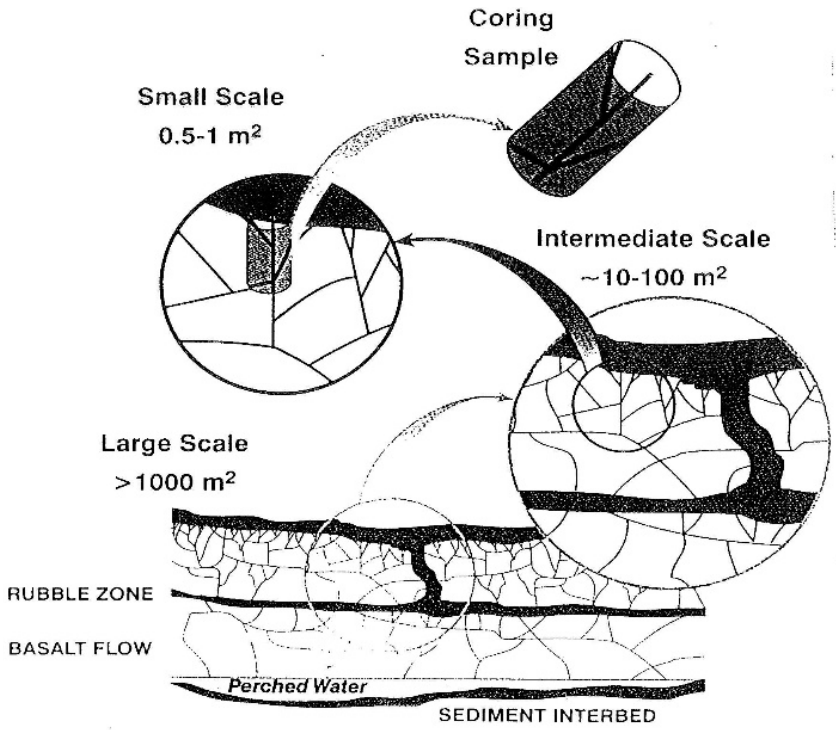


Figura 3.6.1 Efectos de escala hidrogeológica en basaltos fracturados. Gran heterogeneidad de detalle, que decrece al aumentar la escala (menor detalle).

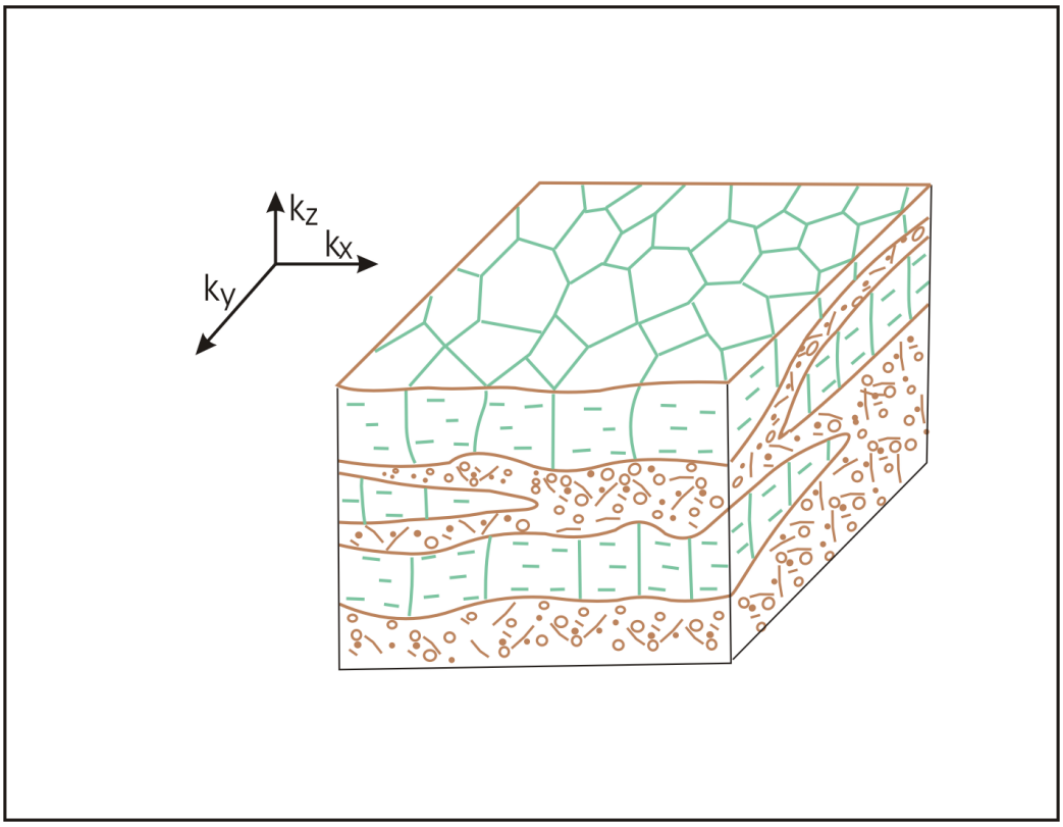


Figura 3.6.2a Representación esquemática del apilamiento de coladas basálticas (verde) entre escorias de base y techo y depósitos piroclásticos (marrón), con indicación de la anisotropía tridimensional. Domina la conductividad hidráulica horizontal según la dirección de flujo de las coladas sobre la horizontal transversal a esa dirección y estas a su vez sobre la vertical, con posibles proporciones 1, ½ a 1/5 y 1/10 a 1/50.

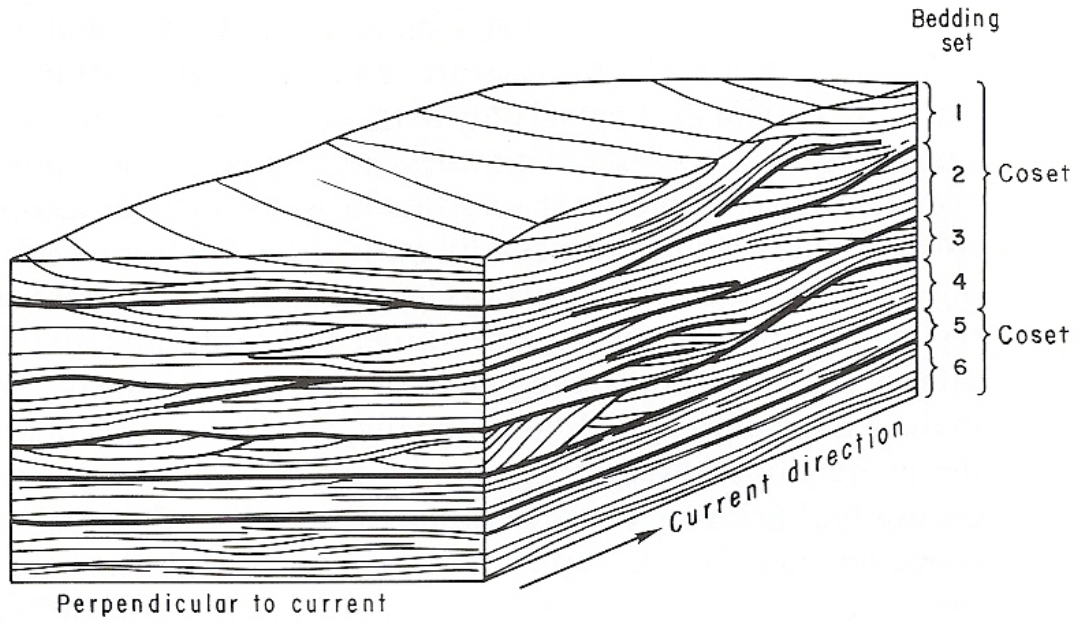


Figura 3.6.2b Estratificación cruzada producida por oleadas piroclásticas. Cada conjunto se puede dividir en subconjuntos y los conjuntos pueden agruparse (Fisher y Schminke, 1984).

La porosidad es generalmente alta en comparación con otras rocas con similar grado de litificación. Las vacuolas y huecos dejadas por los gases en las coladas pueden ser importantes, aunque no siempre se trata de cavidades y poros conectados entre sí (Figura 3.6.3). Por lo tanto, no hay una relación definida entre porosidad total y conductividad hidráulica a escala de detalle, aunque es más directa a escala más general.

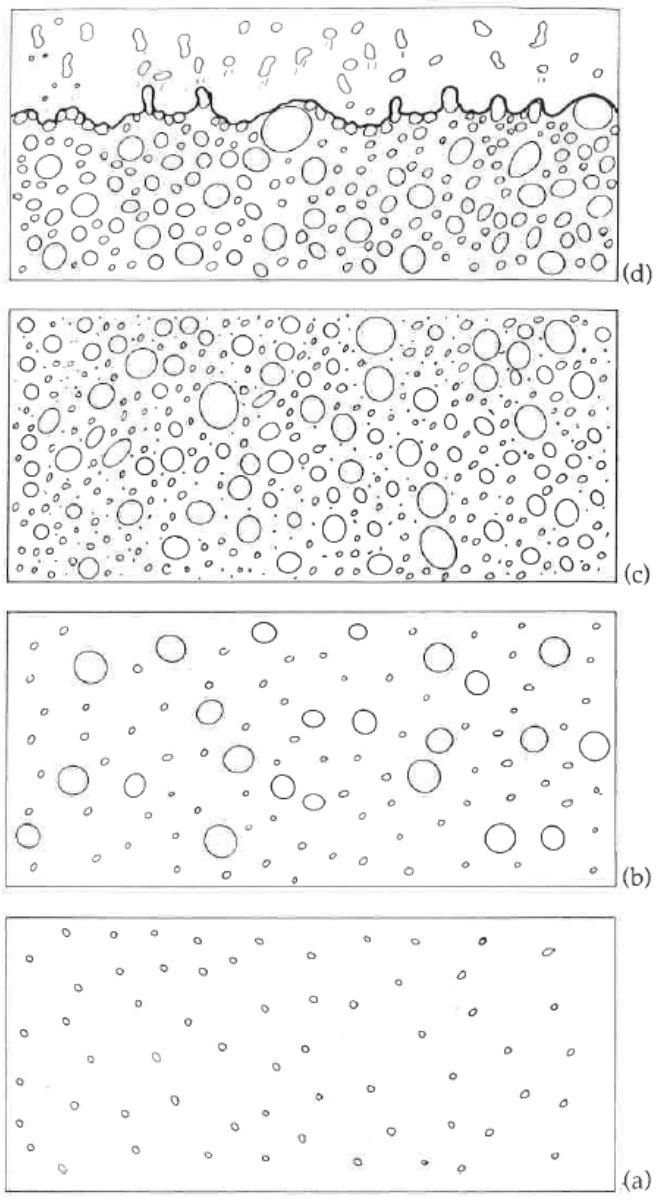


Figura 3.6.3 Generación progresiva en el tiempo de vacuolas en una colada de lava viscosa como consecuencia de la separación de gas tras la descompresión: a) Inicio de la nucleación tras la salida; las burbujas de gas crecen libremente; b) continúa el crecimiento, se forman nuevos núcleos y las burbujas mayores interfieren entre sí; c) cesa el crecimiento de las burbujas: d) se fragmenta la superficie y ello se propaga hacia abajo por explosión de las burbujas.

Algunos aspectos de las propiedades hidráulicas de los materiales y formaciones volcánicas y de las asociadas y derivadas son:

Aspectos generales

– Son a la vez porosas y fracturadas

– No hay organización interna (sin similitud con el karst) a pesar de que puede haber cavidades

– Notable heterogeneidad de detalle

– Permeabilidad de detalle que puede variar en un rango de 10^6

– Notable porosidad drenable a nivel regional

– Permeabilidad y porosidad medias apreciables, aún a gran profundidad

-- Muy sensibles a alteración y edad, en general disminuyendo notablemente

– Gran importancia de la fracturación primaria y por reajustes tectónicos

Aspectos de detalle

– Permeabilidad de las coladas:

- muy pequeña en su interior
- grande a muy grande en techo (en especial en el malpaís)
- moderada en la base (si poco alterada)

– Permeabilidad de piroclastos

– grande si jóvenes y no soldados

– muy pequeña si soldados o muy alterados

– Capas rojas (almagres)

– disminuyen la permeabilidad vertical → posibles acuíferos colgados (?)

– no son continuas

– Papel de los diques a veces poco claro

– barreras al flujo de agua en dirección perpendicular

–favorecen el flujo de agua en dirección paralela

– Pitones y grandes intrusiones: muy poco permeables

3.6.2 Parámetros hidráulicos

En general, en medio poroso saturado de agua, los ensayos para determinar los parámetros hidráulicos a escala mayor que la de detalle son los clásicos que se desarrollan en los textos (Custodio y Llamas, 1976/1983, Sección 9; CIHS, 2009). Los métodos clásicos han sido aplicados en los traps del Deccan (India), donde hay muy numerosos pozos tubulares y de gran diámetro (Uhl y Joshi, 1986; Sammel, 1974; Kulkarni et al., 1997; Adyalkar y Mani, 1974). Hay complicaciones a causa de la heterogeneidad, gran diámetro del pozo, efectos de drenaje diferido, no idealidad de los sondeos de observación y observaciones sólo en el pozo de bombeo (Sánchez-Vila et al., 1999). Los valores de la transmisividad se evalúan sin grandes desviaciones, pero los del coeficiente de almacenamiento tienden a diferir y ser mucho menores que la porosidad drenable en el caso de situaciones que se asimilan a las de acuífero libre (Meier et al., 1998). También tiene importancia la existencia de fracturas, de modo que en muchas circunstancias estas dominan el flujo de agua subterránea a distancias cortas y tiempos breves (Barker, 1988).

Los efectos de cantidad de agua dependen de la conductividad hidráulica k, del coeficiente de almacenamiento S y de las dimensiones, con un comportamiento dinámico que depende de la difusividad hidráulica T/S en la que T es la transmisividad (hidráulica) = k·b, siendo b el espesor de flujo. En el transporte de masa de soluto hay que considerar también la difusividad y la dispersividad, pero esto no se considera en este trabajo, que se centra en aspectos de cantidad y los de calidad sólo son objeto de descripción.

Frecuentemente se consideran acuíferos libres, con el nivel freático definido, aunque su comportamiento en cuanto a los bombeos y respuesta a variaciones de nivel a corto plazo se acerque al de los acuíferos cautivos y semiconfinados, debido las intercalaciones y frecuente conductividad hidráulica vertical mucho menor que la horizontal. Las heterogeneidades pueden producir efectos anómalos en los piezómetros de observación, cuando estos están disponibles, lo que no suele ser frecuente. Los piezómetros pueden estar abiertos en formaciones distintas a la que está en bombeo. Con ensayos de bombeo es posible estudiar la presencia de barreras impermeables o límites de recarga, si bien en medios poco transmisivos hidráulicamente el radio de influencia del bombeo durante su duración puede resultar corto. Si el pozo ha sido construido en un lugar de permeabilidad preferente, es frecuente que, tras un cierto tiempo de bombeo, aumente bruscamente la pendiente de la línea de descensos-tiempos.

La corrección de los descensos por efecto de penetración parcial puede ser complicada por la dificultad en cuantificar la anisotropía vertical, en cuyo caso se recurre a aproximaciones, como las de Numerov y Aravin o de Forchheimer (Capítulo 9.9 de Custodio y Llamas 1976/1973). Cuando el gradiente hidráulico es grande, se puede producir una disminución de la pendiente de la línea de descensos al aumentar el tiempo de bombeo.

La interpretación de los datos de caudal-nivel en pozos de gran diámetro, frecuentes en formaciones volcánicas, debe tener en cuenta el almacenamiento de agua en el pozo,

cuyo efecto puede dominar durante gran parte del tiempo. En este caso, son más fiables los resultados derivados de las observaciones de recuperación, analizando los ascensos de niveles por tramos o aplicado algunas fórmulas, como la de Schlichter: $Q/(2\pi r_p h) = (A/t)\ \ln(s_o/s_t)$, en la que Q = caudal que aporta el acuífero, r_p = radio (efectivo) del pozo, h = altura media de agua en el pozo (preferentemente en un intervalo de tiempo en que h varíe poco), A = sección del pozo donde está el nivel del agua, s_o = descenso del pozo al para el bombeo y s_t = descenso en el pozo transcurrido un tiempo t. Si el efecto de capacidad es pequeño y se consideran los descensos residuales en función de $\log((t+\tau)/t)$, siendo t = tiempo desde el cese del bombeo y τ = duración del bombeo a caudal Q constante, se debe obtener una recata que ha de pasar por s = 0 para $(t+\tau)/t = 1$; si no es así y para s = 0 es $(t+\tau/t > 1$, existe recarga o efecto de drenaje diferido y si es s > 0 para $(t + t)/t = 1$ se ha producido un descenso permanente de niveles que apunta a que el acuífero es de tamaño limitado y sin recarga.

Cuando el valor de la permeabilidad media es función del espesor saturado, hay que efectuar algunas modificaciones en las fórmulas, como substituir la conductividad hidráulica k por $(k_o + k_o')/2$ y los descensos s por $s' = sH(1 - k_o'/k_o + s/H + (1/3)(s/H)^2)(1-k_o'/k_o))$, en que H es el espesor saturado inicial, k_o el valor inicial de k y k_o' el valor de la conductividad hidráulica de la base semipermeable del acuífero (Zhdankus, 1973; Cazenove, 1970).

Cuando el caudal del pozo proviene de unas pocas fisuras en roca de matriz impermeable, este será tanto mayor cuanto más profundas estén las fisuras bajo el nivel del agua. Cuando el nivel del agua en bombeo desciende por debajo de la intersección con una grieta, esta deja de estar afectada por mayores descensos y la tasa de descenso aumenta si se mantiene el caudal. Por esta razón, los caudales específicos calculados para un cierto caudal de bombeo no deben extrapolarse. Si las fracturas se intersecan unas con otras en el entorno del pozo, el caudal captable a largo plazo es menor que si no lo hacen. Cuando se trata de fracturas inclinadas, los niveles de bombeo se deben mantener claramente por encima de la intersección con la fractura, para minimizar el riesgo de vaciar grietas importantes que estén en el entorno del pozo y a menor profundidad.

Cuando las grietas son grandes y/o los descensos elevados, los valores de la transmisividad hidráulica obtenidos de los bombeos en pozos pueden ser notablemente inferiores a los a gran escala, puesto que el flujo puede ser turbulento y esas grietas reflejan con mayor intensidad la heterogeneidad del medio. Se requiere un número elevado de ensayos para que los valores estadísticos de la transmisividad tiendan a los a gran escala. Los valores calculados del coeficiente de almacenamiento, cuando hay sondeos de observación, pueden tener poca relación con la porosidad eficaz (drenable) por muy distintas causas, entre ellas los drenajes diferidos y las heterogeneidades. Estas consideraciones se amplían en la Sección 2.15 de Custodio, 1978).

Como referencia orientativa de los órdenes de magnitud de los parámetros hidráulicos, se aportan las Tablas 3.6.1, 3.6.2 y 3.6.3. En la Figura 3.6.4 se indican los valores orientativos que corresponden a las distintas partes de una gran colada basáltica.

Tabla 3.6.1 Parámetros hidráulicos de diversas formaciones volcánicas, recopilados por Singhal y referidos en Custodio (1978). T = transmisividad hidráulica; q = caudal específico; q = caudal específico por unidad de penetración; S = coeficiente de almacenamiento.*

Lugar	**Formación**	**Edad**	**T m²/d**	**q L/s/m**	**q* L/s/m/m**	**S %**
San Salvador	coladas lava	Pleistoceno	1000-1500	20-100		
San Salvador	piroclastos		100			
Nicaragua, costa Pacífica	piroclastos	Cuaternario	120-3500	7-70 L/s	0,07-2,5	
Alto Tarusk, Afganistán	tobas remov.		71			
Abe Istada / Nahara,Afganistán	tobas remov.	Pleistoceno	250-1000			
Gran Canaria	basaltos	Mioceno	5-20			0,5-1
Gran Canaria	basaltos	Post-Mioceno	40-200			1,0-2,0
Karnataka, India	trap Deccan	Eoceno inf.	10-180			
Andra Pradesh, India	trap Deccan	Eoceno inf.	1-198			
Maharashtra, India	trap Deccan	Eoceno inf.	0,1-500			
Snake River, NW USA	basalto		10^3-1,8·10^6 (media 10^4)	1-4000 (400)		2-6
Maseta de Columbia, Washington y Oregón	basalto	Plioceno		0,02-750 (20)		
Oahu, Hawaii	basalto toleít.	Plioceno	1500-15000			
Nevada	riolita y tobas	Plioceno	17-1740			
Deccan, India	basaltos	Eoceno	10-180			10^{-3} - 2,3*
Traps Deccan	basaltos	Eoceno inf.	0,1-500	0,5-2		
Deccan	laterita		8-200			10^{-4}-0,36

- 2% por drenado

Tabla 3.6.2 Parámetros hidráulicos de las rocas volcánicas, según datos de distintas procedencias (en Custodio, 1978). k_h = conductividad hidráulica horizontal; k_h/k_v = anisotropía vertical; m = porosidad total conectada; la porosidad drenable es menor.

Roca	m	k_h m/d	k_h/k_v
Basalto	0,05	$5 \cdot 10^{-5}$	?
Basalto vesicular	0,20	1	1
Escoria	0,50	1000	1
Suelo derivado	0,50	0,08	1
Fracturas:	0,08	0,05	500
– verticales primarias	0,07	$5 \cdot 10^{-5}$	10^{6}
– verticales secundarias	0,05	5	10^{-5}
– horizontales	0,05	0,05	1
– otras			
Zona fracturada:			
– vesicular	0,15	5	100
– no vesicular	0,10	5	100

Tabla 3.6.3 Conductividad hidráulica horizontal k_h de las rocas volcánicas, según ensayos en Gran Canaria y Tenerife, Islas Canarias (en Custodio, 1978).

Formación	k_h m/d
Complejo basal	< 0,001
Basaltos miocenos	0,005 – 0,05
– alteración hidrotermal	0,1 – 1,0
– no alterados	
Conglomerados volcánicos	< 0,002 – 0,5
(Roque Nublo)	
Fonolitas	0,05 – 0,1
Ignimbritas traquíticas	≈0,01
Basaltos modernos	0,75 - 2,0
Basaltos recientes	50 - 1000

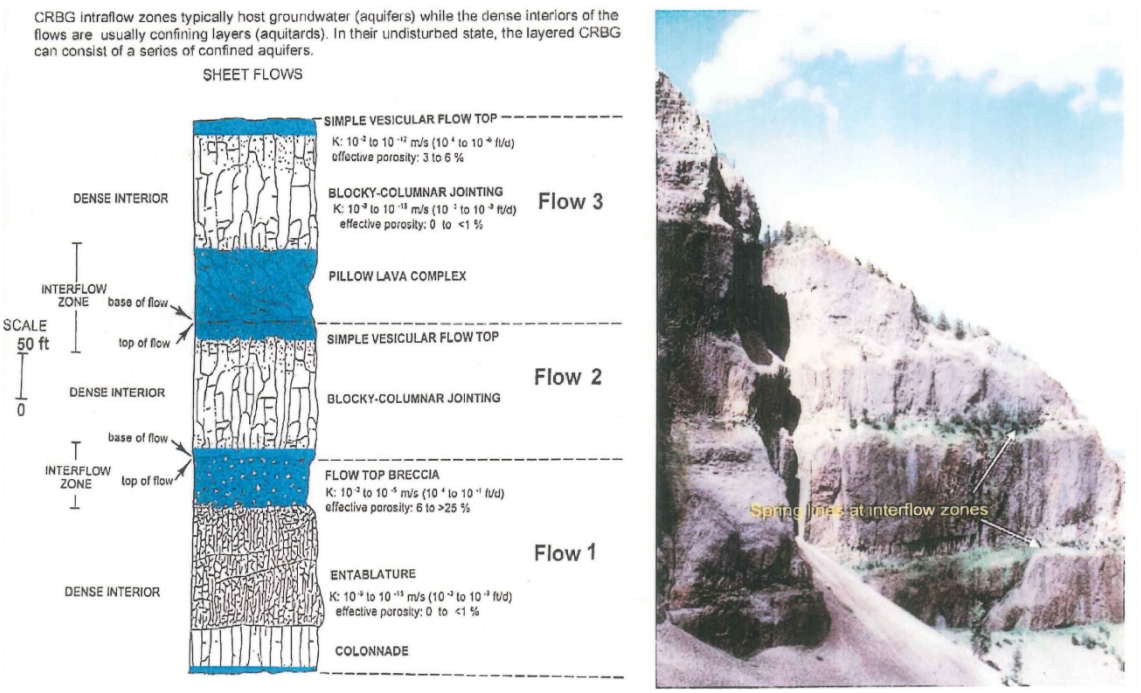


Figura 3.6.4 Valores de la conductividad hidráulica de distintas partes de tres coladas basálticas de la planicie del río Columbia (NW de USA), según GSI Water Solutions y Faybishenko et al. (2000) Las intracapas son acuíferos si están saturadas y dan origen a pequeños manantiales. El interior de las coladas se comporta como un acuitardo confinante. Los diferentes valores consignados para la conductividad hidráulica k y para la porosidad m son: techo vesicular de la colada, k = 10^{-7} a 1000 m/d y m = 0,03 a 0,06; parte en bloques y con disyunción columnar de la colada 3· 10^{-4} a 10^{-10} m/d y m = 0 a <0,01; brecha de techo de la colada, k = 10 a 1000 m/d y m = 0,08 hasta 0,25 y armazón (entabladura, entablature) k = 10^{-4} a 10^{-10} m/d y m = 0 hasta 0,01.

Para la porosidad total se proponen los siguientes valores, en fracción volumétrica:

- Basaltos miocénicos de Lanzarote con piroclastos: drenable ≈0,05, hasta 0,10 (Custodio, 1974)
- Basalto de Slovaquia 0,10-0,15 (Škvarka, 1974)
- Basaltos del trap del Deccan: meteorizado 0,10-0,30; fracturado 0,01-0,10; amigdaloideo 0,08-0,15 (Bardhan, 1974)
- Basaltos de Lanzarote; escorias basálticas recientes hasta 0,40, media 0,16; en presa de Mala: conglomerados 0,16-0,20; conglomerados recristalizados 0,02-0,09; intrusiones 0,01-0,02 (SGOP-Canarias)
- Basalto cuaternario: centro de coladas gruesas 0,01; masivo 4,4; vesicular 0,30; entre coladas 0,40; lapilli y escoria >0,8 (Davis 1974)
- Lahares modernos 0,30; volcanitas terciarias del Columbia River <0,10 (frecuente <0,05); volcanitas mesozoicas <0,05 (excepto si muy alteradas) (Davis, 1974)

- Basaltos del Snake River, Idaho 0,02-0,06, media 0,48; fonolitas 0,02; pumitas 0,87; obsidiana 0,005; tobas riolíticas 0,31; suelos sobre roca volcánica, 0,60 (Davis, en Davis y de Wiest, 1965)
- Riolitas del Nevada Test Site: lavas 0,012-0,44 (frecuente entre 0,11 y 0,15); tobas parcialmente estratificadas 0,19; tobas estratificadas pumíticas 0,40; tobas friables 0,36; tobas soldadas 0,14 y 0,042-0,384; tobas no soldadas >0,5; tobas soldadas 0,042-0,13; tobas muy soldadas <0,10; tobas no soldadas y cenizas 0,11-0,50 (Blankennagel y Weir, 1973)
- Riolitas del Nevada Test Site: tobas no soldadas >>0,5; tobas endurecidas 0,10-0,15 (Winograd, 1971)
- Riolitas del Nevada Test Site: brecha de base de coladas 0,30-0,70; zona cristalina 0,001-0,12 (Blankennagel, 1968)
- Isla de Vulcano (Italia): lavas masivas 0,01-0,05, drenable <0,01; tobas 0,30-0,60 (Liguory y Cusimano)
- Conos y cenizas en Fiji 0,15; lavas y cenizas 0,40 en Fiji; tobas dacíticas removidas a arena y grava en Afganistán 0,40 (drenable 0,10-0,15) (Dijon)
- Isla de Gran Canaria: basaltos antiguos, drenable 0,001-0,001; basaltos modernos 0,50-0,60, drenable 0,005-0,02; fonolitas, traquisienitas e ignimbritas fonolíticas <0,05 (valor drenable 0,0001-0,001, hasta 0,005); conglomerados Roque Nublo 0,15-0,25, drenable 0,01-0,03; terrazas marinas derivadas de Gran Canaria, drenable 0,03-0,05; aluviales y derrubios de valles volcánicos, drenable 0,03-0,05 (SPA-15, 1975)
- Isla deTenerife: Basaltos modernos de Güímar, drenable 0,005-0,02, extremos 0,0001-0,002 (SPA-15)
- Formaciones basálticas de Marruecos, drenable 0,02-0,07 (Mortier et al., 1965)
- Archipiélago de Hawaii: lava basáltica 0,077-0,104; escoria basáltica 0,50 (Ishizaki et al., 1967)

3.6.3 Parámetros hidráulicos de las fracturas en formaciones volcánicas

Las rocas volcánicas son a la vez medios que permiten el flujo poroso y el flujo por fracturas del agua subterránea, con predominio de una forma u otra según el tipo de roca y con gran variación espacial. La edad y estado de alteración de la roca modifica mucho el comportamiento. A escala métrica, el detalle de la distribución de roca porosa y fracturada es importante, pero, como se ha comentado anteriormente, a mayor escala se tiende hacia un comportamiento más homogéneo, equivalente al de un medio poroso. No obstante, las fracturas no pierden importancia y modifican la anisotropía. Además, la fracturación por causas tectónicas puede ser importante, incluso en detalle, pero es muy difícil de identificar al no disponerse comúnmente de niveles guía ni de buenos afloramientos. También tienen importancia las fracturas

asociadas a los diques y otras intrusiones, tanto de la propia intrusión como de las superficies de contacto con la roca de caja.

El estudio de la fracturación de las formaciones volcánicas en cuanto a su orientación y apertura se realiza aplicando técnicas de estudio de rocas en afloramientos y fotogramétricamente. Depende de la existencia de buenos afloramientos, que escasean en climas lluviosos, y de depósitos de recubrimiento, como capas de cenizas. También se estudian en sondeos con testigo continuo.

La apertura de fisuras es el parámetro que más influye en la permeabilidad por fracturación, pero es el más modificado en superficie y en excavaciones. Su estudio debe hacerse preferentemente en cavidades y sondeos. En el interior de galerías y túneles, la apertura puede estar muy modificada por los explosivos o las herramientas de corte utilizadas y la deformación subsiguiente. En profundidad se recurre a técnicas afinadas de testificación y a ensayos con obturadores en intervalos cortos (Zamenek et al., 1970; Louis y Maini, 1970), en los que se determina el caudal de admisión, que después se traduce en aperturas mediante las oportunas formulaciones. Se suelen tener tramos de 1,5 a 3,0 m en sondeos NX de 76 mm de diámetro (3 pulgadas). Para evitar que las fisuras se abran por la presión de inyección, esta se limita a ¾ del peso de los materiales que están encima. Se trabaja con uno o dos escalones de presión de 3 minutos de duración y luego se mide el descenso (Banks, 1972), con las correcciones para tener en cuenta las pérdidas de carga. Se trata de técnicas comunes en mecánica de rocas.

También se puede recurrir a técnicas de trazadores en pozo único o entre sondeos, aunque su aplicación ha disminuido al ser actualmente difícil obtener permisos para aplicar trazadores radioactivos de periodo corto de semidesintegración, como el ^{131}I y el ^{82}Br. Por esta razón. estas técnicas no se detallan aquí (véase Custodio, 1978; Sección 12 de Custodio y Llamas, 1976/1983; Baonza et al., 1970; Plata, 1972). No obstante, la transmisión de un trazador salino o colorante entre dos sondeos, natural o preferentemente por bombeo, es eficaz para determinar porosidades cinemáticas y tramos de flujo. Se ha realizado en formaciones volcánicas en Canarias.

En basaltos no saturados de >60 m de potencia, Banks (1972) encontró que las fisuras de apertura e < 0,8 mm son las más irregulares y continuas, que lo normal es que e < 6 mm y que las mayores pueden llegar a 100-150 mm, con longitudes de hasta 20 m. Las fracturas pueden estar total o parcialmente rellenas de carbonatos, en especial las menores.

En el macizo basáltico de Famara, Lanzarote, se encuentra que en los sondeos existen de 1 a 4 tramos permeables cada 100 m, que ocupan del 5% al 25% de la longitud total del sondeo.

Para el estudio de la hidrodinámica de las fracturas se suele suponer que están limitadas por superficies paralelas planas más o menos rugosas, separadas por un intervalo caracterizado por un valor medio. Normalmente, en condiciones naturales, el flujo suele ser laminar, excepto si son muy anchas o en las proximidades del lugar de descarga al exterior o a un pozo o galería.

En un conjunto de ensayos de producción en los sondeos perforados en el interior de la Galería III del macizo basáltico de Famara, Lanzarote, midiendo el caudal estable final y la presión de inyección o de descarga (Custodio, 1974; 1978) se encontró una relación

lineal entre las dos variables, excepto para pequeños caudales de descarga, atribuible a la disminución de la presión por fugas, por cierre imperfecto de las cementaciones de cabeza de los sondeos y a lo largo del mismo. El diámetro de las perforaciones permite que el error por pérdidas de carga de circulación no afecte sensiblemente a los resultados. En este caso, la profundidad bajo la superficie del terreno es de unos 300 m y la variación de presión es <30 m de columna de agua, con lo que no son de esperar efectos de ensanchamiento de las fracturas. Estas experiencias permiten admitir, con cierto grado de generalidad, que existe un flujo natural lineal, ya que las condiciones naturales son menos intensas que la de los ensayos.

Así, v = k·i, siendo v = velocidad de Darcy, k = conductividad hidráulica y i = gradiente hidráulico. El valor de k puede obtenerse a partir de la Ley de Poiseuille:

$k = e^2\gamma/(12\mu) = \gamma \cdot K/\mu$ y K = permeabilidad (intrínseca) = $e^2/12$

siendo e = anchura media característica de la fisura, γ = peso específico de agua = $\rho \cdot g$, ρ = densidad, g = aceleración de la gravedad y μ = viscosidad dinámica del agua.

Se supone que la distribución real de las velocidades a lo ancho de una fractura es parabólica, con el máximo en el centro y nulo en las paredes. En las fracturas de <0,01 mm de ancho, el flujo del agua es muy lento o nulo cuando se aplican gradientes hidráulicos habituales en hidrogeología, aunque es posible cierto movimiento pulsante causado por variaciones de apertura por efecto de la marea terrestre.

La conductividad hidráulica de las fracturas depende mucho de su anchura y relleno y de su magnificación por seísmos, de modo que su valoración es incierta (Sagar y Runchal, 1982). Es frecuente que el tratamiento del medio fracturado, salvo para grandes fracturas discretas, se haga mediante la asimilación a un medio continuo poroso equivalente o consistente en una red de fracturas que limitan bloques de matriz, equivalente a un continuo (Khaleel, 1989). La modelación con precisión puede requerir una descripción detallada del medio, con numerosas perforaciones y ensayos, para lograr cortes que muestren los elementos a modelar (Figura 3.6.5).

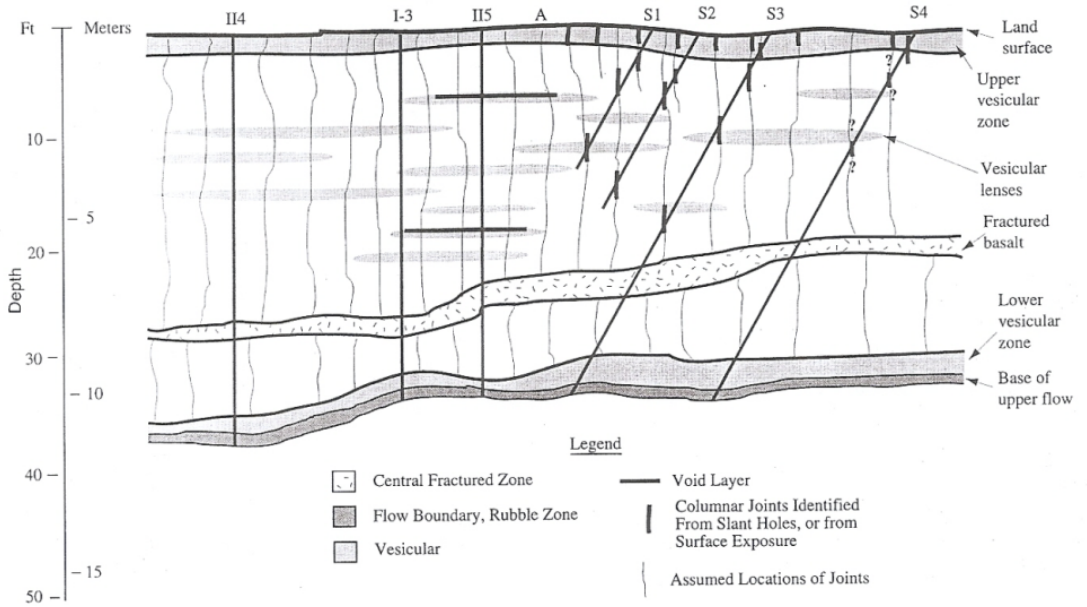


Figura 3.6.5 Corte vertical en los basaltos del Box Canyon, planicie del Snake River, NW de Norteamérica (Doughty, 2000).

3.6.4 Distribución de los parámetros hidráulicos

Los caudales, caudales específicos y otros parámetros hidráulicos de pozos, sondeos, manantiales y cursos de agua en formaciones volcánicas cubren un amplio campo de variabilidad. Se pueden tratar estadísticamente por métodos clásicos, teniendo en cuenta la formación volcánica, la presencia de diques y almagres, profundidad, posición morfológica y otras variables que se supongan de interés. Si Q = caudal, s = descenso de nivel piezométrico o de presión debido a ese caudal y p = penetración en la formación, a grandes rasgos y para tiempos intermedios y diámetros comunes, cuando la pérdida de carga de acceso a la captación es relativamente pequeña, el caudal específico q = Q/s es aproximadamente proporcional a la transmisividad hidráulica T y el caudal específico por unidad de penetración q* = q/p es aproximadamente proporcional a la conductividad hidráulica (o a la permeabilidad para un medio sólido determinado). En medios muy estratificados, q se corresponde bien con el de T de los materiales penetrados. En medios en que existen discontinuidades verticales es difícil establecer una correspondencia clara.

Es frecuente que la distribución de frecuencias de q para una determinada área sea marcadamente asimétrica, sesgada hacia los valores menores (Figura 3.6.6).

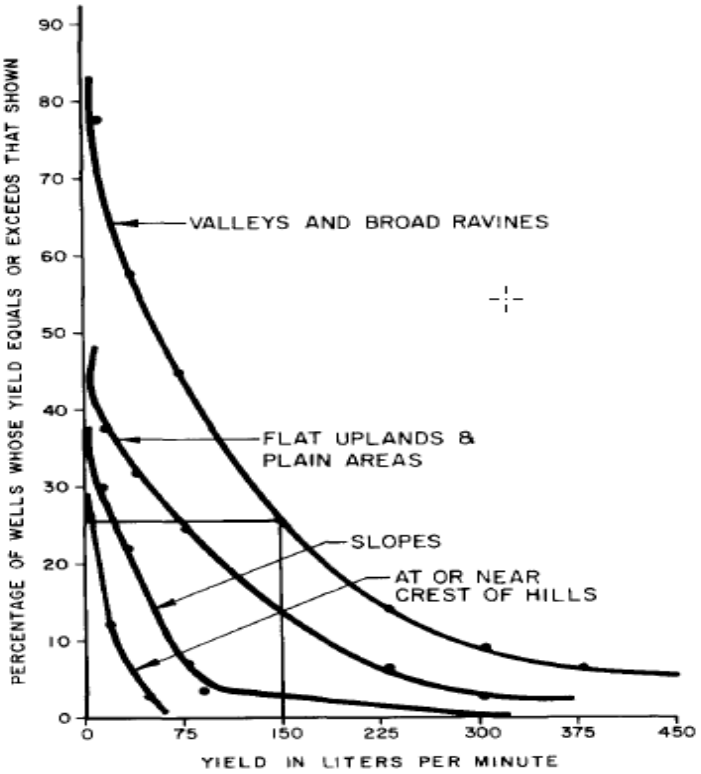


Figura 3.6.6 Distribución estadística de los caudales de los pozos en un área de los trap del Deccan (India). Se representa el porcentaje de pozos cuyo caudal es igual o mayor que el que se indica en el eje de abscisas (Uhl y Joshi, 1986).

El sesgo desaparece o se atenúa notablemente con una transformación apropiada de la variable. La transformación más usada es la logarítmica con las frecuencias de la ley

normal o de Gauss (ley de Galton), aunque también se usa para mejorar los ajustes la de Fréchet, que considera valores logarítmicos de la variable y una distribución de frecuencias Gumbel. Las Figuras 3.6.7, 3.6.8 y 3.6.9 corresponden a datos de la isla de Gran Canaria. Cuanto más se acerca la línea de ajuste a una horizontal, más homogéneas son las formaciones y más heterogéneas cuando la inclinación es grande. En este último caso, para mejorar los resultados de una ejecución, se requieren mejores estudios previos respecto a los que se hayan empleado habitualmente en el área que se considera.

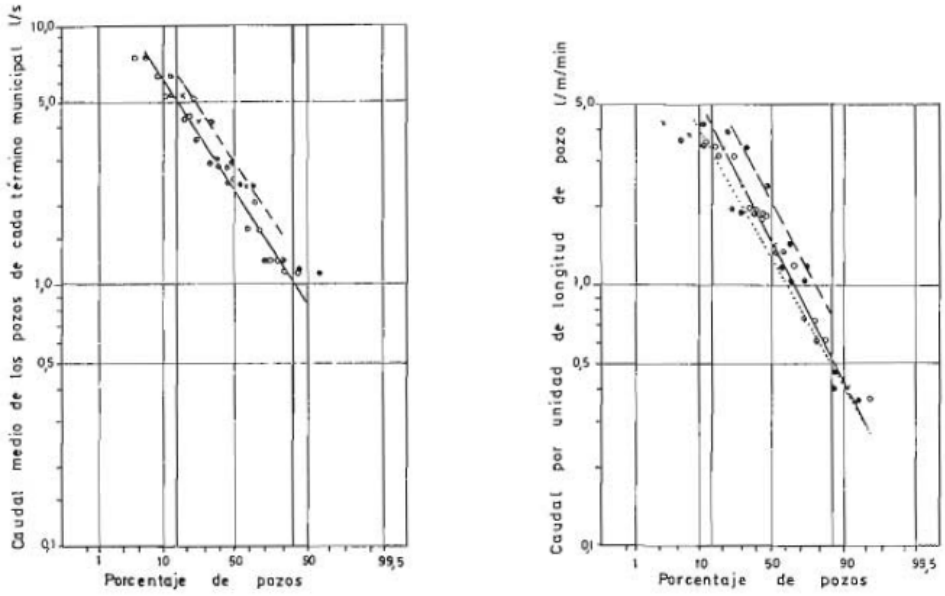


Figura 3.6.7 Representación de los valores logarítmicos de los caudales y de los caudales por unidad de longitud de pozo de los pozos de los términos municipales de Gran Canaria según la frecuencia de la ley de Gumbel (SPA-15, 1975; Custodio, 1978). Se separan los pozos de la parte N, en materiales más jóvenes, que los de la parte S. Línea continua = insular; línea de trazos largos = municipios del N, en materiales volcánicos más jóvenes; línea punteada = municipios del S.

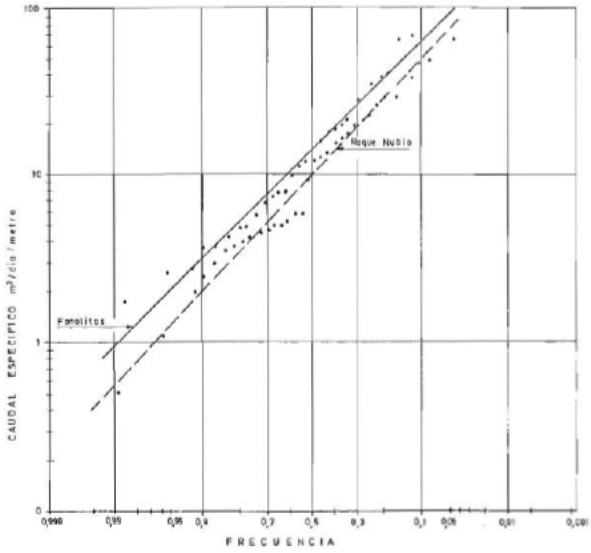


Figura 3.6.8 Representación de los valores logarítmicos según la frecuencia de la ley Gumbel de los caudales específicos en los pozos y sondeos (por unidad de longitud de la perforación) en el S de la isla de Gran Canaria,

en fonolitas finales de la fase de escudo y en conglomerados Roque Nublo tras la reactivación volcánica que siguió a formación de la gran caldera central (SPA-15, 1975; Custodio, 1978).

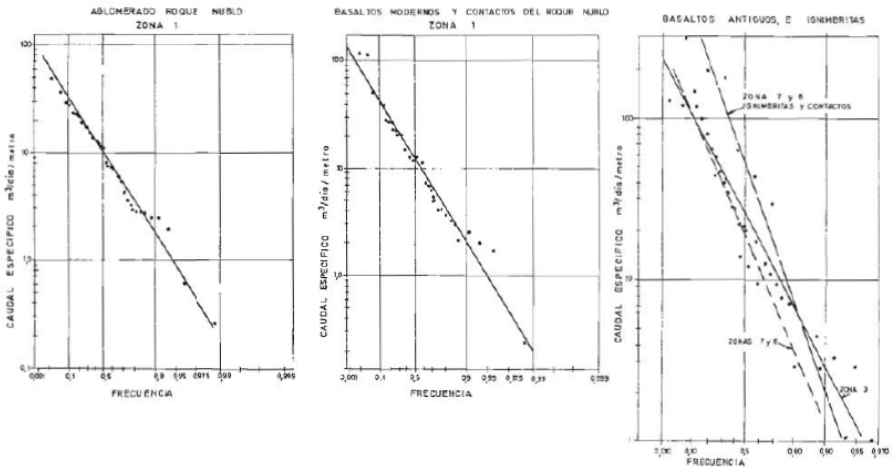


Figura 3.6.9 Representación de los valores logarítmicos según la frecuencia de la ley de Gumbel (Ley de Fréchet) de los caudales específicos en los pozos (por unidad de longitud de perforación) y sondeos de la isla de Gran Canaria, agrupados en conglomerados Roque Nublo, en basaltos modernos y su contacto con los conglomerados Roque Nublo y en basaltos antiguos, ignimbritas y fonolitas (SPA-15, 1975; Custodio, 1978).

La Figura 3.6.10 compara las distribuciones de Fréchet de los caudales específicos de los pozos de Gran Canaria (caudal por unidad de penetración y por unidad de descenso). Hay diferencias entre las distintas formaciones volcánicas, todas ellas notablemente heterogéneas, en especial los basaltos antiguos (del escudo) y las ignimbritas, pero con valores medios similares o superiores a los de las otras formaciones. Las fonolitas, generalmente consideradas como acuíferos pobres, resultan las formaciones más productivas, con el detalle de los datos disponibles en 1972.

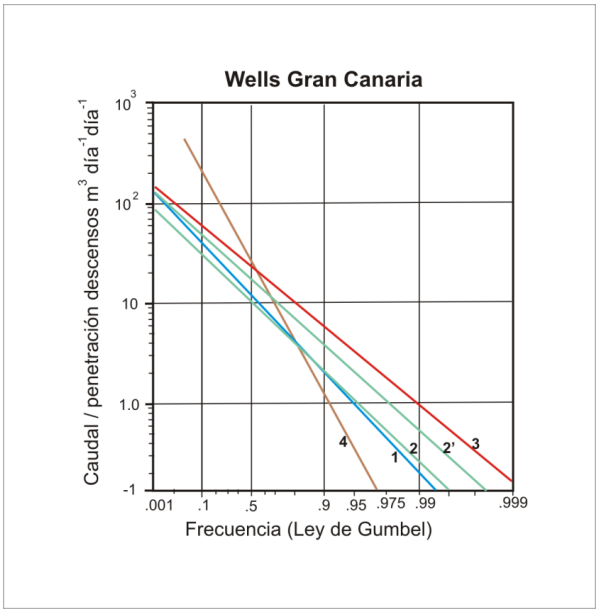


Figura 3.6.10 Frecuencia según la Ley de Gumbel de los logaritmos decimales de los caudales específicos de los pozos de la isla de Gran Canaria (Ley de Fréchet), dados como caudal dividido por penetración del pozo y el descenso. Modificado de SPA-15 (1975). Las diferentes rectas corresponden a: 1) basaltos modernos en contacto

con la Fm. Roque Nublo, 2) y 2') conglomerados Roque Nublo, 3) fonolitas y 4) basaltos antiguos e ignimbritas fonolíticas y traquifonolíticas.

Cuando los datos son muy numerosos, se pueden sintetizar utilizando un campo dividido en intervalos (Figura 3.6.11).

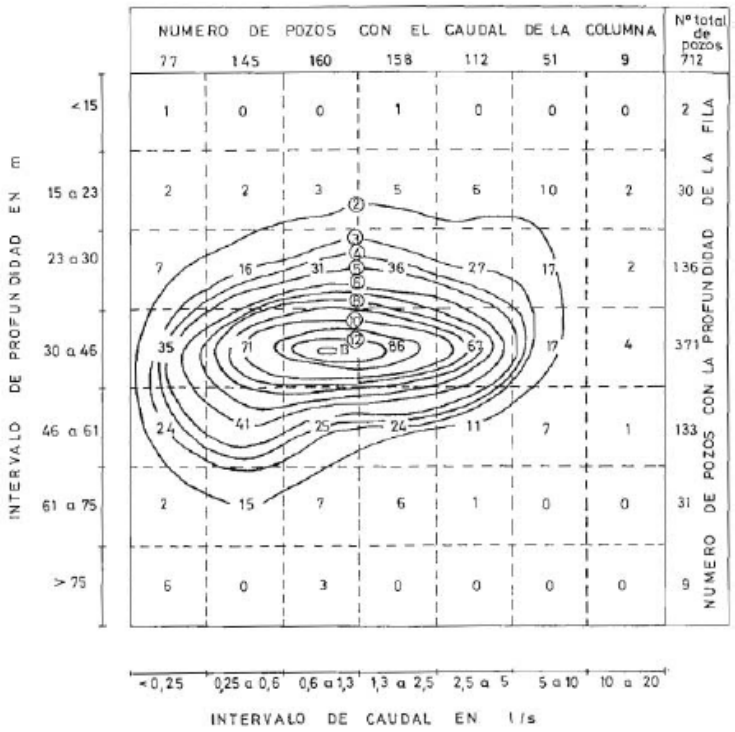


Figura 3.6.11 Relación entre caudal y profundidad para pozos perforados en roca ígnea (granito) fracturada. Las cifras dentro de los cuadrados señalan el número de pozos del correspondiente intervalo de profundidad con caudal en el intervalo considerado (Radhakrishna et al., 1974). Las isolíneas del número son los valores de los cuadros en decenas. Se observa que los pozos más productivos son que tienen entre 30 y 46 m y proporcionan 0,6 a 1,3 L/s. Al alejarse de esas condiciones la productividad media de los pozos decae rápidamente.

3.6.5 Consideraciones sobre la hidráulica de las galerías de agua

Las galerías (túneles) de agua dentro de un acuífero, cuya altitud de descarga es inferior al nivel piezométrico, producen un drenaje radial longitudinal, como muestra la Figura 4.6.12, originando una depresión piezométrica a su largo. El resultado depende de la longitud de la galería.

Para simplificar el análisis hidráulico se supone que se trata de una galería muy larga en relación con el ancho de la zona afectada piezométricamente, con lo que se prescinde de una de las dimensiones. Un tratamiento más detallado puede verse en la Sección 9 de Custodio y Llamas (1976/1983). A partir de cierta distancia de la galería, el descenso producido es ya muy pequeño, en función de las propiedades hidráulicas del medio y de la recarga que pueda haber. También a cierta distancia el efecto de una galería y de una zanja que penetre todo el espesor del acuífero es similar, lo mismo que sucede con los pozos, pero de forma menos acusada. Esto permite efectuar cálculos hidráulicos aproximados de una galería como si se tratase de una zanja profunda, tanto en régimen permanente como en régimen variable. Debe especificarse si se consideran

aportes por ambos lados o sólo por uno. Una situación hidráulica frecuente asimilable es la de un acuífero que descarga lateralmente a un rio que penetra todo el espesor acuífero y extensión lateral muy grande o hasta un límite paralelo al río impermeable o línea divisoria de aguas estable. Normalmente, por simplicidad, se considera que inicialmente el acuífero no tiene gradiente a lo largo de la zanja o dren, pero en el caso de las galerías de agua penetran frontalmente en un acuífero, de modo que el nivel piezométrico inicial es tanto mayor cuanto mayor la penetración. Al inicio la galería drena de forma similar a un punto y luego se va formando una depresión, de modo que gran parte del caudal entra en la galería por su parte más penetrante y no homogéneamente. El tratamiento cuantitativo es complicado y no se dispone de formulaciones sencillas. Para comprender el funcionamiento se puede recurrir a la simulación numérica, que en general debe ser 3-D (tridimensional). La Figura 4.6.13 es un ejemplo muy simplificado.

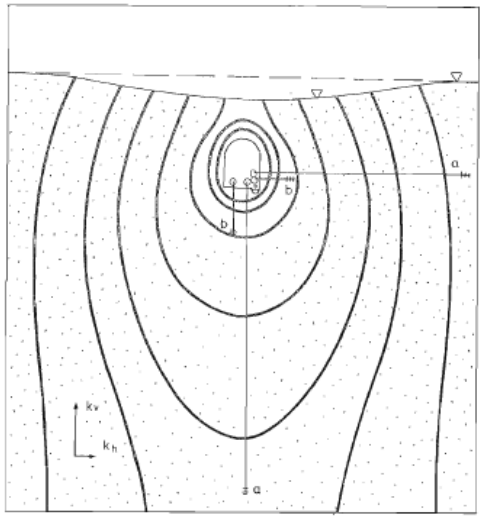


Figura 4.6.12 Descensos piezométricos producidos por una galería de agua a la presión atmosférica en un acuífero inicialmente sin flujo.

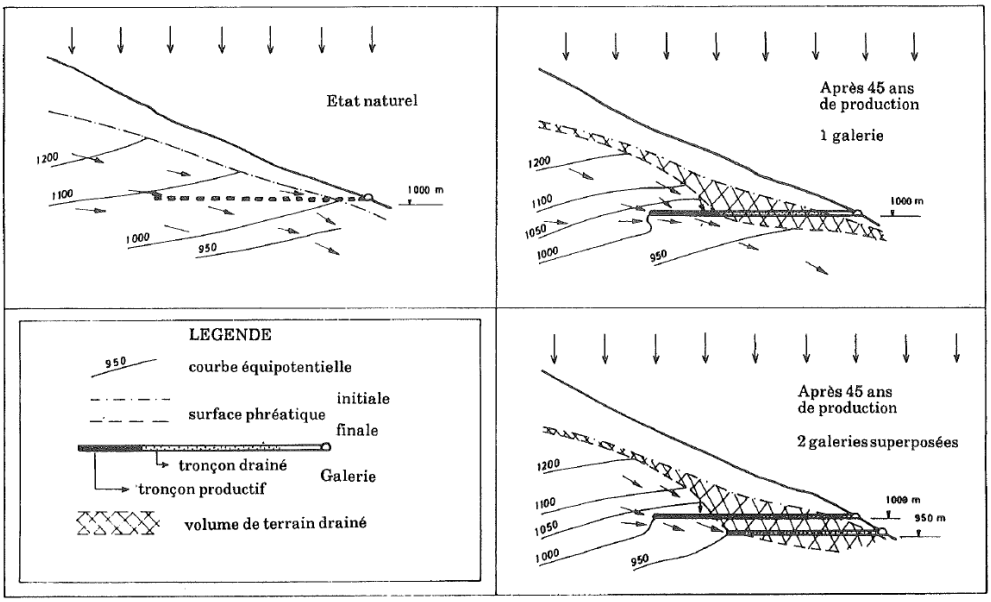


Figura 4.6.13 Efecto simulado numéricamente del vaciado de reservas de agua subterránea tras un cierto tiempo de la perforación de una galería de agua en un macizo volcánico e interferencia de una segunda galería a menor altitud (L. López García, en Custodio et al., 1988).

Desde principios del siglo XX, en la isla de Oahu, Hawaii, se construyeron en la parte montañosa túneles (galerías) para captar aguas de manantiales. En 1934, en el túnel Waikane-2, del sistema Waiahole, se instaló una compuerta (*bulk-head*) para regular el caudal mediante almacenamiento en el acuífero al aumentar los niveles tras el cierre de dicha compuerta (Mink, 1981), pero se dejó de utilizar al considerarse que su efecto no era suficiente para regular. En 1955, en el túnel de Waihee se midieron sistemáticamente los caudales tras la perforación y durante la década de 1960 se hicieron unos primeros cálculos para estudiar el comportamiento en diversas circunstancias. Algo similar se hizo, de forma independiente, en las galerías construidas en la misma época en el macizo basáltico de Famara, isla de Lanzarote (Custodio, 1978).

En Canarias hay del orden de 1000 galerías. Algunas de ellas, a largo plazo acaban produciendo un caudal estable, en general mucho menos que el máximo alcanzado durante la perforación o las etapas de perforación, aunque puede tener fluctuaciones estacionales; es la recarga a los acuíferos dentro del área de captación de la galería y no se transfiere a partes a menor altitud. Pero también hay galerías que acaban secas, bien sea por que otras galerías próximas a menor altitud hacen que el nivel freático descienda hasta por debajo de su solera o bien por ser la recarga captada es muy pequeña a causa de la aridez climática. Esta última situación es la de las galerías de Famara, en la isla de Lanzarote. La Figura 4.6.14 muestra la evolución de caudales en los primeros tiempos tras la construcción. Se trata de galerías que penetran un macizo volcánico basáltico mioceno desde un gran acantilado en su lado W, hasta cortar el nivel freático del domo de agua subterránea existente, de altura moderada. El domo existe a pesar de la pequeña recarga anual, debido a la baja permeabilidad del macizo. Las galerías tienen sondeos internos de drenaje y una de ellas tiene un ramal. La galería y los sondeos de prolongación atraviesan una gran variedad de situaciones: coladas de basalto, brechas de techo y base, almagres, acumulaciones de piroclastos, diques, etc.

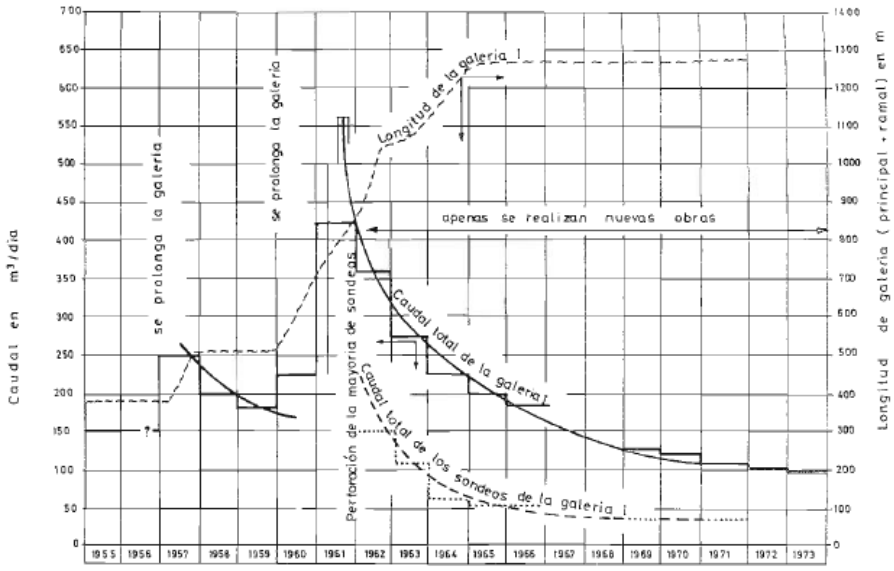


Figura 4.6.14 Evolución de los caudales de la Galería I del macizo basáltico de Famara (Custodio, 1978). A pesar de que la galería tiene dos ramales y penetra atravesando varias coladas, almagres, acumulaciones piroclásticas y diques, con diversos sondeos de drenaje, el agotamiento de caudales sigue una evolución regular.

De modo similar a lo realizado por Mink (1981) en la isla de Oahu, independientemente, se trató de interpretar la evolución de caudales, adaptando distintas formulaciones de la hidráulica de captaciones de agua (Custodio y Llamas, 1976/1983), tales como las fórmulas de Boussinesq, Maillet, Schoeller, Roragaugh, etc. (Castany, 1967; Schoeller, 1962) y consideraciones de las fórmulas de drenes y ríos que drenan acuíferos en régimen no permanente. Se partió de las leyes:

1.- exponencial $Q - Q_b = (Q_o - Q_b)\, e^{-\alpha t}$

2.- de la raíz inversa $Q - Q_b = (Q_o - Q_b)\,(1 + \beta t)^{-2}$

3.- de la inversa de cuadrados, para los primeros tiempos de drenaje $Q = (\gamma t)^{-1}$

siendo Q = caudal (Q_o inicial teórico; Q_b estabilizado final, que representa la recarga en la superficie afectada por el drenaje de la galería). Q_b, α, β y γ son parámetros que dependen del medio y que hay que determinar en cada caso. Para $\beta = \alpha/2$ con $\alpha.t \approx 1$, las fórmulas 1 y 2 coinciden, aunque la ley exponencial decrece inicialmente más deprisa.

Mink (1981) justifica los agotamientos exponenciales y parabólicos (de la raíz inversa)

Según Boussinesq-1904 y Rorabaugh-1952: $\alpha = \pi^2/(4L^2)\cdot(T/S)$; $Q_o = 2Tl(\Delta h/L)$

Según Boussinesq-1904 y Maillet-1935: $\beta = 2\Delta hk/(SL^2)$; $Q_o = 4(\Delta h/L)kH_o l$

Según Rorabaugh-1952 y otros: $\gamma = f/(l^2 z^2 TS)$

En las que L = distancia del dren longitudinal a la divisoria de aguas paralela, T = transmisividad, k = conductividad hidráulica horizontal, S = coeficiente de almacenamiento (porosidad drenable para un acuífero libre), l = longitud de la galería (efectiva), Δh = descenso de nivel piezométrico producido por la galería, H_o = espesor saturado inicial, f = 9-12 si z = H_o y f = 1-2 si z = profundidad de la galería bajo el nivel freático. La correspondencia de estos parámetros con situaciones reales es a veces un tanto forzada.

Para obtener gráficamente los valores de los parámetros de cada fórmula se procede a las siguientes representaciones y aplicaciones (Custodio, 1978):

1.- Ley exponencial $\log(Q - Q_b) = \log(Q_o - Q_b) - at/2{,}30$

2,30 = ln10. Se representa $\log(Q - Q_b)$ en función del tiempo lineal. Se debe obtener una recta de pendiente $-\alpha/2{,}30$ y ordenada en el origen $\log(Q_o - Qb)$. El valor Q_b debe estimarse previamente y tras varias hipótesis coherentes con la situación real elegir la que lleva a una representación más ajustada a una recta. Pueden emplearse técnicas numéricas de ajuste. Con el valor de α se obtiene el de T/S y con el de Q_b el de T.

2.- Ley de la raíz inversa $(Q - Q_b)^{-0,5} = (Q - Q_b)^{-0,5} + (Q_o - Q_b)^{-0,5}\,\beta t$

Se representa $(Q - Qb)^{-0,5}$ en función lineal del tiempo. Se debe obtener una recta de pendiente $\beta(Q_o - Q_b)^{-0,5}$ y ordenada en el origen $(Q_o - Q_b)^{-0,5}$. Esto permite deducir β y Q_o, una vez que se ha decidido el valor de Q_b como en el caso anterior. Con el valor de b se tiene k/S y con el de Q_o el de k.

3.- Ley de la inversa de cuadrados $Q^{-2} = \gamma t$

Se representa Q^{-2} en función lineal de t. Se debe obtener una recta que pasa por el origen y de pendiente γ. Con el valor de γ se obtiene T·S.

La realización de ensayos en sondeos realizados en el interior de las galerías, si se dispone de ellos, pueden aportar una buena información sobre los parámetros del medio volcánico. Se pueden considerar los que están en el tramo no saturado de la galería, como sondeos comunes. Los sondeos que están en la parte de la galería que alcanza y penetra bajo el nivel freático, sean verticales, horizontales o inclinados, deben disponer de un manómetro y una válvula y estar cementados en un tramo suficiente desde el emboquille. En los sondeos verticales surgentes se puede proceder a cerrarlos rápidamente y medir el aumento de presión con el tiempo. Si se trata de un sondeo vertical en un tramo muy poco permeable y se ha extraído agua del mismo, para ver la recuperación hay que evitar la perturbación por tiempo de llenado; para ello se puede proceder a llenar previamente el sondeo con agua hasta la posición del manómetro o del nivel esperado. En cualquier caso, se debe observar las variaciones de nivel o de presión o de caudal en otros posibles sondeos, para saber si se están produciendo interferencias que afecten al cálculo de los parámetros hidráulicos. Los sondeos horizontales suelen construirse con una inclinación inicial hacia arriba del 2% al 5%. Si el sondeo produce un caudal grande suele estar todo él lleno de agua y al cerrar la válvula del manómetro entra de inmediato en carga, pero si el caudal es pequeño, antes debe llenarse el tubo de agua, con lo que se perturban las medidas. También en este caso hay que considerar las interferencias con otros sondeos y la propia galería.

3.6.6 Consideraciones sobre el papel hidráulico de los diques

Los diques son las discontinuidades más importantes y frecuentes en las formaciones volcánicas próximas a los lugares de erupción actuales o anteriores. Su abundancia aumenta en profundidad y con la edad de la roca volcánica respecto a la de la formación. En zonas de efusión preferente pueden casi tan abundantes como la roca de caja. Se pueden disponer con orientaciones preferentes en una o más series que se entrecruzan o formar enjambres como en el caso de los diques-cono (*cone sheets*). Esto, junto con la alteración hidrotermal, condiciona la baja permeabilidad de los núcleos volcánicos en y bajo las zonas preferentes de efusión. En las formaciones que se consideran acuíferas, la frecuencia de diques es menor y en zonas alejadas de la de efusión pueden estar ausentes. Los diques pueden tener longitudes de centenares de metros y a veces varios km. Los diques largos y de gran espesor son poco permeables y pueden actuar como barreras al flujo a su través, aunque pueden conducir agua a lo largo de los planos limitantes del dique hacia fallas u otros diques que lo crucen. El nivel piezométrico en esas fallas puede ser más alto que en el entorno por dilatancia, bombeo sísmico, tensión co-sísmica y mayor permeabilidad cerca de la superficie (Babiquer y Gudmundsson, 2004).

Los espesores de los diques varían entre pocos dm a pocos m y algunas veces superan 10 m. Internamente tienen contactos afaníticos (muy finamente cristalinos) con las paredes encajantes (roca de caja) si el enfriamiento en los bordes ha sido rápido. Los diques pueden ser densos y compactos o pueden presentar grietas de retracción perpendiculares a las paredes y fracturas a consecuencia de esfuerzos mecánicos diversos sobreimpuestos. Pueden ser más o menos permeables que la roca de caja, dependiendo de circunstancias locales de alteración y fracturación.

El contacto entre el dique y la roca de caja puede ser estanco primariamente o estar impermeabilizado por alteración y depósitos minerales, pero pueden también ser fisuras abiertas que permiten el flujo del agua subterránea paralelamente al dique, si existe gradiente hidráulico. Estas fisuras pueden tener anchos desde mm a algunos dm. El comportamiento depende no sólo de que exista o no esas fisuras abiertas, sino de la orientación del dique respecto al relieve y muchas veces el relieve es el resultado de deslizamientos y erosión guiadas por la existencia y formación de los diques. Un macizo volcánico alargado puede estar bien drenado (niveles piezométricos profundos) si los diques son normales a los valles y con un domo piezométrico alto si son paralelos. Esto último es lo que más llama la atención de las descripciones que no detallan los condicionamientos hidráulicos y por ello muchas veces se considera que los diques verticales actúan primariamente como barreras al flujo a su través, de modo que dividen los medios volcánicos en compartimentos semiaislados, con diferencias de nivel entre ellos de hasta decenas de metros de columna de agua. Una notable estanqueidad con buena recarga supone que los compartimentos están llenos y rebosan en manantiales o que este rebose es transferido subterráneamente a partes inferiores por una cobertera permeable de alteración o de depósitos posteriores.

Puede estudiarse el comportamiento hidráulico de los diques, planteando su efecto como una estructura singular (Boonstra y Boehmer, 1986) o como elementos singulares de modelos matemáticos. El tratamiento suponiendo un medio continuo

homogéneo a gran escala y con anisotropía condicionada por los diques suele ser aceptable y realista regionalmente, aunque no reproduce el detalle.

El papel de los diques paralelos a la estructura y perpendiculares a las galerías de agua resulta exagerado en las observaciones realizadas en el interior de una galería en perforación, como se esquematiza en la Figura 4.6.15, en la que, suponiendo que un dique afecta poco al flujo natural, el avance rápido de la galería hasta el mismo ha supuesto el drenaje intenso de la parte anterior, afectando poco a la parte posterior allí donde el dique es denso y continuo. Al romper el dique o penetrarlo con un sondeo horizontal de avance se produce un rápido drenaje por la fisura de contacto con la roca de caja mientras dure el almacenamiento asociado (horas a días), que conserva en el momento inicial el nivel piezométrico natural o sólo tiene un descenso pequeño. La gran diferencia de presión no existe en estado natural y desaparece a lo largo del dique, como se observó en reconocimientos en el macizo basáltico de Famara (Lanzarote).



Figura 4.6.15 Esquematización de lo que sucede cuando una galería o el sondeo horizontal exploratorio en el frente atraviesan un dique. Se supone que el dique afecta poco al flujo natural. El avance rápido de la galería hasta el dique ha supuesto el drenaje intenso de la parte anterior, afectando poco a la parte posterior allí donde el dique es denso y continuo. Al atravesar el dique se produce un rápido drenaje por la fisura de contacto con la roca de caja mientras dure el almacenamiento asociado (horas a días), que conserva en el momento inicial el nivel piezométrico natural o un valor próximo al mismo (Custodio, 1978).

3.6.7 Caudales de manantiales

En áreas volcánicas antiguas o muy alteradas suele haber muchos manantiales (nacientes), en función de la recarga que se produzca, desde rezumes de escasos L/d (como en Lanzarote) hasta varios L/s. Manantiales entre 0,1 y 4 L/s se encuentran en Somalia. En general < 1 L/s en los basaltos Serra Geral, en Brasil. En el volcán Monte

Fuji (Japón) los manantiales, en su mayoría colgados, producen alrededor de 0,6 L/s y 1,1 L/s en los lahares y otros más caudalosos al final de las coladas. En Eslovaquia producen <0,3 L/s en épocas secas, a veces hasta 3 L/s (Škvarka, 1974), con valores regionales entre 0,8 y 3,6 L/s/km^2 en áreas volcánicas jóvenes y de 0,1 a 1,4 L/s/km^2 en piroclastos.

También existen manantiales muy importantes y regulares que responden, además de a una buena recarga, a una buena red de fracturas interconectadas y un apreciable almacenamiento. En Canarias están los nacientes de Marcos y de Cordero, en la isla de La Palma, y El Cedro en La Gomera. Hay manantiales de hasta 20 L/s en tobas e ignimbritas de Centroamérica, hasta de 500 L/s en la base de tobas soldadas en Sumatra y de 40 a 60 L/s sobre los materiales antiguos, en Java, además de los pequeños manantiales de las formaciones de tobas. En Buffalo River, Idaho, el conjunto de manantiales de Thousand Springs produce 15-20 m^3/s.

3.6.8 Caudales de pozos y sondeos

La productividad de las captaciones de agua subterránea en las formaciones volcánicas, además de la litología, depende de la penetración bajo el nivel de saturación y de las características constructivas. Es frecuente que los pozos excavados tengan galerías y perforaciones (catas) en el fondo, lo que agranda mucho el diámetro efectivo y aumenta los efectos de heterogeneidad y anisotropía. Gran diámetro, obras adicionales y gran penetración aumentan la probabilidad de cortar rasgos de mayor permeabilidad en la roca, incluso de fracturas localmente abiertas, pero de extensión limitada, capaces de aportar agua durante un periodo corto de tiempo o facilitar el drenaje de una gran extensión de roca si hay fisuras. La penetración de los pozos excavados (que en Iberoamérica suelen designarse como norias) está condicionada por la posibilidad de extracción de agua durante la construcción, para permitir trabajar en su interior.

Los caudales posibles de los pozos varían en un rango muy amplio.

En los traps del Deccan (India), son frecuentes valores entre 1 y 2,5 L/s con pozos excavados de 6 m de diámetro y 15 m de profundidad (Adyalkar y Mani, 1974). Los más productivos son los próximos a los cauces, donde la profundidad del nivel es menor y la roca está más alterada. En un estudio de más de 300 pozos (Puranik y Das, 1974), se encontró que la mitad de ellos producen menos de 1 L/s, con un descenso de 12 m tras 8 horas de bombeo, y como mucho 2 L/s. Al inicio de la década de 1970 había más de 380.000 pozos excavados de menos de 15 m de profundidad y diámetro hasta 20 m y una tasa de construcción de 20.000 pozos al año (Radhakrishna et al., 1974). El caudal medio era de 0,9 L/s, con un máximo de 4 L/s. Además, existían unos 5000 sondeos entubados de hasta 75 m de profundidad y 150 mm de diámetro, con caudal medio 0,7 L/s. Un sondeo es localmente aceptable si puede producir al menos 30 m^3/d. Es raro superar 100 m^3/d. No es recomendable penetrar más de 60 m.

Los datos aportados al Simposio de Lanzarote de 1974 permiten reunir algunos valores característicos. Valores <1 L/s en los basaltos del Líbano y pozos excavados en las lavas submarinas de Chipre (hasta 3 L/s en sondeos), ≤0,2 L/s en Somalia y cineritas de

Uganda, ≈1 L/s en las islas Fiji (excepcionalmente hasta 5 L/s), unos pocos L/s en Gran Canaria, Tenerife y La Palma, a veces hasta varias decenas de L/s y <0,01-1 L/s en Lanzarote y Fuerteventura.

En contraste con lo expuesto, las lavas escoriáceas recientes pueden ser muy permeables si están saturadas de agua, lo cual sucede en áreas bajas costeras o lagunares. En recopilaciones de datos realizadas por R. Dijon para Naciones Unidas se menciona que en El Salvador y Costa Rica se encuentran pozos con caudales entre 10 y 100 L/s en áreas lagunares, pero que se reducen a 1 o pocos L/s si hay alteración con formación de arcillas. En la costa de Puerto Mármoles, en Lanzarote, se captaron >100 L/s de agua marina con descenso de algunos cm.

La dispersión de valores de la productividad de pozos puede ser mayor en rocas volcánicas ácidas que en las básicas, desde <0,01 hasta decenas de L/s. Se mencionan pozos surgentes de varios centenares de L/s en el S de Idaho (Winograd, 1971) y de 10 a 60 L/s en Arizona (Heindl, 1965), con un pozo excavado somero que puede producir 500 L/s, aunque a escasa distancia puede haber otros pozos poco productivos. En Chequia la producción más común está entre 1 y 5 L/s.

3.6.9 Caudales de galerías

En general se considera que los pozos son el modo común de captación de agua subterránea, pero, en áreas volcánicas montañosas, las galerías (minas) de agua son frecuentes y su estudio requiere en general modelación (Zeidel et al., 2010; Cook et al., 2003).

La productividad de las galerías es también muy variable, desde décimas hasta centenares de L/s, con un caso de 2000 L/s en una galería de 500 m de longitud en Oahu, Hawaii. Las galerías de Gran Canaria producen en media 4 L/s y las de Tenerife 6 L/s, entre casi nada y 200 L/s. En las galerías hay que distinguir entre el caudal obtenido tras la excavación y el a largo plazo, ya que si no hay prolongaciones la producción decae con el tiempo hasta un valor final que equivale a la media de la recarga capturable en una cierta área de captación superficial. En el área árida del macizo de Famara, Lanzarote, se obtuvieron unos 150 m^3/m de sondeo de drenaje dentro de las galerías y un caudal final casi nulo.

La proximidad a zonas de fractura puede aumentar la productividad de las captaciones.

3.6.10 Medio no saturado

Cabe esperar muy diverso comportamiento de la zona no saturada de las formaciones volcánicas, dada su gran variedad, la importancia de la alteración de la roca y el papel de la fracturación, tanto para la recarga como para el movimiento de solutos. Se dispone de pocos estudios. Generalmente se supone que el comportamiento es similar a la de las otras formaciones.

Se han realizado estudios de gran detalle en Yucca Mountain, Nevada, con vistas al diseño de un repositorio de residuos nucleares, que después se descartó. Se realizó con reconocimiento continuo de una fractura en tobas riolíticas de gran potencia y nivel freático profundo (Soll y Birdsell, 1998). La fisura se comporta con una conductividad hidráulica hasta 10^7 veces la de la matriz. Con alta recarga se observó flujo preferencial por la fisura, aún con baja saturación y alta capilaridad en la toba, que aumenta con la mayor humedad de la matriz. Las discontinuidades en el revestimiento de la fisura favorecen la imbibición por la matriz y reduce el flujo descendente por la fisura. Si no hay recubrimiento, mayor imbibición. El efecto depende de la unidad estratigráfica atravesada por la fractura. En general, las fracturas no son un camino rápido de flujo en todo su recorrido. Hay flujo por la fractura con matriz casi saturada de agua y bien recargada. Si los eventos de recarga se repiten frecuentemente, la existencia de fracturas tiene cada vez más influencia. El flujo de fractura casi se elimina si dicha fractura está obstruida, aunque sea en un tramo corto.

La medición de la permeabilidad intrínseca en tobas no saturadas con fracturas es a veces difícil. En la toba Bandellier, cerca de Los Álamos, Nuevo México (Karl et al., 1990), los valores varían en el rango de $K = 8{,}4 \cdot 10^{-10}$ a $4{,}3 \cdot 10^{-8}$ cm^2, donde no todas las fisuras contribuyes al aumento de K. En ese lugar, el nivel freático está a unos 200 m de profundidad. Se emplearon tres métodos de medida: inyección de aire, ensayos al vacío y medidas de testigos en el laboratorio. Los valores obtenidos por inyección de aire son hasta un orden de magnitud mayores que los derivados de los otros métodos.

3.6.11 Permeabilidad de la corteza terrestre

Las ofiolitas han sido estudiadas en diversas ocasiones para evaluar su interés hidrogeológico en lugares en que están presentes y hay escasez de recursos de agua, como en el Macizo de, o en Omán. A pesar de su compacidad, las ofiolitas tienen suficiente porosidad (Gillis y Sapp, 1997) y fracturación, en especial entre las almohadillas de basaltos submarinos. Las fracturas, que pueden tener rellenos de epidota y cuarzo hidrotermales y de calcita depositada a baja temperatura, están menos abiertas y son tanto más cortas cuanto mayor es la profundidad. Si las fisuras no son de enfriamiento, la tendencia es a que las fracturas sean paralelas o perpendiculares a los límites de las capas y diques (van Everdingen, 1995).

Aplicando consideraciones clásicas (Sagar y Runchal, 1982) y como se ha visto en la Sección 3.6.3, la permeabilidad intrínseca se evalúa como $K = \rho \cdot g \cdot b^2/(12\mu)$, siendo ρ la densidad del fluido, g la aceleración de la gravedad, b el ancho de la fisura y μ la viscosidad del fluido. La transmisividad según la fractura es $T = \rho \cdot g \cdot b^3/(12\mu)$.

La permeabilidad puede aumentar como consecuencia de la sismicidad (Rojstaczer et al., 1995; Hill et al., 2002). En el relativamente lluvioso Macizo de Troodos hay manantiales, los mayores con caudales entre 0,65 y 215 L/s, y se encuentran fracturas y diques de pocos m de ancho y longitud de varios hm. La modelación del conjunto

gabro-diques permite estimar una conductividad hidráulica regional de 16 a 20 m/d y de 4,5 a 5,5 m/d en la parte de cobertera (Boronina et al., 2003).

En las formaciones basálticas submarinas de lavas almohadilladas, la permeabilidad está principalmente entre las almohadillas si no hay vidrio ni minerales secundarios (Gillis y Sapp, 1997). Las fracturas son de diversos tipos, algunas rellenas de esmectita, calcita, zeolitas y cemento calcáreo. La formación de esmectita reduce notablemente la conductividad hidráulica. Las facies basales de las formaciones pueden tener almohadillas de 6-50 m diámetro y hasta 3 m de altura, con tubos de <1 m. La porosidad de fractura entre almohadillas puede ser en promedio de 1,5% hasta 3,7%, con variaciones del 1%-2% en el fondo marino, 0,4-3% entre coladas, 1-20% en partes vesiculares y 25%-55% entre almohadillas, las que suponen el 7%-18% de la masa.

A efectos de cuantificación del movimiento de magmas y fluidos en la corteza terrestre, se han realizado valoraciones de la permeabilidad intrínseca K en profundidad (Clauser, 1992; Gleeson e Ingebritsen, 2016; Ingebritsen y Gleeson, 2014; 2017). Se observa que la K regional >> K sondeos y que la mayoría del flujo en la corteza superior se canaliza por un pequeño volumen de roca. En una corteza de ≥6 Ma, los sondeos proporcionan un valor de K= 10^{-13}-10^{-14} m^2 y otros sondeos K = 10^{-10} m^2, que se reducen a 10^{-13} m^2 con el incremento de la edad, debido al rápido relleno inicial de poros por procesos mecánicos y magmáticos al principio y luego procesos diagenéticos más lentos. Pero los datos de flujo de calor indican advección, incluso hasta 65 Ma, lo que homogeneiza la temperatura con entrada de agua fría del mar, que se calienta durante el flujo lateral y luego sale al fondo oceánico (Cook, 2017). Del estudio de diversas perforaciones profundas oceánicas, Fisher (1998) resume los siguientes valores: en testigos K = 10^{-22} a 10^{-17} m^2; en perforaciones K = 10^{-18} a 10^{-13} m^2; por simulación de la temperatura K = 10^{-16} a 10^{-11} m^2; por modelación K = 10^{-16} a 10^{-9} m^2. Las Figuras 3.6.16 y 3.6.17 muestran el detalle de los resultados. Los valores correspondientes a las fracturas se obtienen a partir de las ecuaciones de Navier-Stokes para fluido viscoso entre dos placas paralelas, como se ha visto en la Sección 3.6.3.

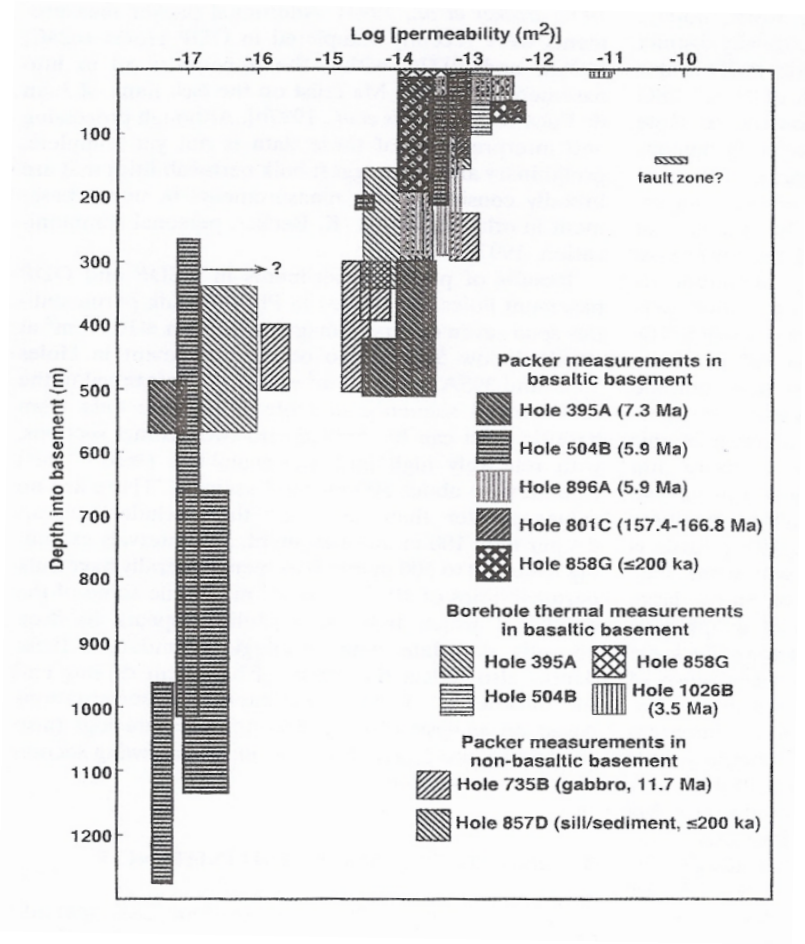


Figura 3.6.16 Permeabilidades intrínsecas globales de la corteza oceánica superior obtenidas por ensayos en sondeos con obturadores y estudio de temperatura en los sondeos (Fisher, 1998).

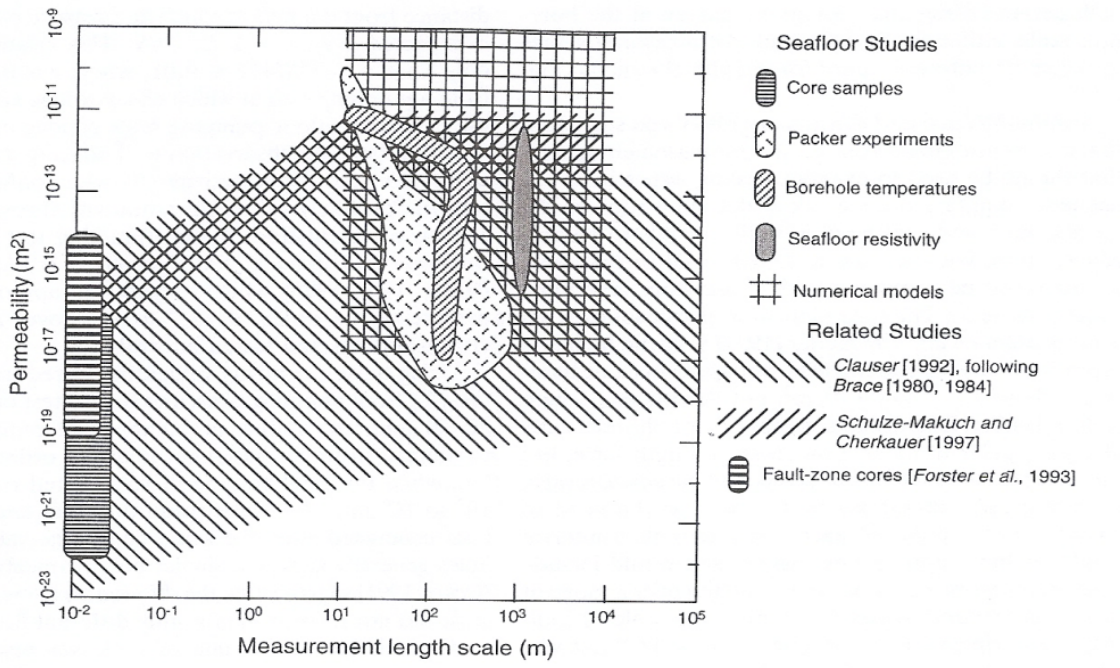


Figura 3.6.17 Efecto de la escala de determinación de la permeabilidad intrínseca de la corteza terrestre en los valores obtenidos (Fisher, 1998).

La modelación del flujo térmico en la corteza superior, con gradientes hidráulicos típicamente de <1 MPa/km, lleva a valores de K entre 10^{-7} a 10^{-14} m^2 (Manning e Ingebritsen, 1999). Por debajo de la isoterma de 350-400 ^oC, a unos 12 km de profundidad, se produce la transición entre deformación frágil a plástica y la permeabilidad intrínseca se hace casi nula, ya no depende de la profundidad y vale $\approx 3 \cdot 10^{-19} m^2$.

Según Pettijohn et al. (2012), algunos valores orientativos de la permeabilidad intrínseca K son: $4 \cdot 10^{-14}$ m^2 como valor global de rocas volcánicas extrusivas submarinas, $4 \cdot 10^{-17}$ a $5 \cdot 10^{-18}$ m^2 para los diques laminados (*sheeted*) que están debajo y $9{,}9 \cdot 10^{-24}$ m^2 para basalto, diabasa y gabro no fracturados. Las porosidades totales son: 0,15 para ignimbritas soldadas (más compacta en el centro), 0,32 para ignimbritas sin soldar, 0,40 para tobas de caída, 0,38 para tobas de caída zeolitizadas y 0,018 a 0,22 para tobas arcillosas. Una toba ligeramente soldada de hace 20 Ma, en el W norteamericano, tiene una porosidad de 0,175 en la matriz y una media de 0,77 fracturas/m (Rasmussen et al., 1993). La porosidad de la matriz es la mayor parte de la porosidad total, en especial cuando los fragmentos de roca son a su vez muy porosos, como cuando son de pumitas, lo que además hace que la varianza de la permeabilidad sea menor (Tidwell y Wilson, 1999).

Los estudios realizados en granito (Moore et al., 1994), indican que al aumentar la temperatura crece inicialmente la permeabilidad por mayor fracturación, pero luego decrece muy deprisa, de modo que a 50 MPa la permeabilidad intrínseca decrece hasta en tres órdenes de magnitud, hasta $5 \cdot 10^{-20}$ a $1 \cdot 10^{-19}$ m^2.

3.7 Agradecimientos y créditos

Se agradece la colaboración del Dr. Roberto Poncela y de la Dra. Teresita Betancur en la revisión del contenido del capítulo. También se agradece la información documental aportada por la Dra. María del Carmen Cabrera. Elena Custodio y Javier Custodio Ayala han mejorado algunas de las figuras.

3.8 Referencias

Adyalkar, P.G., Mani, V.VS. 1974. Application of groundwater hydraulics to a basaltic water-table aquifer. Journal of Hydrology, 21(3): 211-218.

Babiker, M., Gudmundsson, A. 2004. The effects of dykes and faults on groundwater flow in an arid land: the Red Sea Hills, Sudan. Journal of Hydrology, 297(1-4): 256-273.

Banks, D.C. 1972. In situ measurements of permeability in basalt. In: Percolation through Fissured Rocks. Sym. Stuttgart. Intern. Soc. of Rock Mechanics-Intern. Assoc. Engineering Geology, T1-A.

Baonza, E., Plata, A., Files, E. 1970. Aplicación de la técnica del pozo único mediante el marcado de toda la columna piezométrica. Isotope Hydrology 1970. Intern. Atomic Energy Agency, Vienna: 701-713.

Bardhan, M. 1974. Application of nuclear logging technique for location and evaluation of trap aquifers in Maharashtra, India. Simposio Internacional de Hidrología de terrenos Volcánicos. Arrecife de Lanzarote.

Barker, J.A. 1988. A generalized radial model for hydraulic tests in fractured rock, Water Resources Research, 24(7): 831-846.

Baker, E. T., Walker, S. L., Embley, R. W., De ronde, C. E. 2012. High-resolution hydrothermal mapping of Brothers caldera, Kermadec arc. Economic Geology, 107(8), 1583-1593.

Begét, J.E., Kienie, J. 1999. Cyclic formation of debris avalanches at Mount St. Agustine volcano. Nature, 356: 701-704.

Bell, K., Castorina, F., Lavecchia, G., Rosatelli, G., Stoppa, F. 2004. Is there a mantle plume below Italy? EOS, Transactions American Geophysical Union, 85(50): 541-547.

Bercovici, D., Mahoney, J. 1994. Double flood basalts and plume head separation at the 660-kilometer discontinuity, Science, 266: 1367-1369.

Binderman, I.N. 2006. Supervolcanes. Investigación y Ciencia, agosto 2006. Reproducido en Volcanes, Especial 7, Investigación y Ciencia, 2015.

Blankennagel, R.K. 1974. Hydrologic investigations of the Silent Canyon Caldera, Southeast Nevada, USA. Simposio Internacional de Hidrología de terrenos Volcánicos. Arrecife de Lanzarote.

Blankennagel, R.K., Weir, J.E. 1973. Geohydrology of the eastern part of Pahute Mesa, Nevada Test Site, Nye Country, Nevada. US Geological Survey, Professional Paper 712-b: B1-B35.

Bogdanov, N.A. 1987. Las ofiolitas y la litosfera de los mares marginales. La Naturaleza y sus Recursos, UNESCO, XXIII(2): 10-13.

Bonadonna, C., Cioni, R., Costa, A., Druitt, T., Phillips, J., Pioli, L.,... & Bagheri, G. 2016. MeMoVolc report on classification and dynamics of volcanic explosive eruptions. Bulletin of volcanology, 78(11), 84.

Bonatti, E., Ligi, M., Brunelli, D., Cipriani, A., Fabretti, P., Ferrante, V., ... Ottolini, L. 2003. Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic Ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere. Nature, 423(6939): 499.

Boonstra, J., Boehmer, W.K. 1986. Analysis of data from aquifer and well tests in intrusive dikes. Journal of Hydrology, 88(3-4): 301-317.

Bourdon, B., Ribe, N.M., Stracke, A., Saal, A.E., Turner, S.P. 2006. Insights into the dynamics of mantle plumes from uranium-series geochemistry. Nature, 444(7120): 713-717.

Boronina, A., Renard, P., Balderer, W., Christodoulides, A. 2003. Groundwater resources in the Kouris catchment (Cyprus): data analysis and nimerical modelling. Journal of Hydrology, 271: 130-149.

Canales, J.P., Nedimović, M.R., Kent, G.M., Carbotte, S.M., Detrick, R.S. 2009. Seismic reflection images of a near-axis melt sill within the lower crust at the Juan de Fuca ridge. Nature, 460(7251): 89.

Carracedo, J.C., Tilling, R.I. 2003. Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas. Caja General de Ahorros de Canarias y Gobierno de Canarias, Santa Cruz de Tenerife. http://hnd.handle.net/10261/4423

Castany, G. 1967. Traité prâtique des eaux souterrraines. Dunod. Paris

Cazenove, E. de. 1970. Variation de la perméabilité moyenne des alluvions hétérogènes en fonction de l'épaisseur noyée. Primer Symposio Internacional sobre Aguas Subterráneas, Palermo: 155-175.

Cervelli, P., Segall, P., Johnson,K., Lisowski, M., Miklius, A. 2002. Sudden aseismic fault slip on the south flank of Kilauea volcano. Letters to Nature. Nature, 415.

CIHS. 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.

Clauser, C. 1992. Permeability of crystalline rocks. Eos, Transactions American Geophysical Union, 73(21): 233-238.

Cook, P.J., Salve, R., Freifeld, B.M., Tsang, Y.T. 2003. Measurement system for systematic hydrological characterization of unsaturated fractured welded tuff in a mined underground tunnel. Groundwater, 41(4): 449-457.

Cook, T. 2017. An improved model of how magma moves through the crust, Eos, 98, https://doi.org/10.1029/2017EO071571.

Custodio, E. 1974. Datos sobre la hidráulica de las galerías de captación de aguas subterráneas en las formaciones volcánicas de la isla de Lanzarote (Islas Canarias, España). Simposio Internacional de Hidrología de terrenos Volcánicos. Arrecife de Lanzarote.

Custodio, E. 1978. Geohidrología de formaciones e islas volcánicas. Centro de Estudios Hidrográficos e Instituto de Hidrología. CEDEX Publicación 128. Madrid: 1-303.

Custodio, E., Llamas, E. 1976/1983. Hidrología subterránea. Ediciones Omega, Barcelona: 1-2350.

de'Michieli Vitturi, M., Clarke, A.B., Neri, A., Voight, B. 2013. Extrusion cycles during dome-building eruptions Earth and Planetary Science Letters, 371–372: 37-48.

Detay, M. Hroarsson, B. 2011. Túneles de lava. Investigación y Ciencia, agosto 2006. Reproducido en Volcanes, Especial 7, Investigación y Ciencia, 2015.

Davis, S.N. 1974. Change of porosity and permeability of basalt with geologic time. Intern. Sympsium on Hydrogeology of Volcanic Rocks. UNESCO. Lanzarote

Davis, S.N., de Wiest, J.R.M. 1966. Hydrogeology. Wiley

Decker, R., Decker, B. 1997. Las erupciones del monte Santa Elena. Volcanes. Investigación y Ciencia, Temas 8. Prensa Científica, Barcelona: 32-45.

Decker, R., Decker, B. 1981. Las erupciones del monte Santa Helena. Investigación y Ciencia, mayo 1981: 30-44.

Dilek, Y., Moores, E.M. and Furnes, H. 1998. Structure of modern oceanic crust and ophiolites and implications for faulting and magmatism at oceanic spreading centers. Geophysical Monograph-American Geophysical Union, 106: 219-266.

Doughty, C. 2000. Numerical model of water flow in a fractured basalt vadose zone: Box Canyon site, Idaho. Water Resources Research, 36(12): 3521-3534.

Faybishenko, B., Doughty, Ch., Steiger, M. Long, J.C.S., Wood, Th. R., Jacobson, J.S., Lore, J., Zawislanski, P. 2000. Conceptual model of the geometry and physics of water flow in a fractured basalt vadose zone. Water Resources Research, 36(12): 3499-3520.

Fisher, A.T. 1998. Permeability within basaltic ocean crust. Reviews of Geophysics, 36(2): 143-182.

Fisher, A.T., Becker, K. 2000. Channelized fluid flow in oceanic crust reconciles heat-flow and permeability data. Nature, 402: 71-74.

Fisher, R.V., Schminke, H.-U. 1984. Pyroclastic rocks. Springer: 1-472

Flink, J.H., Kleffer, S.W. 1993. Estimate of pyroclastic flow velocities resulting from explosive decompression of lava domes. Nature, 363: 612-615.

Francis, P., Oppehheimer, C., Stevenson, D. 1993. Endogenous growth of persistently active volcanoes. Nature 366: 554–55. (1993).

Hampton, M.A. 1996. Submarine landslides. Reviews of Geophysics, 34(1): 33-59.

Gillis, K.M., Sapp, K. 1997. Distribution of porosity in a section of upper oceanic crust exposed in the Troodos ophiolite. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102(B5): 10133-10149.

Gleeson, T., Ingebritsen, S. (eds.). 2016. Crustal permeability. John Wiley & Sons.

Gleeson, T., Ingebritsen, S. 2017. Crustal permeability. Hydrogeol J, 25: 2221–2224

Hanson, R.E., Crowley, JL., Bowring, S.A., Ramezani, J., Gose, W.A., Dalziel, I.W., ... Mukwakwami, J. 2004. Coeval large-scale magmatism in the Kalahari and Laurentian cratons during Rodinia assembly. Science, 304(5674): 1126-1129.

Heindl, L.A. 1965. Groundwater in fractured rocks in Southern Arizona. Hydrology of Fractured Rocks. Proc. Dubrov nik, intern. Assoc. Scientific Hydrology, 2-74: 503-513.

Hill, D.P., Pollitz, F., Newhall, C. 2002. Earthquake-volcano interactions. Physics Today, 55(11): 41-47.

Hoernle, K., Hauff, F., Werner, R., Mortimer, N. 2004. New insights into the origin and evolution of the Hikurangi oceanic plateau. Eos, Transactions American Geophysical Union, 85(41); 401-408.

Hofmann, A.W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, 385(6613), 219.

Hooper, P R. 1990. The timing of crustal extension and the eruption of continental flood basalts. Nature, 345(6272): 246.

Humphreys, E., Schmandt, B. 2011. Looking for mantle plume. Physics Today, August 2011: 34-37.

Hürlimann, M., Turón, E., Martí, J. 1999. Large landslides triggered by caldera collapse events in Tenerife, Canary Islands. Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, 24(10): 921-924.

Hürlimann, M., Martí, J., Ledesma, A. 2000. Mechanical relationship between catastrophic volcanic landslides and caldera collapses. Geophysical Research Letters, 27(16): 2393-2396.

Ingebritsen, S.E., Gleeson, T. 2014. Crustal permeability: Introduction to the special issue. Geofluids, 15(1-2): 1-10.

Ishizaki, K., Burbank, N.C., Lau, L.E. 1967. Effects of soluble organics on flow through thin cracks of basaltic lava. Tec. Rep, 16, Water Resources Center, Hawaii: 1-54.

Iverson, R.M. 1997. The physics of debris flows. Reviews of Geophysics, 35(3): 245-296.

Jellinek, A.M. Manga, M. 2004. Links between long-lived hot spots, mantle plumes, d ″, and plate tectonics. Reviews of Geophysics, 42(3).

Kearl, P.M., Zinkl, R.J., Dexter, J. J., Cronk, T. 1990. Air permeability measurements of the unsaturated Bandelier tuff near Los Alamos, New Mexico. Journal of Hydrology, 117(1-4): 225-240.

Khaleel, R. 1989. Scale dependence of continuum models for fractured basalts. Water Resources Research, 25(8): 1847-1855.

Klewetti, E. 2020. Are we seeing a new ocean to form in Africa? Eos, 101, https://doi.org/10.1029/2020EO143740.

Kulkarni, H., Lalwani, A., Deolankar, S.B. 1997. Hydrogeology Journal, 5(3): 75-81.

Liew, S.C., Thouret, J.C., Gupta, A., Kwoh, L.K. 2008. First satellite image of a moving pyroclastic flow. Eos, Transactions American Geophysical Union, 89(22): 202-202.

Liguori, V., Cusimano, G. 1974. Caractéristiques et genèse de la nappe aquifère de l'île de Vulcano (Îles Eoliennes, Italie). Simposio Internacional de Hidrología de terrenos Volcánicos. Arrecife de Lanzarote.

Lin, S.C., van Keken, P.E. 2005. Multiple volcanic episodes of flood basalts caused by thermochemical mantle plumes. Nature, 436(7048): 250-252.

Lowenstern, J.B., Sisson, T.W., Hurwitz, S. 2017. Probing magma reservoirs to improve volcano forecasts. Eos, 98. https://DOI.org/101029/201?EOo85189.

Macdonald, G.A., Abbot, A.T., Peterson, F.L. 1983. Volcanoes in the sea, the geology of Hawaii. Univ. Hawaii Press, Honolulu: 1-517.

Manning, C.E., Ingebritsen, S.E. 1999. Permeability of continental crust: implication of geothermal data and metamorphic systems. Reviews of Geophysics, 37(1): 127-150.

Martí, J., Hürlimann, M., Ablay, G. J., Gudmundsson, A. 1997. Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. Geology, 25(10): 879-882.

MASE 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para UPC and AQUALOGY–CETAQUA. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona. e-books: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272.

McNutt, M.K. 1998. Superswells. Reviews of Geophysics, 36(2); 211-244.

Meier, P.M., Carrera, J., Sánchez-Vila, X. 1998. An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations. Water Resources Research, 34(5): 1011-1025.

Mink, J.M. 1981. Evaluation of major dike-impounded ground-water reservoirs, Island of Oahu, with a section on Flow hydraulics in dike tunnels in Hawaii. US Geological Survey, Open-File Report 81-1119-Board of Water supply, City and County of Honolulu (Water supply Paper 2217): 1-139.

Moore, D.E., Lockner, D.A., Byerlee, J.D. 1994. Reduction of permeability in granite at elevated temperatures. Science, 265(5178): 1558-1561.

Mortier, F. et al., 1965. Hydrogéologie de formations volcanique du NE de Marroc. Fractured Rocks, IAHS, Publ 73: 327-333.

Müller, R.D. et al. 2008. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9. https://doi:10.1029/2007GC001743.

Naranjo, J.L., Sigurdsson, H., Carey, S.N., Fritz, W. 1986. Eruption of the Nevado del Ruiz volcano, Colombia, on 13 November 1985: tephra fall and lahars. Science, 233(4767): 961-963.

Nehlig, P., Leyrit, H., Dardon, A., Freour, G., Herve, A., Huguet, D., Thiéblemont, B. 2001. Repeated growth and catastrophic destruction of the Cantal stratovolcano (France). Bulletin Societé Géologique de France, 172: 295-308.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. 2012. Sand and sandstone. Springer Science & Business Media. Chapter 7: Volcaniclastics : 261-292.

Pierson, T.C., Scott, K.M. 1985. Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. Water Resources Research, 21(10): 1511-1524.

Plata, A. 1972. Isótopos en hidrología. Aditorial Alhambra. Madrid-Barcelona: 1-328.

Polacci, M., Rosi, M., Landi, P., Di Muro, A., Papale, P. 2005. Novel interpretation for shift between eruptive styles in some volcanoes. Eos, Transactions American Geophysical Union, 86(37): 333-336.

Puranik, B.S., Das, K.N. 1974. A critical study of 300 tube wells in the basaltic rock formations of the Indore district, Madhya Pradesh State, India. Symposium on Hydrology of Volcanic Terrains and Islands, Arrecife de Lanzarote. UNESCO-Dirección General de Obras Hidráulicas.

Radhakrishna, B.P.,Duba, D., Palmquist, W.W. 1974. Groundwater development in hard rocks of Karnataka State, India. International Association of Hydrogeologists, Congress of Montpelier: 298-316.

RAEMIA 2019. Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España. Preparado por E. Custodio con la colaboración de J. Jódar, J.V. Giráldez y A. Sahuquillo para UPC-SUEZ-CETAQUA. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona: e-books: 1-1206. http://hdl.handle.net/2117/182282.

Ramos, V.A., Makhburg Kay, S. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back arc testimony of ridge collisions. Tectonophysics, 205: 261-282.

Rasmussen, T.C., Evans, D.D., Sheets, P.J., Blanford, J.H. 1993. Permeability of Apache Leap Tuff: Borehole and core measurements using water and air. Water Resources Research, 29(7): 1997-2006.

Renne, P.R., Basu, A.R. 1991. Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary. Science, 253: 176-179.

Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prévot, M., Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanos, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. Science, 258: 975-978.

Richards M.A., Duncan, R.A., Courtillot, V.E. 1989. Flood basalt and hot tracks plume heads and tails. Science, 246: 103-107.

Rodríguez, S.R. 2005. Geology of Las Cumbres volcanic complex, Puebla and Veracruz states, Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(2): 181-199.

Rojstaczer, S., Wolf, S., Michel, R. 1995. Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes. Nature, 373: 237-239.

Roldán-Quintana, J., Aguirre-Diaz, G. deJ., Rodríguez-Castañeda, J.L. 2011. Depósitos de avalancha de escombros del volcán Temascalcingo en el que el graven de Acambay, Estado de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 28(1): 118-121.

Rudnick, R.L. 1995. Making continental crust. Nature, 378, 571-577

Sagar, B., Runchal, A. 1982. Permeability of fractured rock: Effect of fracture size and data uncertainties. Water Resources Research, 18(2): 266-274.

Sager, W.W., Sano, T., Geldmacher, J. 2011. How do oceanic plateaus form? Clues from drilling at Shatsky Rise. Eos, Transactions American Geophysical Union, 92(5); 37-38.

Sammel, E.A. 1974. Aquifer tests in large diameter wells in India. Ground Water, 12: 265-272.

Sánchez-Vila, X., Meier, P.M., Carrera, J. 1999. Pumping tests in heterogeneous aquifers: An analytical study of what can be obtained from their interpretation using Jacob's method. Water Resources Research, 34(4): 943-952.

SASMIE. 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio, para UPC y Suez Solutions–CETAQUA, Barcelona. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, e-books: 1–852. https://hdl.handle.net/2117/111515

Schmincke, H.-U. 2014. Volcanism. Springer.

Schoeller, H. 1962. Les eaux souterraines. Masson. Paris

Self, S., Sparks, S. (eds.).1981. Tephra studies. D. Reidel. Dordrecht: 161-191.

Sharme, M., Basu, A.R., Nesterenko, G.V. 1991. Nd-Sr isotopes, petrochemistry, and origin of the Siberian flood basalts, USSR. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55: 1383-1392.

Sheridan, M.F., Wohletz, K.H. 1981. Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. Science, 212(4501):1387-1389.

Shinohara, H. 2008. Excess degassing from volcanoes and its role on eruptive and intrusive activity. Reviews of Geophysics, 46(4).

Sleep, N.H. 1990. A reprieve for ocean crust. Nature, 347 (11 oct 1990)

Soll, W., Birdsell, K. 1998. The influence of coatings and fills on flow in fractured, unsaturated tuff porous media systems. Water Resources Research, 34(2): 193-202.

SPA–15 1975. Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/5 15). Ministerio Obras Públicas. Dirección General Obras Hidráulicas. UNESCO. Las Palmas de Gran Canaria. Madrid. 4 Vol. + mapas. Vol. I: Aspectos generales; Vol. II: Provincia de Las Palmas; Vol. III: Provincia de Tenerife: 1-252 +77 láminas.

Škavarka, L. 1974. Groundwater in volcanic regions of Slovakia and methods of their survey. Simposio Internacional de Hidrología de terrenos Volcánicos. Arrecife de Lanzarote.b

Taran, Y.A. 2009. Geochemistry of volcanic and hydrothermal fluids and volatile budget of the Kamchatka–Kuril subduction zone. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(4): 1067-1094.

Tarbuck, E., et al. 2020. An introduction to physical geology. Pearson Education Inc.

Tarduno, J.A., Sliter, W.V., Kroenke, L., Leckie, M., Mayer, H., Mahoney, J.J., ... Winterer, E.L. 1991. Rapid formation of Ontong Java Plateau by Aptian mantle plume volcanism. Science, 254(5030): 399-403.

Tidwell, V.C., Wilson, J.L. 1999. Upscaling experiments conducted on a block of volcanic tuff: Results for a bimodal permeability distribution. Water Resources Research, 35(11): 3375-3387.

Tilling, R., Dvorak, J. 1993. Anatomy of a basaltic volcano. Nature 263: 125.133. https://doi.org/10.1038/363125.0

Uhl, Jr. Joshi, V.G. 1986. Results of pumping tests in Deccan trap basalts of central India. Journal of Hydrology, 86: 147-168.

Valentine, G.A., Bonadonna, C., Manzella, I., Clarke, A., Dellino, P. 2011. Large-scale experiments on volcanic processes. Eos, Transactions American Geophysical Union, 92(11): 89-90.

van Everdingen, D. A. 1995. Fracture characteristics of the sheeted dike complex, Troodos ophiolite, Cyprus: Implications for permeability of oceanic crust. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B10): 19957-19972.

Wada, I., Karlstrom, L. 2020. Modelling fluid migration in subduction zones. Eos, 101 (16-06-2020) https://doi.org/10.1020EO145551

Wilson, C.J.N., Houghton, B.F., Kamp, P.J.J., McWilliams, M.O. 1995. An exceptionally widespread ignimbrite with implications for pyroclastic flow emplacement. Nature, 378: 605-607.

Winograd, I.J. 1971. Hydrogeology of ash flow tuff: a preliminary statement. Water Resources Research, 7(4): 994-1006.

Wood, W.W., Fernández, L.A. 1988. Volcanic rocks (Chap. 39). En: Back, W., Rosenshein, J.S., Seaber, P.R. (eds.), The Geology of North America, vol 0-2: Hydrogeology. The Geological Society of North America: 353-365.

Woods, A.W. 1995. The dynamics of explosive volcanic eruptions. Reviews of Geophysics, 33(4): 495-530.

Zhdankus, N.T. 1973. Hydraulics of shallow wells in hard rocks. International Symposium on Development of Ground Water Resources. Madrás. UNESCO, 2:III.105-III.114.

Capítulo 4

Hidrogeología y recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

Contenido: Se consideran las relaciones entre agua subterránea y las características propias de las formaciones e islas volcánicas en cuanto existen aspectos diferenciales con las otras formaciones hidrogeológicas. Se comenta el origen del agua subterránea y de la recarga a los acuíferos, teniendo en cuenta tanto el agua –aspecto de cantidad– como su composición química –aspectos hidrogeoquímicos y de calidad- y su composición isotópica. Se concreta el concepto de recurso de agua subterránea.

Notas generales

El objetivo de este informe-libro son los aspectos hidrogeológicos y relativos a las características y existencia de reservas y recursos de agua subterránea en las formaciones volcánicas. Otros aspectos no se consideran o se mencionan marginalmente.

No se realiza un inventario de formaciones e islas volcánicas sino que se seleccionan y singularizan aquellas que aportan conocimiento orientado al objetivo. Otras situaciones se mencionan en las introducciones o se obvian.

Una parte significativa del contenido se basa en los informes MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019), disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua, y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología de los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

Esta monografía se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970, a lo que se añade la experiencia directa en determinados casos que se deriva de campañas y visitas detalladas y de trabajos de investigación y profesionales. Pero no se ha cubierto el panorama con búsquedas adicionales pare cubrir vacíos sobre aspectos o situaciones con escasa documentación disponible.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de los mismos o por sesgos por parte del redactor, aunque se ha tratado de compensar estas deficiencias.

Las figuras se han tomado en buena parte de los documentos disponibles, con la calidad que tenían, que a veces es bastante deficiente, pero que se han mantenido si aportan información relevante.

Muchas de las localidades mencionadas no están explícitamente identificadas o no figuran en la información gráfica. Los lectores las pueden localizar acudiendo a las fuentes electrónicas y documentales de información que son de uso común actualmente.

Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales. Se da la designación anglosajona o en otra lengua cuando aparecen por primera vez, cuando se ha creído relevante. En el breve glosario y lista de símbolos se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 4

4 Hidrogeología y recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

4.1 Consideraciones generales

4.2 Origen del agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

4.2.1 Introducción

4.2.2 Precipitación atmosférica

4.2.3 Precipitación como nieve y fusión de nieve

4.2.4 Aportación como lluvia horizontal de niebla condensante

4.2.5 Retornos de riego

4.2.6 Agua de escorrentía y superficial

4.2.7 Agua marina

4.2.8 Agua volcánica

4.3 El medio no saturado en las formaciones volcánicas

4.3.1 Consideraciones generales

4.3.2 Balance de agua en el suelo

4.3.3 Evaluación de la recarga natural a partir de la deposición atmosférica de cloruro

4.4 El agua subterránea en el medio volcánico saturado

4.4.1 Existencia y características de una superficie freática general

4.4.2 Flujo del agua en formaciones volcánicas

4.5 Procesos hidrogeoquímicos e isotópicos ambientales en formaciones volcánicas y flujo del agua subterránea

4.5.1Consideraciones generales

4.5.2 Salinización climática

4.5.3 Principios básicos isotópicos

4.5.4 Comportamiento de los isótopos estables del agua en la naturaleza

4.5.5 Tritio de la molécula de agua

4.5.6 Isótopos ambientales en las substancias disueltas y del carbono

4.6 Modelos conceptuales de flujo y de transporte de masa en formaciones e islas volcánicas

4.7 Modelación numérica en formaciones e islas volcánicas

4.8 Calidad mineral del agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

4.9 Recursos y reservas de aguas subterráneas en formaciones e islas volcánicas

4.10 Agradecimientos y créditos

4.11 Referencias

4 Hidrogeología y recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

4.1 Consideraciones generales

Partiendo de los conocimientos y datos enunciados en el Capítulo 1 y desarrollados a nivel general en los Capítulos 2 y 3, en este Capítulo 4 el énfasis se centra en los aspectos hidrogeológicos y de recursos de agua subterránea, dejando para el Capítulo 5 lo referente a estructuras de relevancia hidrogeológica de los edificios volcánicos y formaciones relacionadas. Los comentarios sobre la casuística de situaciones en diversos lugares y circunstancias a nivel global de los Capítulos 6 a 11 complementan lo que se expone, con ejemplos de apoyo.

La gran variedad de situaciones genéticas y en relación con el agua subterránea, no permite una sistematización mediante casos típicos. Por esta razón priman los principios generales que sirvan de herramienta y pauta para en enfoque de los casos reales. Esto hace referencia tanto a los aspectos cuantitativos como a los cualitativos del agua subterránea. Lo relativo a la gestión, economía y sociedad se aborda sucintamente en la Tercera Parte de este trabajo, en los Capítulos 12 a 14.

4.2 Origen del agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

4.2.1 Introducción

Para poder abordar y enfocar adecuadamente los aspectos hidrogeológicos en relación con las formaciones y terrenos volcánicos se requiere conocer el origen del agua existente tanto en el medio saturado como en el no saturado. Cabe distinguir entre agua que entra en un determinado sistema –recarga– y la que sale –descarga–. El conocimiento del origen se basa tanto en observaciones y consideraciones hidrodinámicas como de transporte de masa – componentes y solutos– a partir de la composición química e isotópica y en algunos casos de trazadores artificiales. Esto último no se considera en este informe; puede encontrarse en el Capítulo 12 de Custodio y Llamas (1976/1983) y en los Capítulos 5 y 7 de RAEMIA (2019) y en las referencias en los mismos.

4.2.2 Precipitación atmosférica

La precipitación es la fuente principal de recarga en gran parte de las situaciones reales en territorios e islas volcánicas. Esta precipitación se hace mayormente en forma líquida, como lluvia, pero a altas latitudes y en lugares elevados, parte de la precipitación cae como nieve. En este caso, el acceso de la precipitación a la superficie del terreno en forma líquida es tras la fusión y en parte por infiltración a través de la propia capa de nieve. Esto condiciona dónde se produce la infiltración y en qué momento. En depresiones la infiltración de agua fluvial generada en el territorio o alóctona puede ser una fuente de recarga importante, en especial en condiciones de explotación de los acuíferos y también en áreas áridas.

La cantidad de precipitación es muy variable espacialmente y, sobre todo, temporalmente. Esto requiere considerar los cambios a corto y largo plazo y las variaciones estacionales y en ciclos más largos. La evaluación del balance de agua y de la recarga tiene frecuentemente una notable incertidumbre si no se dispone de series largas de datos. La evaluación de esa incertidumbre es una parte importante del cálculo de la recarga para una correcta evaluación de los recursos de agua totales, explotables y las consecuentes actuaciones de gestión y administración que haya que llevar a cabo.

Las series de datos de un lugar no necesariamente caracterizan a otro lugar, salvo que se haya determinado previamente que hay una buena correlación. En los territorios e islas volcánicas, a pesar de ser muchas veces superficies pequeñas, hay comportamientos bien diferenciados según el lugar, ya que hay distintas posibles procedencias de las masas de aire húmedo, la orografía, topografía compleja y grandes cambios altitudinales que producen oscilaciones climáticas.

Parte de la historia de la humanidad está muy ligada a los cambios climáticos, que incluyen serias sequías prolongadas. Estas evoluciones climáticas son bien conocidas por sus resultados arqueológicos y geológicos y las más recientes por sus crónicas

históricas. Tal ha sido la pequeña edad glacial que tuvo lugar entre mediados del siglo XVI y principios del XIX.

Los hidrogramas de desviaciones acumuladas de la pluviometría respecto a la media de un cierto periodo ilustran muy bien las secuencias de periodos secos y periodos húmedos, como los representados en las Figuras 4.2.1 y 4.2.2, en cuyos pies se dan las explicaciones correspondientes. Dentro de una secuencia seca o húmeda pueden aparecer periodos secos y húmedos de menor duración, pero se mantiene la tendencia a largo plazo. Esta información, si es correcta y sin sesgos, permite encuadrar, en un contexto temporal amplio, la representatividad de la recarga evaluada (Capítulo 2 de RAEMIA, 2019).

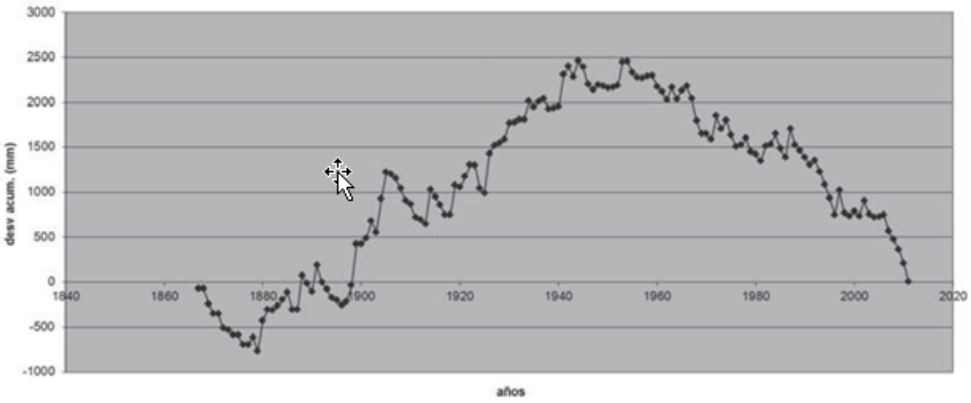


Figura 4.2.1 Evolución de la desviación acumulada de la pluviometría respecto a la media del periodo de datos para la estación de Santiago de Chile–Pudahuel (Sanz Donaire, 2012), en un área con un clima semiárido que representa a una parte de la Cordillera de Los Andes y sus formaciones volcánicas. Los datos cubren casi 150 años. Tras un periodo preferentemente húmedo entre 1880 y 1950 (70 años), se está actualmente en un periodo seco que dura más de 60 años. Dentro de esos periodos hay secuencias secas y húmedas intercaladas, con tiempos de recurrencia de unos 7 y 15 años aproximadamente.

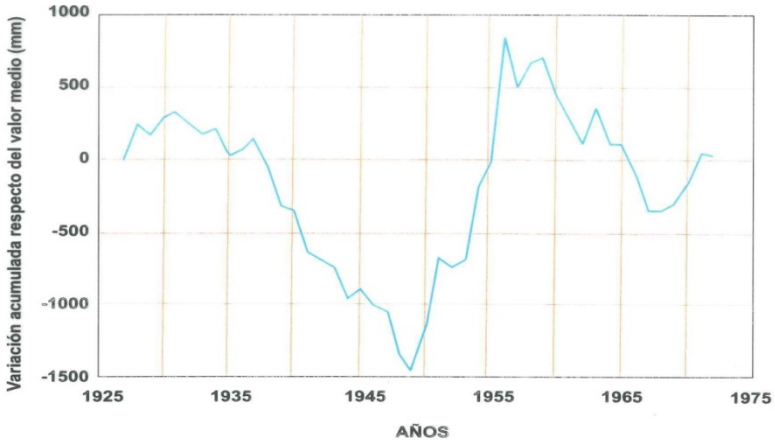


Figura 4.2.2 Desviaciones acumuladas de la precipitación anual respecto a la media en la Estación de Lomo Aljorradero (P625), cerca de San Mateo (medianías de la isla volcánica de Gran Canaria). Se observa un posible ciclo de unos 25 años. En el caso de pequeñas islas volcánicas, como Gran Canaria, estos cambios suponen grandes variaciones en las descargas de agua, ya que el ciclo es del orden del tiempo de renovación de los acuíferos insulares.

La variación espacial de la precipitación puede ser importante, en función de la altitud y el relieve. Esta variabilidad espacial es muy acusada en islas altas y áreas de volcanismo reciente y activo, como muestra la Figura 4.2.3.

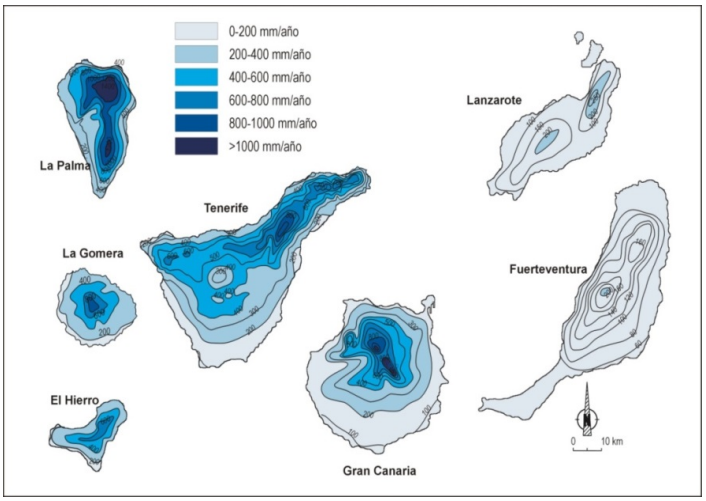


Figura 4.2.3 Variabilidad espacial de la precipitación por gran relieve. Islas Canarias. La posición geográfica está modificada relativa real para concentrar la presentación.

En ciertos casos, las variaciones espaciales son debidas al efecto barrera de las cordilleras al movimiento de la humedad, combinado con la persistencia de bajas presiones en el océano próximo, lo que hace que, en áreas ya de por sí áridas a semiáridas, se produzcan zonas de sombra que pueden ser hiperáridas, como en el Norte de Chile y la vertiente costera SW de Perú (Bookhagen y Strecker, 2008; Valdivielso et al., 2020; Bershaw et al., 2016) o de Asia central (Bershaw, 2018).

Las variaciones espaciales de la precipitación no suelen estar bien representadas por las estaciones pluviométricas existentes, que no cubren las partes más altas, donde además parte de la precipitación puede ser como nieve. Allí donde nieva con frecuencia, se genera gran parte de los recursos de agua y se produce buena parte de la recarga. Para un cálculo adecuado de la recarga hay que extender los datos para que representen realmente las variaciones territoriales, lo que supone extrapolaciones, que pueden entrañar errores notables, pero menores que cuando no se tiene en cuenta el fenómeno. La correlación de datos en zonas áridas presenta dificultades a causa del carácter ocasional de la precipitación y también por las interrupciones en las series de datos.

La relación entre precipitación y altitud varía de un lugar a otro. Se obtiene por correlación a partir de las estaciones disponibles y se puede mejorar teniendo en cuenta otras variables, tales como temperatura y humedad del aire y también orientación geográfica, sombreado y vegetación. Las extrapolaciones a altitudes mayores que la de las observaciones disponibles deben hacerse con gran precaución. Con frecuencia entrañan grandes errores si no hay algunas observaciones complementarias de apoyo.

En el caso de lluvias orográficas orientadas que responden al efecto de humedad de los vientos alisios, como sucede en las islas altas volcánicas de la Macaronesia, el efecto de aumento de la precipitación con la altitud cesa a partir de unos 1500 a 2000 m de altitud a causa de que a mayor altitud pasa a dominar el efecto de los vientos contra-alisios, más secos. Tal es el caso de las islas canarias de Tenerife, La Palma, La Gomera y parcialmente de Gran Canaria. En estos casos, no se pueden aplicar correcciones simples que resulten en un aumento de la precipitación con la mayor altitud y hay que generar información apropiada local.

Otras causas de desviaciones del comportamiento esperable son los efectos aerodinámicos en valles angostos con grandes variaciones de altitud, que modifican localmente la relación altitudinal a causa de las corrientes verticales de aire.

4.2.3 Precipitación como nieve y fusión de nieve

La precipitación de nieve es importante para producir recarga (RAEMIA, 2019). La altitud tiene gran influencia en la cantidad de nieve y en la proporción de la precipitación que cae como lluvia. Esta precipitación no está inmediatamente disponible para infiltración y escorrentía superficial, sino que se difiere al momento de la fusión. Además, la nieve depositada en un lugar está sometida a sublimación directa de la nieve y el hielo, a evaporación del agua líquida y a deflación por el viento, a las que se suma la nieve arrastrada hasta allí desde otros lugares, tanto más cuanto mayor sea la circulación atmosférica. Si hay vegetación en terrenos volcánicos, lo que es frecuente a latitudes altas con áreas en las que se formado suelo, el dosel intercepta la nieve, se evapora y acaba habiendo menos agua que en el bosque clarificado o talado y además modifica la forma de deposición. La sublimación propiamente dicha no supera 0,5 mm/h (dudoso). Las pérdidas de sublimación pueden superar 0,5 kg para un árbol de 1 m de altitud. También hay condensación sobre la cubierta de nieve.

En la evolución de la capa de nieve intervienen distintos procesos que configuran el balance de energía: 1) absorción de la energía solar por la nieve (alto albedo), 2) conducción del calor en la nieve, 3) compactación de la nieve, 4) transferencia de calor desde el aire a la nieve y 5) retención y re-congelación en la nieve del agua fundida. Puede dominar el arrastre de nieve por el viento, durante el cual se produce sublimación de las partículas arrastradas. Según datos recogidos en RAEMIA (2019), con viento de 5 m/s y 70% de humedad relativa se produce un arrastre de nieve equivalente a un espesor de 1 cm/d.

La nieve es permeable y deja que la lluvia se infiltre a su través, si bien hay que distinguir entre nieve joven (partículas irregulares y que retienen agua) y nieve vieja (granos más redondeados y menos retentivos de agua). Según sean las temperaturas, la lluvia que se infiltra pasa tal cual, aumenta la parte líquida por fusión o se acumula a las partículas de hielo.

4.2.4 Aportación como lluvia horizontal de niebla condensante

El aumento de la precipitación en los lugares de nieblas condensantes persistentes es un fenómeno bien conocido en algunos lugares del mundo y en especial en islas volcánicas a latitud pequeña e intermedia. Existen numerosas narraciones populares sobre su importancia para conseguir agua adicional para las poblaciones nativas, incluso las actuales. Sin embargo, son escasos los estudios cuantitativos bien documentados. El atrapamiento de la niebla y su conversión en lluvia, también designada lluvia horizontal, es debido principalmente al efecto de atrapamiento por impacto sobre las hojas de la vegetación. La especie, tamaño y densidad de la vegetación son factores importantes a tener en cuenta. Los vientos húmedos alisios y las brisas marinas persistentes tienen un importante papel en la generación de nieblas condensantes, cuando el aire húmedo asciende por los relieves costeros. La conversión de la lluvia horizontal en recarga, o mejor el aumento de la recarga en los lugares con lluvia horizontal, es mal conocida y objeto de controversia

En lugares sin vegetación o con vegetación muy corta, se puede formar rocío, que moja la superficie. Poco se sabe de la capacidad para contribuir indirectamente a la recarga, pero se estima que en general es muy pequeña, a pesar de la espectacularidad del fenómeno en algunos lugares en ciertas épocas del año, como en Haría, en la árida isla de Lanzarote, Islas Canarias. El rocío puede ser debido a flujos descendentes de aire frío, que después circulan horizontalmente.

En RAEMIA (2019) se mencionan algunos de los lugares en que la lluvia horizontal es más conspicua. Entre ellos, algunos guardan relación con territorios e islas volcánicas. En la costa norte de Chile, hasta el Perú, las nubes condensantes reciben el nombre de camanchaca (Larrain et al., 2002). Se producen sobre le vertiente oceánica y valles penetrantes de la Cordillera de la Costa (Herrera et al., 2017). También se producen en Colombia y en el área peri-caribeña, como en Costa Rica y en otros lugares, como las islas del archipiélago de las Hawaii, en especial en Maui (Scholl et al., 2003). Tienen notable relevancia en las islas altas de la Macaronesia, en especial en Madeira (Figueira et al., 2012) y en las Islas Canarias, donde forman los "mares de nubes", principalmente en Tenerife (Santana, 1986; 1990; Aboal et al., 2013; Braojos Ruiz, 2015), La Gomera (Regalado et al., 2013; de Ritter et al., 2005), Gran Canaria, La Palma y la cumbre de El Hierro. Esto se considera al tratar de esas islas en las Secciones correspondientes de los Capítulos 6 y 7.

En los bosques nublados parece dominar el aporte directo de agua al suelo como consecuencia del impacto inercial de las microgotas de agua presentes en la niebla sobre los elementos vegetales, de modo que su posterior precipitación puede ser poco significativa (Ritter et al., 2008). Por otro lado, la niebla propicia una reducción de la evapotranspiración como consecuencia del microclima de alta humedad relativa (>95%) y radiación solar reducida (Eugster et al., 2006; Regalado y Ritter, 2017), con una adaptación de las especies arbóreas y sotobosque a condiciones de escasa luminosidad y modificación del espectro luminoso.

4.2.5 Retornos de riego

El riego de cultivos es asimilable a una lluvia adicional en el lugar irrigado, lo que puede aumentar la recarga, a veces muy significativamente. El excedente de riego es el aumento del agua disponible tras la evapotranspiración de la suma del riego y de la lluvia. Este excedente de riego tiene un aspecto cuantitativo y otro cualitativo ya que es agua evapoconcentrada.

Parte de los excedentes de riego pueden salir como descarga directa al exterior o mediante sistemas de drenaje y se conducen hacia otros lugares. Pero otra parte se une a la recarga en los campos irrigados y pueden llegar a dar una contribución significativa e incluso dominante, que modifica las condiciones de los acuíferos freáticos locales o los que están siguiendo el flujo el agua subterránea. Cuantitativamente, el incremento de la recarga depende de la eficiencia de riego y de si el agua es de origen local (recirculación de agua subterránea, aunque no se trate del mismo nivel acuífero) o importada (agua alóctona), natural o artificialmente. El resultado cualitativo es una mayor salinidad que la del agua aplicada, tanto mayor cuanto mayor la eficiencia de riego (menor cantidad, pero más concentrada) y mayor la salinidad del agua de riego aplicada. Como los tiempos de tránsito son pequeños, salvo en el caso de formaciones volcánicas muy recientes aún no bien lixiviadas, apenas hay incremento de substancias disueltas por interacción agua-roca, salvo si el suelo es salino y aun no lavado o contiene depósitos evaporíticos generados en épocas pasadas y que pueden haber quedado enterrados bajo sedimentos posteriores. Esto puede suceder en áreas áridas o del entorno de la parte terminal de cuencas endorreicas, que en lugares con actividad volcánica reciente son valles y vegas que se han cerrado por coladas y piroclastos.

Muy frecuentemente los excedentes de riego contienen agroquímicos, principalmente nitratos de los fertilizantes. Se conoce poco el comportamiento de los fosfatos en cuanto a su retención por precipitación como fosfatos insolubles. Cabe que no sólo no se retengan sino que se incrementen a partir de la meteorización de la roca volcánica.

En un estudio del papel de los retornos de riego en la isla de La Palma (Islas Canarias), en plantaciones de plataneras, se regaba con unos 12,000 a 18,000 m3/ha/a (1200 a 1800 mm/a) y con un aporte de fertilizantes de 1000 kg/ha/a. Estos fertilizantes consistían en varias mezclas de NaNO3, (NH4)SO4, NH4NO3, CO(NH3)2 urea, CN2Ca cianamida, NH3 líquido, CaHPO3, (NH3)2HPO4, Ca3(PO3)2, Ca(F,Cl)(PO4)3 apatito, KCl, K2SO4, KNO3, CuSO4, ZnSO4, MnSO4, FeSO4, más pocos kg/ha iniciales de (Zn,Mn,Fe,Cu) SO4 y en mayor cantidad cada 2-3 años. En los excedentes de riego drenados de cultivos en sorriba (bancales artificiales) se observa un aumento de Ca, SO4, K y NO3, sin que se modifique el contenido en B y otros (Davis y Suárez, 1975). Los cultivos de tomate de regadío bajo umbráculo producen un retorno de riego salino en el valle de La Aldea, isla de Gran Canaria, a causa de que el agua aplicada ya es salobre y que la eficiencia de riego es alta (Cruz-Fuentes 2014b). En la isla de Oahu (Hawaii), el aporte de fertilizante para el cultivo de caña de azúcar con agua dulce, cada 18-24 meses, es de 480 kg/ha de K2O, 170 kg/ha de P2O5 y 340 kg/ha de N.

4.2.6 Agua de escorrentía y superficial

En muchas formaciones e islas volcánicas, la permeabilidad superficial del terreno es alta, con lo que gran parte del agua de precipitación atmosférica puede infiltrarse sin dar origen a escorrentía directa y subsuperficial, salvo en tormentas intensas. La escorrentía en tormentas intensas y la que se produce en áreas volcánicas que han desarrollado suelos arcillosos o donde afloran formaciones antiguas alteradas, en las áreas con notable relieve, comunes en estas formaciones, se encauza pronto por barrancos. A lo largo de los barrancos puede haber recarga ya que comúnmente los niveles freáticos son profundos, aunque la superficie mojada es pequeña y durante tiempos breves. En las partes finales de los barrancos pueden haberse formado partes llanas con sedimentos, sobre los que se extiende el agua de escorrentía, bien distribuyéndose por muchos pequeños cursos anastomosados o por inundación. La relevancia de la recarga que se puede producir depende de numerosas circunstancias locales y con frecuencia mal conocidas. En unos casos es grande en cauces anchos con grandes clastos limpios, mientras que en otros apenas hay recarga por poca capacidad de infiltración o por evaporación del agua que moja someramente grandes extensiones de terreno.

En formaciones volcánicas con frecuentes eventos de escorrentía se puede retener el agua y en su caso favorecer la recarga por infiltración, como en las islas de Gran Canaria y La Gomera, en las Islas Canarias, donde la erosión ha hecho aflorar formaciones volcánicas antiguas y rocas intrusivas, pero en general con pequeña capacidad de almacenamiento a pesar de altas paredes de presa, ya que las pendientes topográficas son grandes. Pero en muchos casos reales el terreno del vaso de lo que sería el embalse es demasiado permeable, su impermeabilización en muy costosa, no hay cerradas adecuadas para ubicar la presa o el terreno inicialmente de baja permeabilidad superficial, como en tobas endurecidas porosas, puede volverse permeable al colapsar la estructura de poros cerrados por la presión del agua embalsada.

El agua de los, a veces, grandes manantiales (nacientes, vertientes) que surgen de formaciones volcánicas en áreas lluviosas, debido a la estructura volcanológica, suele ser el origen de cursos de agua permanentes, pero no es raro que sólo lo sean en ciertos tramos, ya que en otros puede infiltrarse totalmente, dando origen a una recarga significativa.

4.2.7 Agua marina

El agua marina puede tener un importante papel en el volcanismo costero y submarino, como se comenta en el Capítulo 2 y en especial en la Sección 2.5.4, donde el punto de vista es cómo se alteran las rocas volcánicas por la presencia del agua marina o su flujo por el medio rocoso. Estas modificaciones afectan hidrogeológicamente si las formaciones quedan en posición continental o insular tras las modificaciones altitudinales del nivel del mar o del terreno. El estudio de dichas modificaciones en las aguas marinas residuales o diluidas por las continentales es de interés para conocer el comportamiento hidrogeológico y el funcionamiento de los acuíferos costeros y también cuando se plantea una captación del agua marina a través de las formaciones volcánicas costeras, como sucede en las islas de Lanzarote y Fuerteventura, en las Islas Canarias.

El rociado (spray) marino puede ser una fuente importante de salinidad a los acuíferos de la franja costera (Block y Luecke, 1972) y a amplias franjas de territorio como aerosol marino (Capítulo 5 de RAEMIA, 2017; Chessolet et al., 1972).

La composición media del agua del mar se muestra en las Tablas 4.2.1 y 4.2.2.

Tabla 4.2.1 Composición media del agua del mar, en valores redondeados (Hem, 1985).

Componente	Cl	SO_4	HCO_3	Na	K	Ca	Mg	SiO_2	Sr	Br	B	F
mg/L	19000	2700	142	10500	390	410	1350	6,4	8	67	4,5	1,3

Tabla 4.2.2 Composición del agua del mar según datos de Stuyfzand y Raat (2010). MN: Mar del Norte; OA: Océano Atlántico

Componentes mayoritarios en mg/L; EC (conductividad eléctrica) en µS/cm; T (temperatura) en ºC.

	EC	T	pH	Cl	SO_4	HCO_3	NO_3	Na	K	Ca	Mg	SiO_2
MN	39000	10,5	8,1	16800	2255	160	3,0	9350	346	350	1122	0,9
OA	45150	10,0	8,1	19800	2775	145	0,3	11020	408	422	1322	4,4

Otros componentes en mg/l; DOC = carbono orgánico disuelto

	PO_4	NH_4	Fe	Mn	DOC	O_2
MN	0,54	0,40	0,10	0,05	2,4	9,4
OA	0,06	0,00	0,00	0,01		10,0

Componentes minoritarios en µg/L

	Ba	Br	F	I	Li	Sr
MN	40	56	1,2	0,55	0,16	7100
OA	30	67,3	1,3	0,60	0,17	8100

Componentes isotópicos

	δ^2H‰ SMOW	δ^{18}‰ SMOW	$\delta^{13}C$‰ PDB	^{14}C% COM
MN		−1,4		
OA	0,0	0,0	1,0	95,0

Índices de saturación (logarítmicos)

	calcita	dolomita	siderita	rodocrosita	yeso	barita	vivianita	OH−apatito
MN	0,48	1,66	−2,02	−1,04	−0,65	0,38	−8,48	1,69
OA	0,49	1,60	−3,44	−2,13	−0,54	0,28	14,45	−0,91

Algunas de las relaciones iónicas ponderales de interés, según Reising y Sansone (1999), son:

Na/Cl = 0,858; K/Cl = 0,0187; Mg/Cl = 0,0975; Ca/Cl = 0,0188; S/Cl = 0,0077

Li/Cl = 0,0963‰; F/Cl = 0,122‰; Sr/Cl = 0,164‰

La composición del agua marina infiltrada en un acuífero costero puede modificarse debido a reacciones químicas asociadas a (Capítulo 2 de SASMIE, 2017; Capítulo 2):

1. disolución de sílice, como H4SiO4 no disociado; el agua marina tiene contenidos muy pequeños,

2. cambios iónicos con los iones adsorbidos; domina el cambio catiónico con partículas minerales, en especial en ciertas arcillas, pero también puede ser aniónico con materia orgánica e hidróxidos,

3. disolución en el suelo de CO2 y ácidos orgánicos derivados de la oxidación de materia orgánica o de CO2 geogénico

4. disolución de carbonatos y en menor grado de silicatos cuando se hidrolizan

5. disolución y precipitación de yeso, entre otros.

Dado que existe agua en poros relativamente aislados de la circulación general, si el agua salada que ocupaba un terreno es desplazada por agua dulce, en el agua resultante se incrementa el contenido en cloruros como consecuencia del lavado por difusión de sales remanentes en poros semicerrados.

El pH del agua oceánica varía poco en torno a 8,3, pero se puede modificar notablemente en el terreno, lo que cambia el estado de saturación respecto a los minerales. El CO2, H2S, HF y HCl producen acidez, así como el aumento de Mg por intercambio con Na, aunque posteriormente el Mg disuelto se precipita: $Mg^{2+} + 2H_2O \rightarrow Mg(OH) + 2H^+$.

4.2.8 Agua volcánica

Desde un punto de vista hidrogeológico, el aporte cuantitativo del agua volcánica –la liberada por los magmas– es cuantitativamente irrelevante en los balances hídricos y sólo llega a una fracción pequeña del caudal total de algunos manantiales hidrotermales; el resto es agua del ciclo hidrológico activo, aunque con componentes de agua subterránea que pueden tener tiempos de renovación de siglos o milenios. En realidad, la mayor parte del agua volcánica también puede ser del ciclo hidrológico activo, con contribuciones de edades similares a la de los sedimentos asociados con el volcanismo y una porción muy pequeña que procede totalmente del magma profundo.

4.3 El medio no saturado en las formaciones volcánicas

4.3.1 Consideraciones generales

En rasgos generales, el comportamiento hidrogeológico y características de medio no saturado en formaciones volcánicas sigue los principios generales, como se expone en el Capítulo 2 de RAEMIA (2019), y la mayor parte de estudios y cálculos los aplican suponiendo su validez, ya que los resultados son coherentes con las observaciones (Josnon et al., 2007). Se pueden identificar casos y circunstancias en que se pueden producir diferencias, pero es una casuística de muy difícil consideración y sistematización, dada la gran variedad de las formaciones volcánicas. En general, el espesor de la zona no saturada suele ser grande en áreas con relieve, de modo que la existencia de intercalaciones mucho menos permeables en la vertical puede permitir la formación de acuíferos colgados temporales o permanentes, dependiendo de la recarga, espesor y profundidad. Es un aspecto frecuentemente aludido, pero mal documentado y con escasas observaciones fiables. Estos manantiales con caudal significativo son menos frecuentes que lo que se supone. En cualquier caso, el efecto de estas intercalaciones es mayor cuando hay alta recarga difusa y recarga concentrada. En el caso de recarga concentrada, el efecto es el de extensión de la superficie de nivel freático que recibe directamente la recarga. Más adelante se comenta un caso de estudio.

Una característica casi general del medio no saturado en materiales volcánicos es la fracturación. Las fracturas verticales tienden a conducir hacia abajo el agua que se infiltra, la cual es progresivamente embebida en la matriz porosa, hasta cesar si no se mantiene la alimentación. La Figura 4.3.1 lo ilustra.



Figura 4.3.1 Tobas basálticas recientes no saturadas, en clima árido, con marcas de flujo de agua de recarga por fisuras que se saturan ocasionalmente tras tormentas y permiten un avance rápido de parte de la recarga. Diaclasación de las tobas, con relleno posterior parcial por productos de alteración y disueltos en el agua que se depositan con la evaporación. Cortado de la carretera a La Restinga, isla de El Hierro, Islas Canarias (foto EC, 2012).

Lo común es que la circulación del aire en el suelo a causa de cambios periódicos y ocasionales de la presión atmosférica tenga poca importancia en cuanto al aumento de la evaporación por transporte dispersivo. La excepción son los suelos de clastos muy grandes sin finos, como en canchales y depósitos limpios de gravas de gran tamaño y

bolos. En los malpaíses volcánicos jóvenes, el aire puede llegar a circular hasta profundidades métricas, con lo que la evaporación de la precipitación en áreas poco lluviosas puede ser casi total. Apenas hay estudios al respecto.

Para estudiar la infiltración de agua superficial por un potente medio no saturado, con vistas a recarga artificial por extensión y encharcamiento en balsas, sobre los basaltos de la planicie del Snake River (Idaho) se realizaron experiencias en un área casi sin suelo, con una capacidad de infiltración de 41 a 177 mm/d, aplicando agua marcada con 3 g/L de KBr (Faybishenko et al., 2000; 2001). Se observó que dominaba el flujo por las principales fracturas verticales, siendo más lento por fisuras mayores y matriz. Las fracturas se saturan inicialmente y después se drenan por distribución del agua lateralmente por fracturas horizontales y zonas de escoria, pudiendo originar acuíferos colgados temporales. La matriz basáltica es casi impermeable, con una conductividad hidráulica k = 10-8 m/d, permeabilidad intrínseca media de K = 2,24·10-15 m2 y una porosidad de m = 0,2 a 0,4 (valor medio de 0,19). En las fracturas es k ⩾ 30 m/d. Son finitas, irregulares, obstruidas y con aire atrapado. Entre las capas de basalto hay intercalaciones sedimentarias de espesor desde centimétrico a 15 m, con variable extensión lateral (Figura 4.3.2). Las coladas de basalto tienen de 3 a 12 m espesor, 20 a 60 m de ancho y hasta 1 km de longitud, muy fracturadas, escoriáceas en los bordes de flujo y con frecuentes zonas centrales fisuradas.

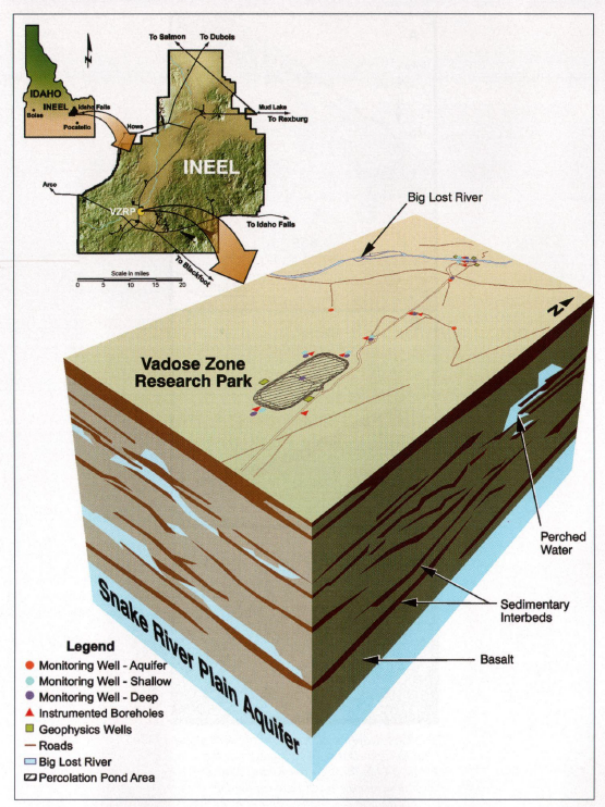


Figura 4.3.2 Efecto de heterogeneidades en el perfil vertical de una formación basáltica no saturada sobre la recarga por inundación de una balsa en las instalaciones experimentales en el Big Lost River, planicie del Snake River, en el NW de los Estados Unidos (Baker et al., 2005).

La Figura 4.3.3 muestra cómo se distribuye la humedad modelada en el medio no saturado en varios momentos después del inicio de la infiltración y la Figura 4.3.4 la evolución de la recarga en tránsito que se produce, mediante un modelo 2-D que considera las fracturas principales. El nivel freático está a 20 m profundidad. En régimen estacionario final se produce una infiltración en la superficie de 9 cm/d, que sobre el nivel freático resulta en una recarga de 5,5 cm/d por la mayor superficie afectada.

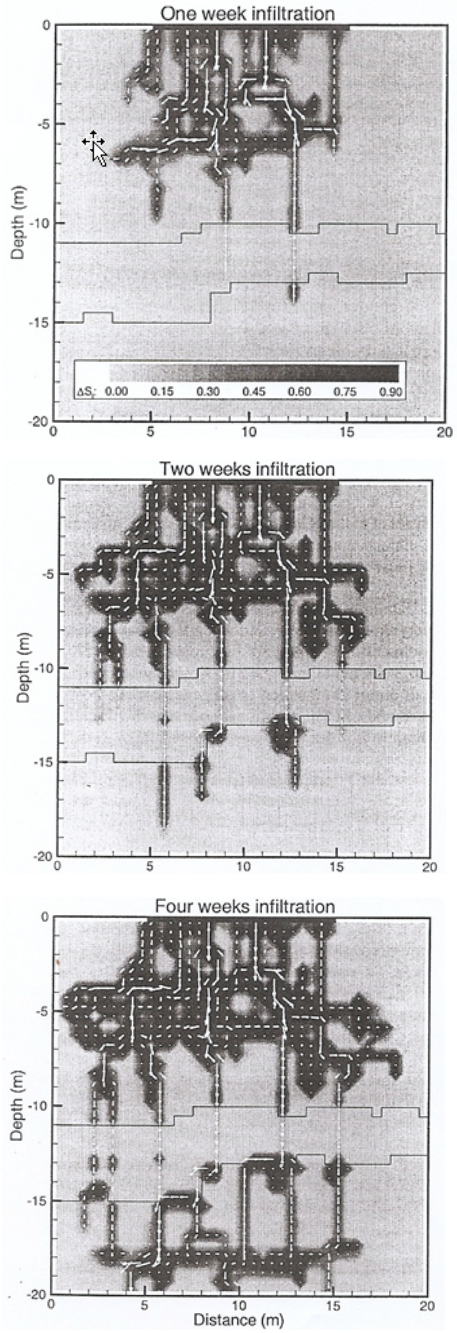


Figura 4.3.3 Simulación por cálculo bifásico totalmente acoplado del cambio en la humedad en el medio no saturado S bajo una balsa de recarga en los basaltos del Snake River a partir del estado inicial con S = 0,1 tras la saturación de la superficie con agua; la capa intermedia es de escorias (Doughty, 2000). La distancia está centrada y en total es el doble del ancho de la balsa, que es de 10 m). El color gris menos intenso es el estado inicial. La humedad es mayor cuanto más obscuro es el gris, hasta ser negro cuando satura. Se dan los resultados a una, dos y cuatro semanas.

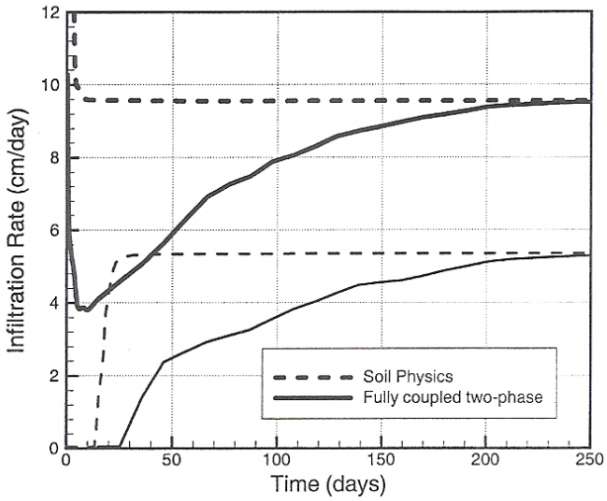


Figura 4.3.4 Simulación de la tasa de infiltración desde la balsa de recarga en los basaltos de la planicie del Snake River a lo largo de un año (línea gruesa) y recarga en tránsito hacia el nivel freático por la parte inferior modelada (líneas finas) (Doughty, 2000).

4.3.2 Balance de agua en el suelo

La evaluación del flujo de agua descendente por el medio no saturado hacia el nivel freático y, en su caso, para recargar posibles acuíferos colgados, se puede calcular por distintos métodos, como se expone en los Capítulos 2, 5 y 6 de RAEMIA (2019). Uno de esos métodos, posiblemente el más utilizado, es obtener ese flujo a partir de un balance de agua en el suelo. Eso se hace como la diferencia entre los otros términos, con lo que en el resultado se acumulan los errores. Así, si dicho flujo es una pequeña proporción de los otros valores, su incertidumbre puede ser grande en climas áridos y semiáridos, a menos que se pueda realizar una calibración de parámetros con métodos independientes. Es habitual llamar al flujo descendente que sale del suelo recarga en tránsito, recarga total al flujo que entra por la superficie freática y recarga neta al resultado de descontar de la recarga total el flujo de agua vertical ascendente desde el medio saturado por capilaridad, evaporación y en especial por extracción por las plantas.

En general, los métodos aplicados en los terrenos volcánicos son los que se aplican en otros terrenos, buscando la adopción de parámetros específicos, según la experiencia disponible. Esta experiencia suele ser escasa. Para suelos principalmente agrícolas, la Figura 4.3.4 muestra los parámetros que hay que considerar para determinar la infiltración. Se dispone de datos de Tenerife (Neris Tomé et al., 2013). En parcelas de terreno en Japón, la calibración de la recarga en los suelos volcánicos se ha realizado determinando la posición del plano de flujo cero (Higuchi, 1985)

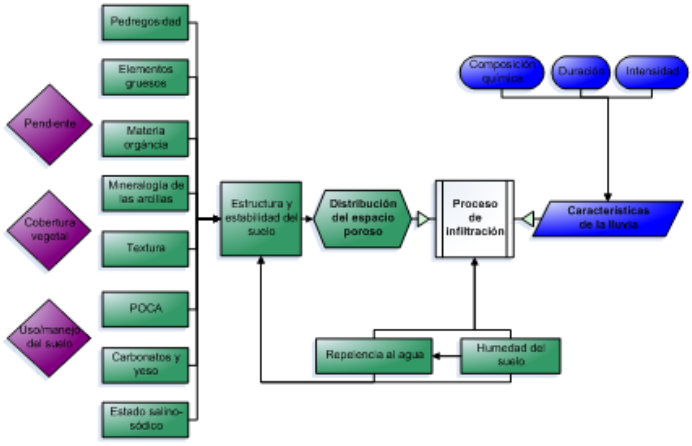


Figura 4.3.4 Factores que influyen en el proceso de infiltración

Los suelos volcánicos suelen ser permeables, tanto más cuanto más recientes y más árido sea el clima, ya que la formación de suelo sobre materiales con buena capacidad de infiltración es más lenta. La reserva útil máxima de agua para vegetación herbácea es pequeña, lo que permite que las precipitaciones típicas de clima semiárido moderado puedan producir una recarga significativa, como sucede en buena parte de las áreas de cumbre y medianías de las islas altas de Canarias, donde dicha recarga puede aproximarse al 50% de la precipitación. También hay una recarga apreciable en las partes áridas de las islas de Lanzarote y Fuerteventura en esas circunstancias. Sin embargo, las condiciones para una alta proporción de recarga respecto a la precipitación, puede deteriorarse cuando la vegetación es de bosque o de matorral denso y cuando los suelos tienen ya un notable grado de meteorización. Pero en roca relativamente sana, el inicio de la meteorización puede producir el efecto contrario. Es poco conocida la recarga en áreas áridas en casos de suelos pobres o de roca en superficie cuando la vegetación es escasa, aunque los datos del SE de Gran Canaria y del Macizo de Betancuria en Fuerteventura apuntan hacia valores de la recarga media del 5% al 10% de una precipitación que varía en valor medio entre 200 y 300 mm/a, pero que se reduce a menos del 1% para precipitaciones medias en el entorno de 100 mm/a.

Existe una apreciación popular generalizada de que la recarga debe ser una elevada fracción de la precipitación en malpaíses volcánicos recientes. De hecho, parece ser así en los malpaíses de fondo de valle de Fuerteventura, donde la precipitación media es sólo algo superior a 100 mm/a, pero no está claro si se trata de recarga difusa o de aportes ocasionales de escorrentía lateral de los barrancos que quedan represados por las coladas volcánicas basálticas bajo esos malpaíses, cuando estos están en fondo de valle. Se ha especulado sobre un posible volumen importante de recarga en la extensa área volcánica reciente del Parque Nacional de Timanfaya, en Lanzarote, que es una extensa área de malpaíses recientes. Sin embargo, si se considera que se trata de formaciones muy agrietadas y con abundantes macroporos, el aire puede circular por advección hasta una profundidad notable, no estudiada, pero que posiblemente sea de hasta 1 m. En estas condiciones, las lluvias intensas locales, donde la precipitación media está entre 125 y 200 mm/a, pueden ser evaporadas totalmente, sin producir recarga significativa, salvo pequeños caudales salobres, u ocasionalmente en las poco frecuentes lluvias intensas localizadas. Se desconoce lo que sucede en la realidad.

En las áreas con suelos cubiertos por una capa de arena eólica o por picón (lapilli) volcánico, se produce recarga a través de los mismos en las áreas áridas de Lanzarote y Fuerteventura, que se almacena en el suelo subyacente y allí puede ser utilizada por la vegetación arbustiva suficientemente enraizada o por cultivos plantados en el fondo de excavaciones, como es típico en el área de La Geria, en Lanzarote, o en las áreas de arenas eólicas (jable) de Fuerteventura (RAEMIA, 2019).

En la Macaronesia se han realizado estudios de la recarga por nieblas (lluvia horizontal) en las áreas boscosas de los archipiélagos de Azores, Madeira y Canarias. Hay situaciones similares en el archipiélago de Cabo Verde. Las nieblas condensantes se producen por efecto de los vientos alisios en las laderas con bosque de pinos, brezos y laurisilva del N y NE, a altitudes aproximadamente entre 800 y 1600 m. Los estudios realizados en Madeira (Prada et al., 2007; 2016) indican que estas nieblas pueden acontecer unos 200 días al año, preferentemente en invierno y primavera. Se ha llegado a medir un aumento de la precipitación en un factor de hasta 2,25 en brezales, aunque la cifra parece exagerada si se toma como valor general para los 2/3 de la isla que están bajo esas condiciones.

En Canarias, el fenómeno de la lluvia horizontal se produce principalmente en Gran Canaria, Tenerife y La Gomera, aunque también puede ser relevante en La Palma y en El Hierro. La mayor parte de estudios sobre lluvia horizontal que se han realizado corresponden a Tenerife y La Gomera (Marzol, 2002; Aboal et al., 2013; Santana 1986; 1990), con estudios sobre la posible influencia de las áreas de nieblas en la recarga (Regalado et al., 2013; Regalado y Ritter, 2017; Ritter et al., 2015; Izquierdo et al., 2011, Marrero-Díaz et al., 2017) mediante medidas hidrométricas e isótopos estables, en un ecosistema de laurisilva, en el Parque Nacional de Garajonay (isla de La Gomera) y en el Macizo de Anaga, en Tenerife (Guerra et al., 2017).

En la evaluación de la influencia de las nieblas condensantes en el balance de agua de la isla de Tenerife se tiene en cuenta cómo interacciona el aire húmedo con la vegetación en función de la pendiente de la ladera, lo que permite que el frente de niebla interactúe sólo con el frente arbóreo o con buena parte de la masa boscosa, según sea la inclinación (Braojos Ruiz, 2010; 2015.

Buena parte de la experiencia sobre la importancia de la lluvia horizontal en las áreas de nieblas frecuentes de la isla volcánica alta de Tenerife ha sido recogida y analizada por Braojos Ruíz (2015). En bosques formados por la misma especie (por ejemplo, pino canario) y con la misma altura del arbolado, en terreno horizontal y con condiciones climáticas homogéneas, los mayores volúmenes específicos de captación corresponden a una densidad de vegetación del 40% al 42%; disminuye para densidades mayores (poca circulación de aire) y también para densidades menores (poca superficie de atrapamiento). La mayor eficiencia se produce en el frente del bosque que recibe el aire saturado en humedad. A una distancia del orden de 200 m de dicho frente, la captación se estabiliza a valores del orden de la mitad. En bosque en ladera, la franja de alta

eficiencia de captación es más extendida, ya que a cada altitud se incorpora una nueva franja de vegetación. En las divisorias entre cuencas dentro de la franja del "mar de nubes" canario se pueden depositar más de 1000 mm/a, hasta 3000 mm/a en casos de árboles singulares. Los valores medios más frecuentes están entre 500 y 600 mm/a en las dos áreas más favorables, pero que son una pequeña fracción de la superficie insular.

Los balances de agua realizados en 7 cuencas del interior de la Caldera de Las Cañadas muestran que la lluvia horizontal aporta unos 16 mm/a para una recarga total media de casi 200 mm/a. Se ha observado que el caudal de los nacientes de Aguirre, en la península tinerfeña de Anaga, y de algunas galerías en Las Cañadas, aumenta en los días de niebla condensante, aunque no se ha estudiado si el aumento es por mayor recarga rápida o el resultado de los cambios atmosféricos sobre el medio no saturado. En el bosque del Parque Nacional del Garajonay, en La Gomera, se estima que la niebla condensante añade unos 320 mm/a en áreas de pluviometría media de 800 mm/a, lo que supone un incremento de precipitación media de 70 mm/a para la totalidad de la isla.

La Figura 4.3.5 es una representación artística de cómo los pobladores nativos (bimbaches) de la isla de El Hierro captaban el agua de goteo de los árboles, como el mítico y real árbol garoé o árbol fuente.



Figura 4.3.5 Representación artística de los nativos (bimbaches) de la isla de El Hierro captando el agua que gotea de los árboles (el mítico y real árbol garoé o árbol fuente), según Pascual et al. (2011).

La evaporación del agua del suelo en áreas áridas es un aspecto mal conocido y controvertido. Como se expone en RAEMIA (2015), es frecuente considerar que su intensidad disminuye rápidamente con la profundidad, debido a que, en ausencia de vegetación, es un fenómeno difusivo del agua capilar. Se suele admitir que la evaporación desde el nivel freático decrece exponencialmente, con un valor en que se anula a una determinada profundidad, llamada de extinción, con un valor de algunos

metros. Dinámicamente, condiciona cómo decrece en el suelo la humedad resultante de un evento poco frecuente de lluvia, aporte de agua superficial o inundación extensa. También determina la tasa de evaporación media desde el nivel freático, si este está a menor profundidad que la de extinción. No obstante, es conocido que la ley exponencial no es aplicable a gran sequedad del terreno y es posible una pequeña evaporación de niveles freáticos más profundos.

Coudrain-Riberstein (1998) calculó la evaporación en régimen estacionario desde un nivel freático profundo en un área hiperárida no vegetada, combinando mediciones de succión y perfiles isotópicos en el medio no saturado para predecir la profundidad del nivel freático a partir del caudal de agua que fluye verticalmente. Con notable incertidumbre se obtiene q = Az-n , con A = 71,9 y n= 1,49, para q = caudal de evaporación en mm/a y z = profundidad el nivel freático en m. Los resultados son razonables en orden de magnitud para altas succiones, de hasta 1000 m de columna de agua o más. A altas succiones, la conductividad hidráulica al flujo de agua no depende del material granular fino y se acerca a la del vapor. Para z = 10 m es q ≃ 13 mm/a y para z = 100 m es q ≃ 0,07 mm/a, como orden de magnitud. Es dudosa la aplicación a medios volcánicos no saturados de gran espesor, si la evaporación se puede hacer en fase vapor, por fisuras.

La Figura 4.3.6 muestra los resultados de balances de agua simplificados para determinar la recarga en pequeñas islas volcánicas del Pacífico.

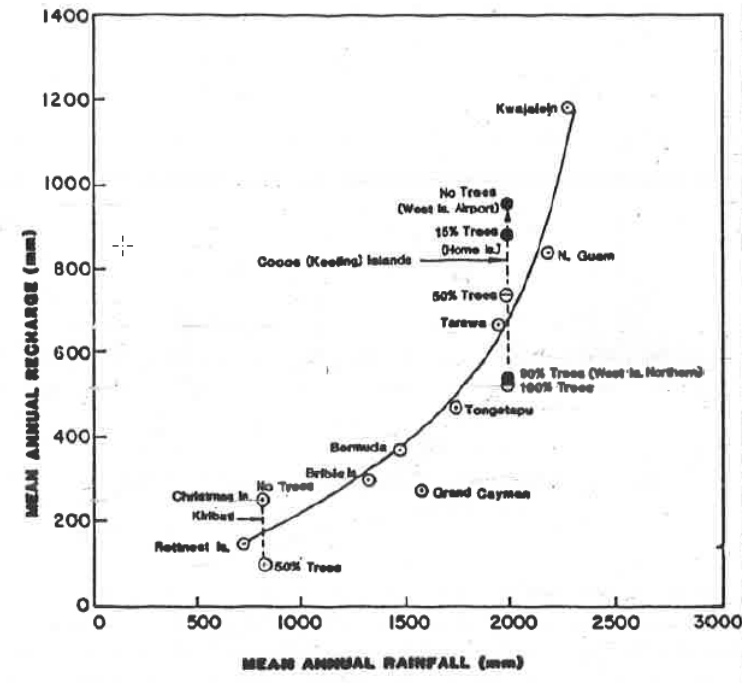


Figura 3.4.6 Recarga media anual por la lluvia en función de la precipitación media anual en pequeñas islas volcánicas de baja altitud del Pacífico y del Caribe (modificado de Chapman-1985, en Falkland y Custodio, 1992)

4.3.3 Evaluación de la recarga natural a partir de la deposición atmosférica de cloruro

La precipitación atmosférica es una fuente de aporte de materia soluble. Esta materia soluble puede ir disuelta en el agua de lluvia (precipitación húmeda) o caer sobre el terreno (deposición seca), para ser después disuelta por la lluvia o el agua de fusión de nieve. Su suma es la deposición total. En general, el ion cloruro domina o es una parte importante en la deposición total. Es muy soluble, estable y no reactivo (conservativo), a efectos prácticos. En principio, el SO4 se comporta de forma similar, pero su origen no siempre es claro y puede llegar a precipitarse en el suelo en clima árido.

El método de evaluación de la recarga se basa principalmente en el contenido en cloruro (en adelante Cl) en la deposición atmosférica y en el agua subterránea. Los detalles se desarrollan en la Sección 5.4 de RAEMIA (2019), donde además se aportan numerosas referencias. En principio, el balance de ion cloruro no puede utilizarse en terrenos sometidos a actividades humanas importantes, tales como abonado, riego, vertidos de aguas usadas, fugas de redes de distribución de agua y quemado de basuras, salvo que se consideren y corrijan estas circunstancias específicamente.

El Cl depositado, una vez disuelto en el agua precipitada o de fusión de nieve, se infiltra y se concentra al evaporarse una parte –a veces la mayor parte– del agua del suelo. Esto hace que la recarga en tránsito y finalmente la recarga tenga una concentración mayor que el agua infiltrada, pero el flujo masivo de cloruro depositado debe ser igual en media a la suma de los flujos másicos de recarga y de escorrentía superficial, ya que el Cl no llega a separarse por precipitación. La mayoría de las rocas sólo lo contienen Cl a nivel de trazas, de modo que la interacción roca–agua no modifica significativamente su concentración, excepto en terrenos naturales salinos o con restos de agua marina, los que reciben aportes antropogénicos de sales como fertilizantes y aguas usadas o los que están cerca de minas que extraen sales o industrias que producen emisión de Cl a la atmósfera y al suelo. También las aguas calientes profundas pueden tener cloruro no atmosférico.

El Cl de deposición atmosférica es dominantemente de origen marino. Se genera en la costa por evaporación de las gotículas de agua que origina el viento. En el transporte sobre el continente desde la costa, la deposición de origen marino y costero disminuye progresivamente, al principio rápidamente y luego con lentitud. A este transporte se une el Cl en el polvo generado en el continente, en proporción creciente a lo largo del recorrido de las masas atmosféricas. Para conocer la distribución territorial de la deposición atmosférica, es necesario recurrir a una red de muestreo.

La deposición D se relaciona con la concentración C y la precipitación P mediante D = P·C. El valor medio de D obtenido como el valor medio de P·C no es igual al producto de valores medios. Su valor tiene frecuentemente una notable incertidumbre (RAEMIA, 2019).

El método de la deposición total atmosférica de cloruro para evaluar la recarga es una técnica bien conocida y experimentada a lo largo de medio siglo y se ha aplicado bajo muy diversas circunstancias Con frecuencia se conoce con las siglas CMB (*chloride mass balance*).

Es un método para la determinar la recarga media a largo plazo, siempre que se cumpla un conjunto de condiciones. Se basa en el balance medio de agua y en el balance medio de soluto conservativo en una determinada parcela de terreno. De forma simplificada y razonablemente válida, en los casos en que el método es aplicable y siempre considerando un periodo largo de numerosos años completos para no introducir errores por variaciones estacionales, se tiene:

$$P = R + ES + E$$

$$P \cdot C_P = R \cdot C_R + ES \cdot C_{ES} \quad \text{o bien} \quad D_P = R \cdot C_R + E \cdot C_{ES}$$

Todos los valores son valores medios, aunque por simplicidad no se explicite:

P = precipitación medida con los pluviómetros, teniendo en cuenta la interceptación

C_P = concentración total (*bulk*) en el agua caída

D_P = deposición atmosférica total

R = recarga en tránsito, que desciende desde el suelo edáfico al acuífero

ES = escorrentía superficial directa y rápida que sale del área

C_{ES} = concentración en el agua de escorrentía

E = evapotranspiración real, que no contiene solutos

C_R = concentración en la recarga difusa por fisuras y grietas y que no se almacena en el suelo edáfico

Si se determina P y ES y se miden C_P, C_R y C_{ES} o bien D_P y E_{ES}, resulta que R puede estimarse como:

$$R = P\frac{C_P}{C_R} + ES\frac{C_{ES}}{C_R}$$

$$R = \frac{D_P}{C_R} + \frac{E_{ES}}{C_R}$$

Se trata de valores acumulados en todo el periodo de años (en m o mm y en g/m^2) o bien como valores medios anuales al dividir por el número de años (en mm/a y en g/m^2/a para la deposición atmosférica).

No obstante, en las formaciones e islas volcánicas con volcanismo activo pueden llegar a producirse desviaciones notables causadas por el aporte de Cl endógeno en determinados entornos, como el de las fumarolas. Un aumento de Cl no detectado en la red de muestreo de D, lo que suele suceder en la práctica salvo para redes densas específicamente diseñadas, supone una subestimación de la recarga local. Hay algunos pocos ejemplos, aunque no analizados con detalle ni con su posible distribución territorial. Se ha estudiado la distribución territorial de los aportes endógenos de SO_2 y compuestos de S, como en el Etna y el Teide (Sección 2.4.3 del Capítulo 2), y en diversos otros lugares, pero suelen carecer de definición territorial suficiente y muchos de ellos responden a un determinado evento volcánico y no a una situación semiestable. Teóricamente podría convertirse la aportación de S en la de Cl si se conociese bien la relación entre los dos elementos, pero ese es un dato incierto que puede llevar a desviaciones importantes. Así, la aplicación del balance de deposición de cloruro atmosférico (o de SO_4) en las formaciones e islas volcánicas para estimar la recarga media a largo plazo es un método eficaz y recomendable, pero excluyendo situaciones en que haya aporte de Cl endógeno o las aguas subterráneas estén afectadas por agua profunda de muy lenta renovación o con convección térmica de agua marina profunda.

Las Figuras 4.3.5 a 4.3.8 muestran ejemplos de aplicación a islas volcánicas.

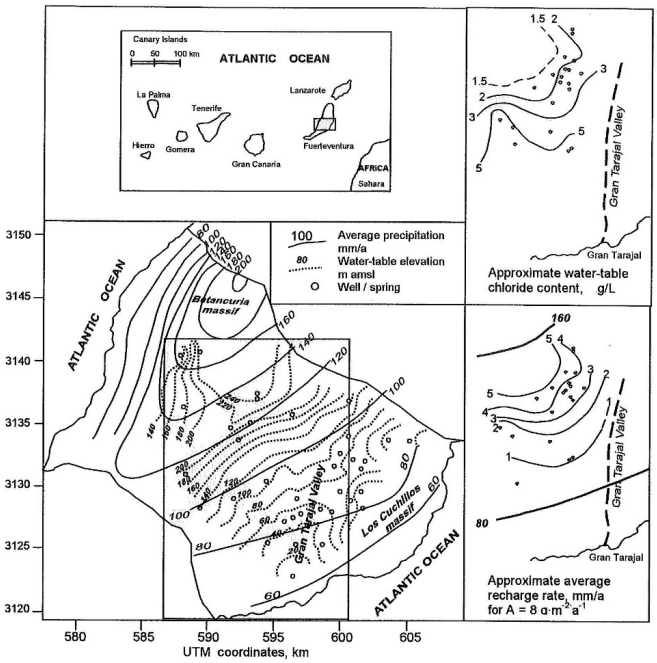


Figura 4.3.5 Aplicación del método CMB al macizo de Betancuria y parte Central de la isla volcánica de Fuerteventura, según Herrera y Custodio (2002). La figura inferior derecha muestra los resultados de la evaluación de la recarga.

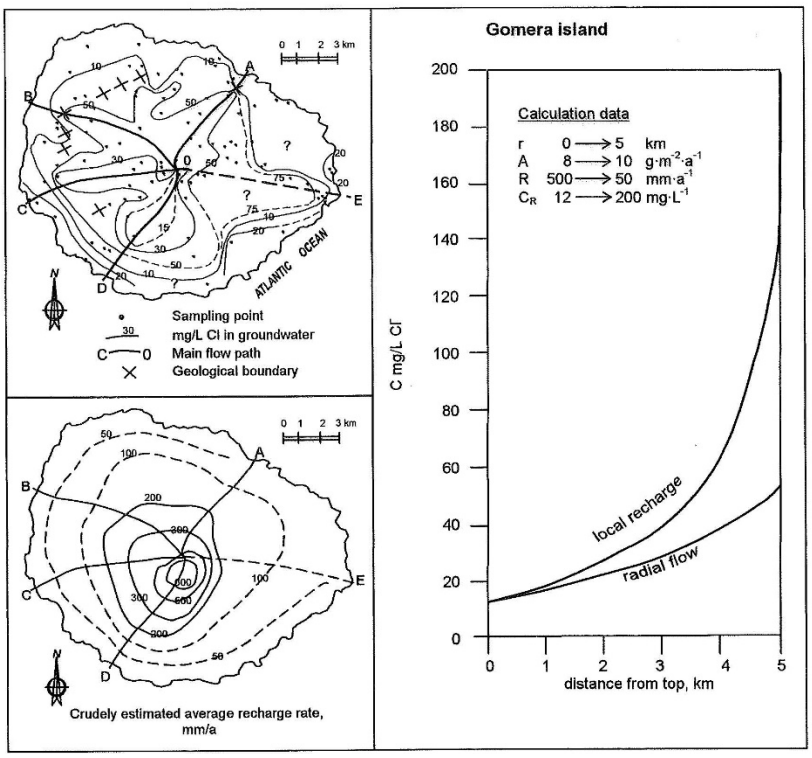


Figura 4.3.6 Aplicación del método CMB a la isla de La Gomera (Custodio y Manzano, 1992a)

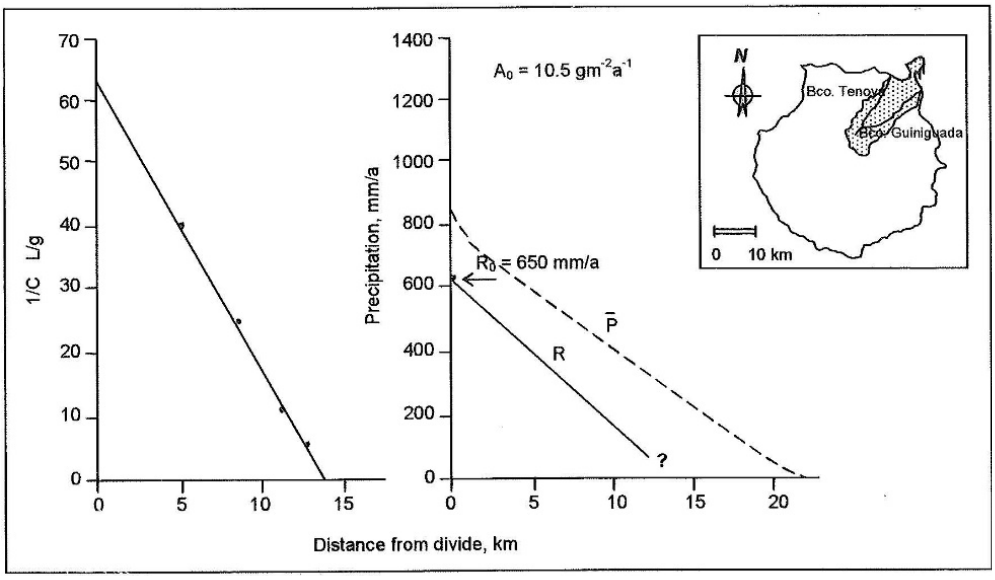


Figura 4.3.7 Aplicación del método CMB al área N de Gran Canaria (Naranjo et al., 2015)

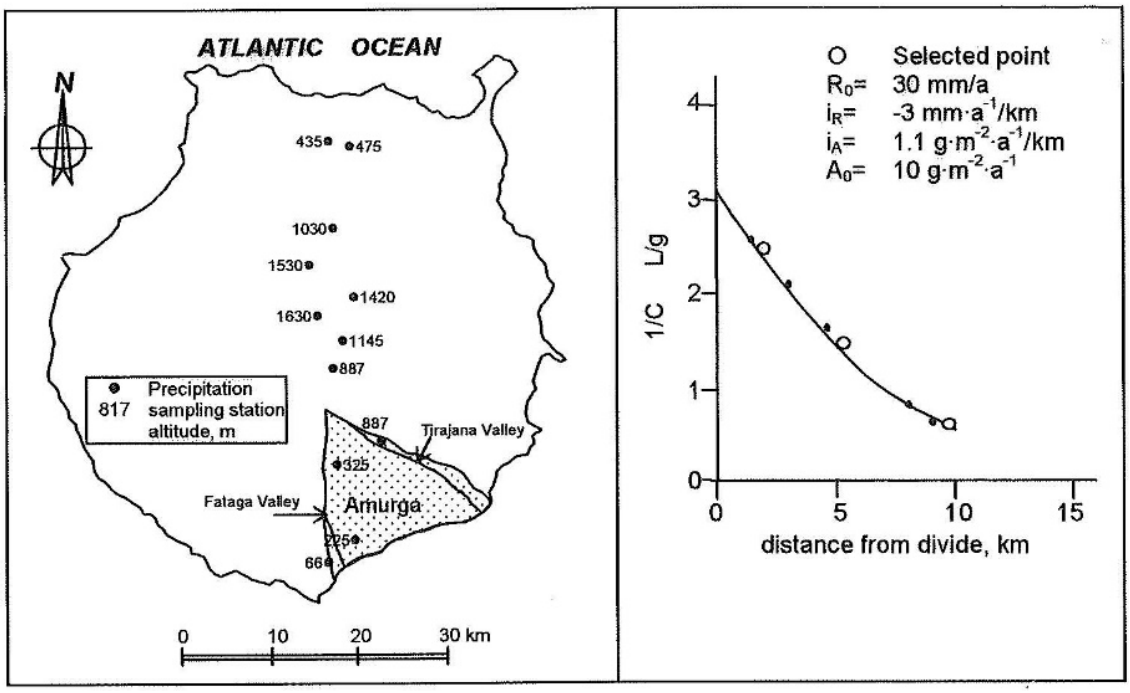


Figura 4.3.8 Aplicación del método CMB al área árida de Amurga, en el SE de Gran Canaria (Custodio y Custodio-Ayala, 2013). Se considera una deposición atmosférica media de cloruro (A) que decrece linealmente con la altitud, desde 10 g/m²/a en la costa, para dar una recarga media entre 30 mm/a en la parte alta y 0 mm/a en la costa

4.4 El agua subterránea en el medio volcánico saturado

4.4.1 Existencia y características de una superficie freática general

Existe un nivel freático general, que es virtual cuando coincide con materiales de muy pequeña permeabilidad, que separa el medio saturado de agua del medio no saturado encima. Este medio no saturado puede contener localmente niveles saturados colgados, todo ello en función de las notables heterogeneidades que caracterizan a las formaciones volcánicas. Esto quedó bien establecido en el estudio de la hidrología de las Islas Canarias realizado entre 1969 y 1975 (SPA-15, 1975) y en especial en los trabajos realizados en el Macizo de Famara, en Lanzarote (Custodio, 1978 y citas contenidas en el mismo). En realidad, se puede también confirmar con los datos anteriores de la Isla de Oahu, Hawaii, una vez reinterpretados, y aparece claramente en muchos otros estudios, parte de los cuales se comentan en los Capítulos 6 a 11. Las diferencias entre situaciones de gradientes hidráulicos pequeños y grandes es simplemente aparente e interpretativa (Figura 4.4.1), pero no hay diferencias conceptuales. Es el resultado de combinar relieve, recarga, heterogeneidades, conductividades hidráulicas y espesores, como en las otras posibles situaciones hidrogeológicas generales. Todas las cavidades del terreno por debajo del nivel freático están llenas de agua, salvo que se trate de una estructura natural (túnel de lava, gran grieta) o artificial (galería) con descarga directa al exterior.

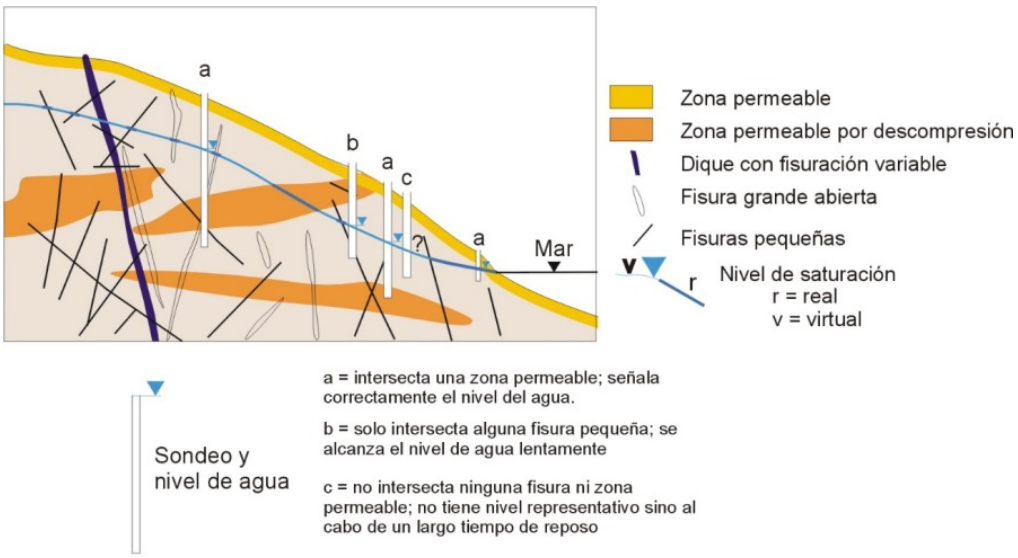


Figura 4.4.1 Existencia de una superficie freática que separa el medio saturado del medio no saturados. En materiales permeables es real y se detecta en sondeos directamente si son poco penetrantes. En materiales muy poco permeables el nivel freático es virtual, es decir se establece en un sondeo o pozo tras un tiempo largo, el necesario para llenar el volumen necesario, a menos que se compense el volumen añadiendo agua o se mida la presión con un transductor. La simbología utilizada es: rejilla = zona permeable; rejilla amplia = zona permeable por descompresión; franja vertical trazada = dique con fisuración variable; banda punteada = fisura grande abierta; lineaciones = fisuras pequeñas; pozo con triángulo = sondeo y nivel de agua (intersecta una zona permeable: señala correctamente el nivel; sólo intersecta fisuras pequeñas y se mide el nivel con inercia; nivel incierto por gran inercia); triángulo sobre línea = nivel de saturación, real o virtual)

Los acuíferos colgados (con medio no saturado bajo los mismos), unos de escasa importancia y otros muy significativos, en función de las circunstancias locales, descargan por rezumes y manantiales (nacientes) o simplemente transfieren el agua verticalmente hacia partes más profundas. Los acuíferos colgados pueden estar sobre heterogeneidades poco permeables, como capas de piroclastos alterados, lavas muy compactas, almagres, diques horizontales, sedimentos intercalados, etc. (Figura 4.4.2). La determinación precisa del nivel freático en un sondeo o pozo requiere que se haga justo al penetrar (dejando de lado los efectos capilares), pero lo común es que en ese punto el nivel sea virtual por pequeña permeabilidad y haya que deducirlo del nivel a mayor profundidad, que puede ser algo diferente (como se indica más adelante) o en obras secundarias, como indica la Figura 4.4.3 en el caso de pozos con gran diámetro y galerías o drenes de fondo.

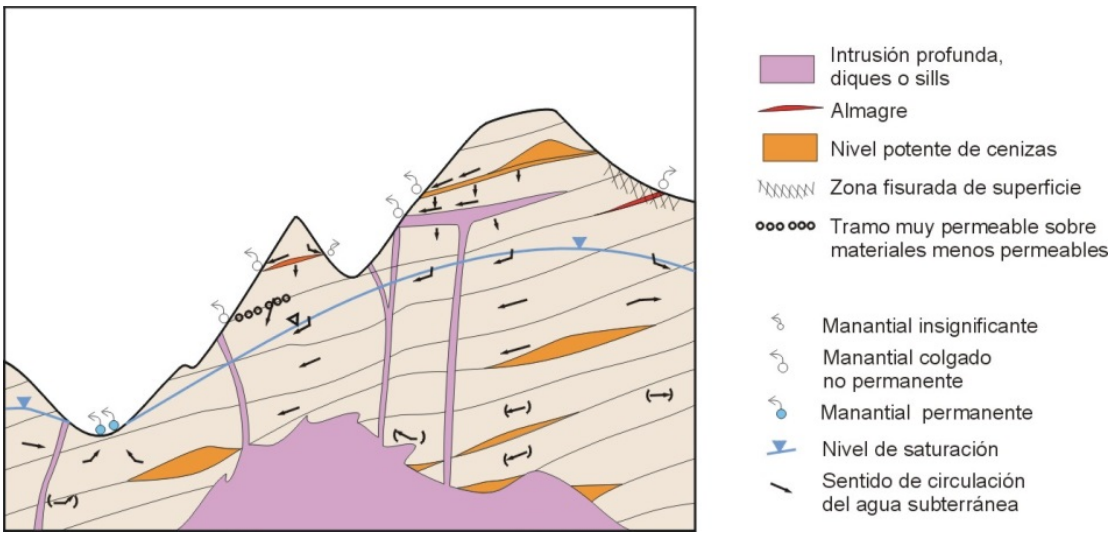


Figura 4.4.2 Flujo del agua subterránea en materiales volcánicos heterogéneos, con presencia de acuíferos colgados y sus manantiales y con indicación del nivel freático y sus manantiales de descarga

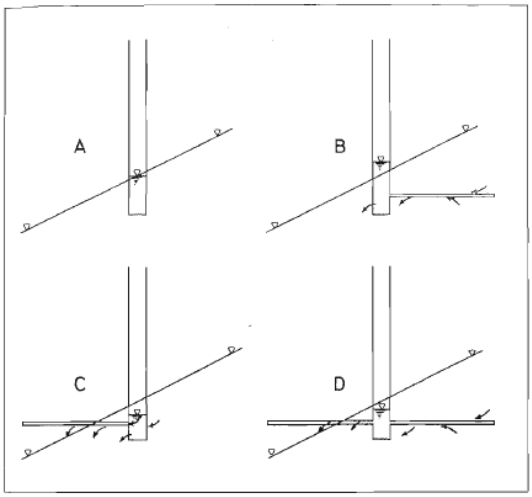


Figura 4.4.3 Nivel freático y nivel en un pozo con obras de fondo en un acuífero de ladera con gradiente hidráulico elevado.

La Figura 4.4.4 es la representación del nivel freático del macizo basáltico miocénico de Famara (N de la isla de Lanzarote) y de los basaltos cuaternarios costeros del lado E, obtenido mediante sondeos verticales desde el exterior y medidas piezométricas y de presión en el interior de las galerías.

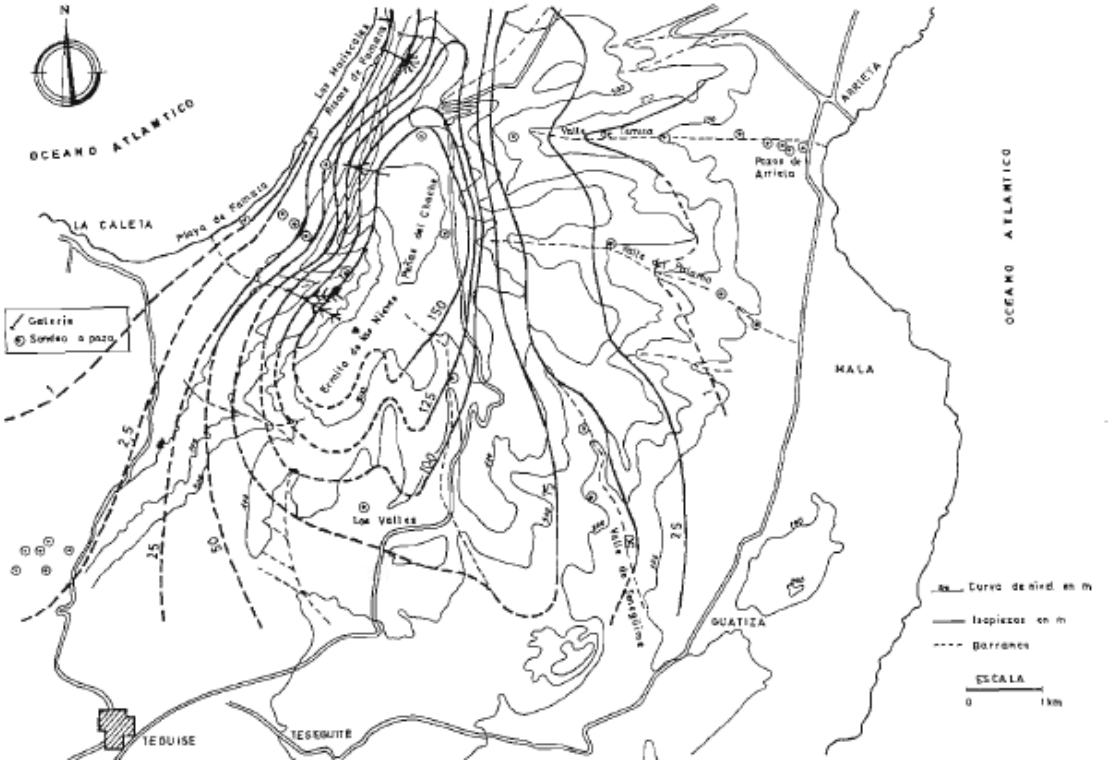


Figura 4.4.4 Nivel freático del macizo basáltico micénico de Famara (N de la isla de Lanzarote) y de los basaltos cuaternarios costeros del lado E, obtenido mediante sondeos verticales desde el exterior y medidas piezométricas y de presión en el interior de las galerías de agua del lado W (Custodio,1978 y referencias contenidas en esta publicación).

En una isla alta con una clara configuración de núcleo volcánico muy poco permeable y cobertera volcánica permeable, el flujo del agua subterránea de ladera es por todo el medio saturado, incluyendo el núcleo, pero la mayor parte circula por la parte saturada de la cobertera, con posibles descargas intermedias cuando el espesor no es suficiente para todo el caudal (Figura 4.4.5). En la realidad no son comunes los contrastes bruscos sino más o menos graduales, pero el concepto y resultado del flujo en ladera es el mismo.

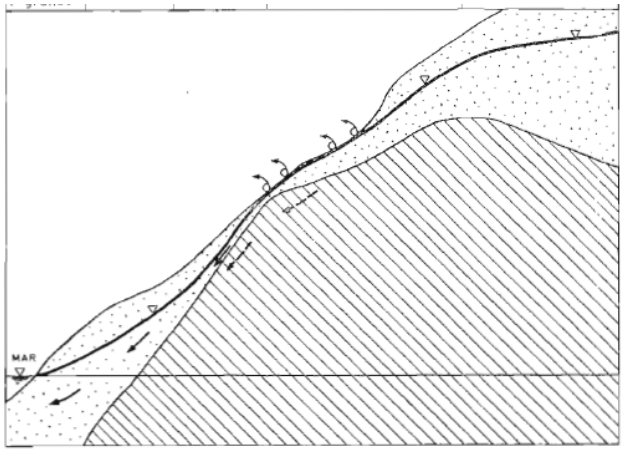


Figura 4.4.5 Flujo del agua subterránea de ladera en una isla volcánica alta con una configuración de núcleo muy poco permeable (rayado) y cobertera volcánica permeable (punteado). La línea gruesa indica el nivel freático y los círculos con flecha los manantiales. La mayor parte del agua subterránea circula por la parte saturada de la cobertera, con posibles descargas intermedias cuando el espesor no es suficiente para todo el caudal.

En un macizo volcánico, al igual que en otras formaciones, la red de flujo del agua subterránea tiene una componente vertical que puede ser importante, tanto más cuanto mayor sea la profundidad permeable respecto a las dimensiones horizontales, más acusada sea la anisotropía vertical o la presencia de niveles intercalados de baja permeabilidad. En las áreas de recarga el potencial hidráulico disminuye con la profundidad, de modo que en un medio muy estratificado de muy baja permeabilidad vertical el flujo del agua subterránea es casi vertical descendente, como se observa en Gran Canaria y Tenerife (Figura 4.4.6).

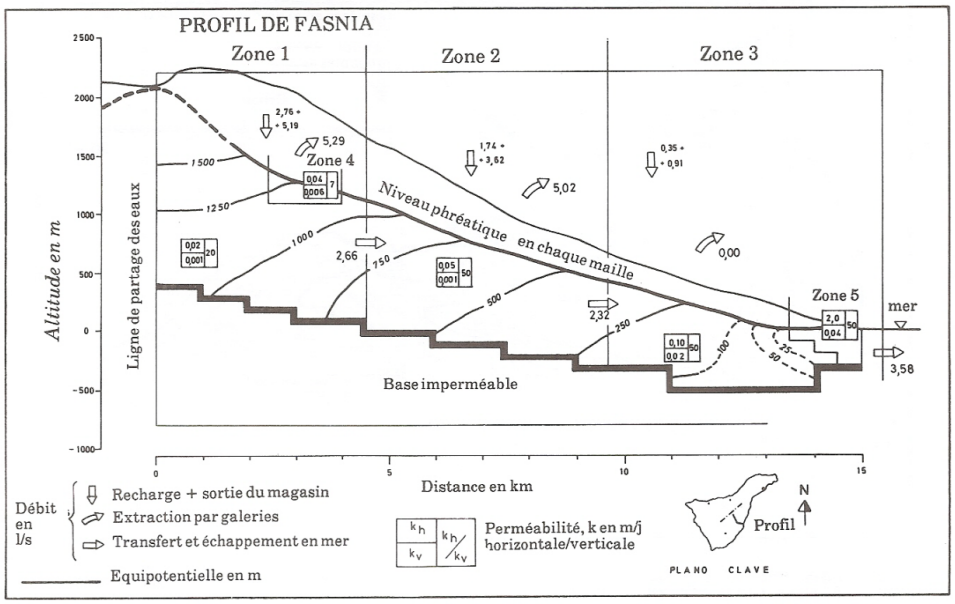


Figura 4.6.6 Simulación del nivel piezométrico en una sección de la ladera SE del gran volcán central de la isla de Tenerife (Custodio et al, 1988), que muestra la existencia de flujo casi vertical descendente en la cumbre y ascendente en las proximidades de la costa. Es una situación común en laderas de grandes volcanes con núcleo, aunque éste no tiene por qué ser necesariamente alto.

Al perforar un pozo o sondeo en esas condiciones, en las zonas altas el nivel del agua en el mismo desciende en paralelo con la profundización. En la realidad lo hace a saltos si se trata de materiales heterogéneos, de modo que se mantiene un nivel en determinadas penetraciones, el cual puede caer bruscamente al seguir penetrando y encontrar nuevos rasgos permeables (Figura 4.4.7). En las zonas bajas, de descarga, sucede lo contrario y el nivel aumenta con la profundidad del sondeo, de modo que, en áreas de escaso relieve, el agua puede llegar ser surgente sin que el acuífero sea cautivo, como es bien conocido en hidrogeología. Cuanto mayor sea la anisotropía vertical, más acusados son estos efectos.

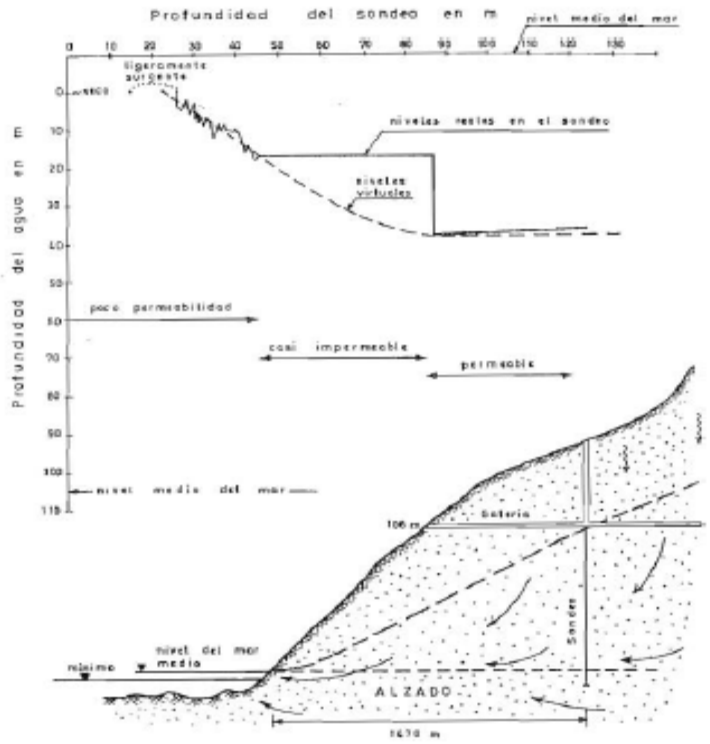


Figura 4.4.7 Profundidad del nivel del agua en función de la profundidad del sondeo perforado en el interior de la Galería I del macizo basáltico de Famara (isla de Lanzarote), en el tramo anterior a que la galería penetre en el medio saturado. La existencia de una componente vertical descendente del flujo del agua subterránea hace que el nivel en el sondeo descienda con la profundidad, si bien en tramos muy poco permeables se mantiene, para después caer bruscamente al ser atravesados y cortar un nuevo rasgo permeable, para reflejar el nivel piezométrico que corresponde a esa profundidad real (Custodio, 1974; 1978)

En un acuífero en una ladera permeable saturada de espesor constante y conductividad hidráulica horizontal y vertical k_h y k_v respectivamente, o sea con una anisotropía $K = k_h/k_v$, para un gradiente hidráulico horizontal i se tiene un gradiente vertical piezométrico i_v dado por (Sahuquillo, 1974):

$$1 - i_v = (1 - K\, i)/(1 + K\, tg^2 i)$$

En ausencia de flujo (i = 0) y también con gran anisotropía es $i_v = 0$, es decir no hay variación piezométrica con la profundidad. Para k_v muy grande es $i_v = 1$ y el flujo vertical es siempre dominante.

4.4.2 Flujo del agua en formaciones volcánicas

El flujo del agua subterránea en formaciones volcánicas se realiza bajo una gran variedad de circunstancias, como corresponde a las muy diversas formaciones y condiciones de contorno. Los principios básicos son la Ley de Darcy y la conservación de la masa de agua, como se expone en cualquiera de los textos sobre hidrología subterránea. Véanse las Secciones 8 y 9 de Custodio y Llamas (1976/1983) o los textos que se mencionan en RAEMIA (2019). En la particularización a las formaciones volcánicas hay que identificar los rasgos principales que condicionan la permeabilidad en tres dimensiones y el almacenamiento (porosidad) de agua total y drenable y coeficiente de almacenamiento elástico. La mayor o menor presencia de coladas de lavas e ignimbritas, de piroclastos, de diques y de otros rasgos tiene un importante papel, como tratan de sintetizar las Figuras 4.4.8, 4.4.9 y 4.4.10.

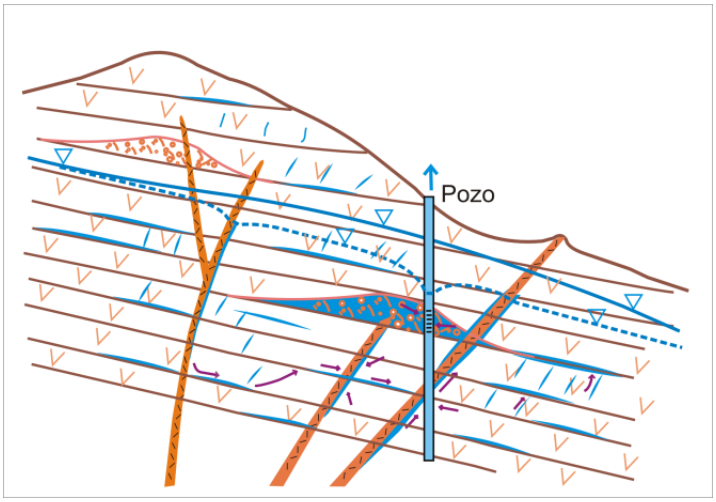


Figura 4.4.8 Esquema simplificado idealizado del funcionamiento hidrogeológico de un macizo volcánico complejo próximo a las efusiones, con abundancia de piroclastos y numerosos diques

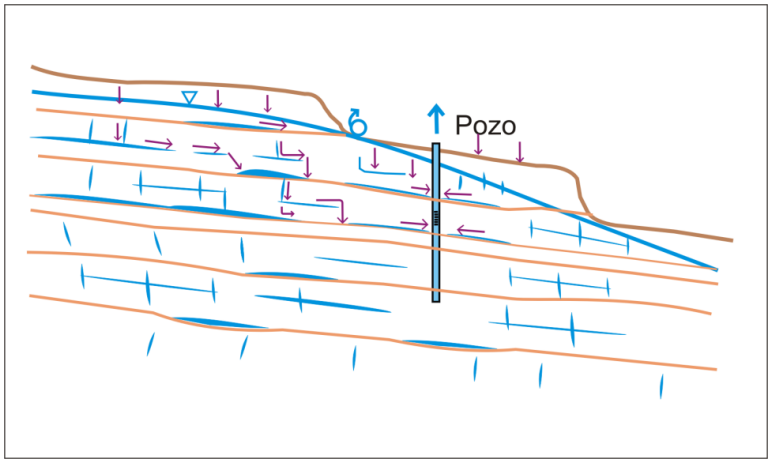


Figura 4.4.9 Esquema simplificado idealizado del funcionamiento hidrogeológico de un macizo volcánico con apilamiento lejano de coladas, sin piroclastos ni diques

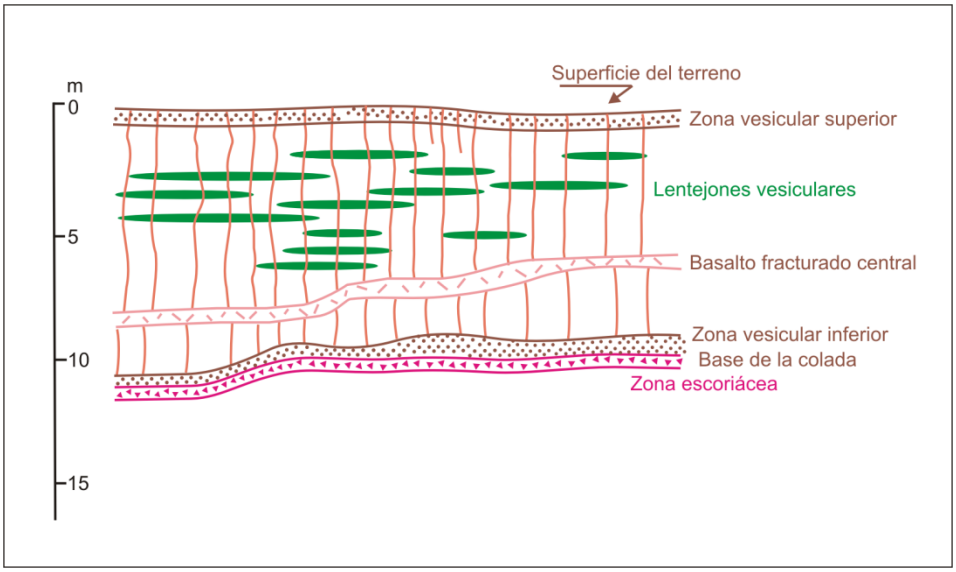


Figura 4.4.10 Posibles rasgos permeables en una colada volcánica con un tramo interior más fracturado

La escala a la que se considera el flujo del agua subterránea es importante, ya que el detalle de las heterogeneidades tienen gran relevancia, como las variaciones dentro de una misma colada (Figura 4.4.10) o la presencia de diques, almagres, fracturas y otros rasgos. Sin embargo, al aumentar la escala, la influencia de las heterogeneidades locales pierde relevancia y es posible considerar un conjunto con un comportamiento hidráulico próximo al valor medio, aunque anisótropo y con influencia del efecto en el tensor de permeabilidad de la fracturación con orientación preferente y de la disposición horizontal o según la inclinación de apilamiento. A partir de escalas de observación decamétricas y preferentemente hectométricas, el tratamiento como un continuo suele ser ya aceptable para caracterizaciones generales, aunque hay que considerar los cambios significativos del medio, como la presencia de fracturas generales de gran importancia, de diques singulares por su espesor y continuidad y de cambios litológicos, como distintas formaciones volcánicas y volcano-sedimentarias, el basamento o la presencia de depósitos significativos no volcánicos.

Varias galerías de agua del macizo basáltico de Famara, en el N de la isla de Lanzarote (Islas Canarias), penetran desde el acantilado costero varios centenares de metros hasta cortar el nivel freático y continúan atravesando los materiales del estratovolcán mioceno, formados por apilamientos de coladas de lava y sus partes compactas y de escoria, de restos de conos piroclásticos, almagres y diques. Un conjunto de perforaciones verticales y horizontales cerca y en frente de unas de las galerías, con cierres y manómetros en la parte saturada de agua, permitieron determinar la variación del potencial del agua subterránea a lo largo de la galería y su prolongación con sondeos y así trazar el perfil de la superficie freática. Como muestra la Figura 4.4.11, a pesar de las notables variaciones en la roca, se obtiene una superficie freática regular, sin saltos significativos a la escala de trabajo. Esto aboga por la posibilidad de cuantificar el flujo del agua subterránea a partir de la Ley de Darcy, utilizando los parámetros hidráulicos apropiados, trazar la forma de la superficie freática y dibujar mapas piezométricos (Figura 4.4.12).

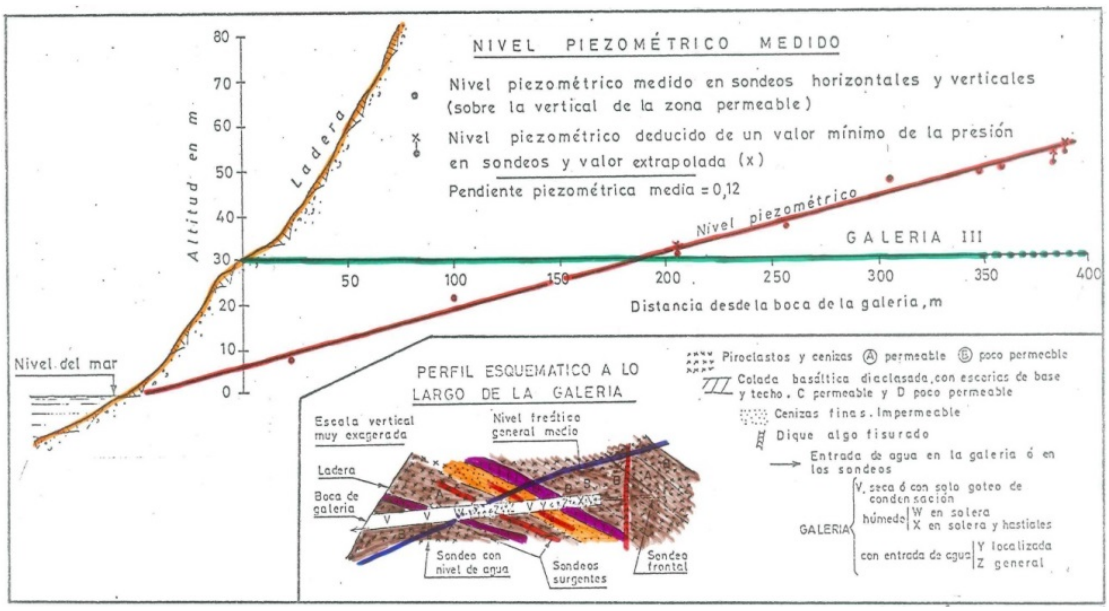


Figura 4.4.11 Mediciones del nivel piezométrico en los sondeos a lo largo de la galería III del macizo basáltico de Famara, N de la isla de Lanzarote, Islas Canarias. En la parte saturada de la galería los sondeos estaban emboquillados con un tubo cementado y dotados de una válvula y un manómetro. A la escala de trabajo (hectométrica) se puede considerar una piezometría continua, sin saltos importantes a pesar de la complejidad litológica (diversas coladas, diques y almagres) (Custodio, 1974, 1978)

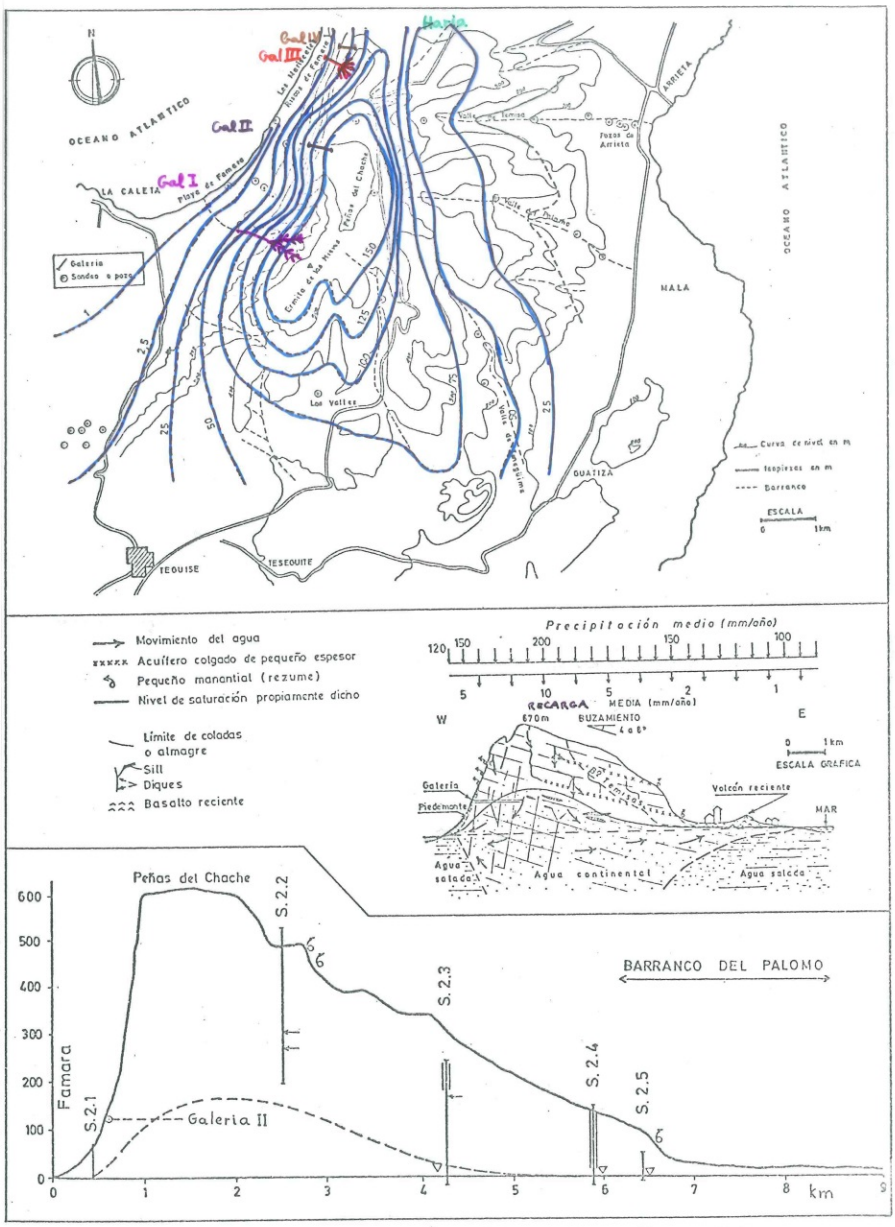


Figura 4.4.12 Existencia de un cuerpo de agua subterránea insular de carácter continuo y regular a la escala hectométrica. Superficie piezométrica del macizo basáltico de Famara, N de la isla de Lanzarote, Islas Canarias, y sección transversal a escala con la piezometría y el nivel freático según las mediciones en sondeos (Custodio, 1974, 1978)

La Figura 4.4.13 es una aplicación en un caso con diversas formaciones presentes, que así permite el tratamiento conjunto.

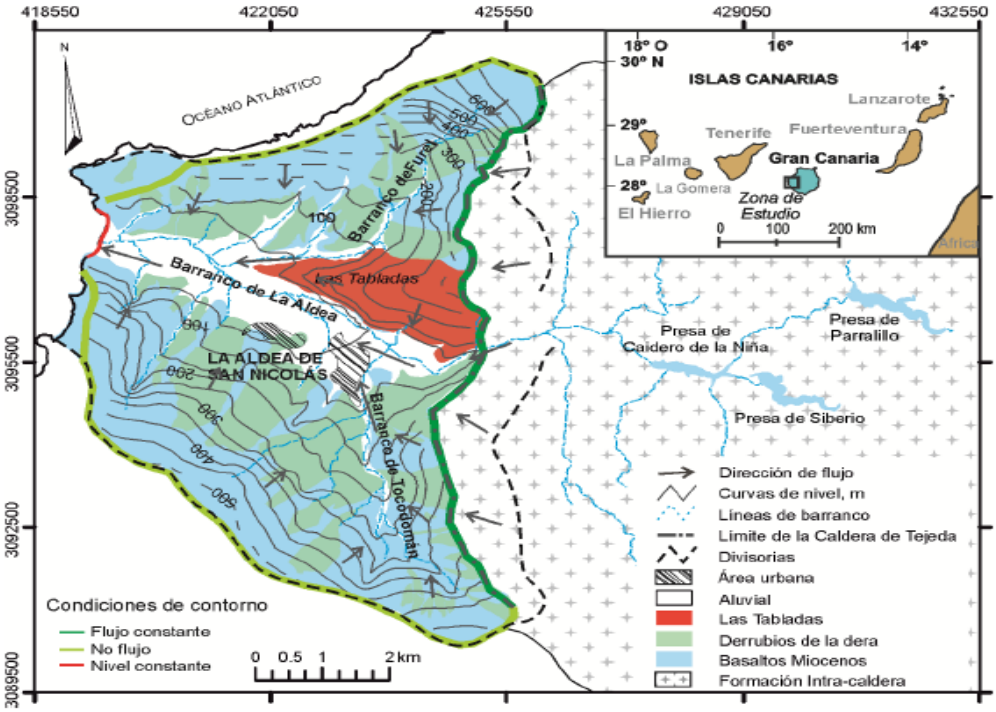


Figura 4.4.13 Valle costero en materiales volcánicos complejos con depósitos volcanoclásticos. Piezometría y límites de la cuenca vertiente. Valle de la Aldea, W de Gran Canaria. Por el estrecho de aguas arriba entra agua de la parte superior de la cuenca del Barranco de Tejeda, tras pasar un angosto cañón que diseca el borde de caldera. Esta cuenca funciona hidrogeológicamente de modo separado del acuífero general insular (Cruz-Fuentes et al., 2014a)

4.5 Procesos hidrogeoquímicos e isotópicos ambientales en formaciones volcánicas y flujo del agua subterránea

4.5.1 Consideraciones generales

El flujo del agua subterránea es al mismo tiempo un transporte de masa disuelta, convectivo por la velocidad del agua y difusivo-dispersivo según la Ley de Fick, con reacciones en el seno del agua e interrelación entre el agua y la roca y los gases del medio no saturado o que se difunden a través del medio saturado. Esto se considera en el Capítulo 2 y en el Capítulo 5 de RAEMIA (2019). El conocimiento de la composición química del agua subterránea es esencial para conocer los aspectos de calidad y también para determinar la recarga de los acuíferos y el movimiento del agua subterránea. Con referencia a estos últimos aspectos, la hidrogeoquímica proporciona poderosas herramientas que permiten entender, modelar conceptualmente y cuantificar el flujo del agua subterránea si se utilizan adecuadamente, considerando el contexto geológico e hidrodinámico, y se complementa con la caracterización isotópica natural.

En las formaciones volcánicas, la caracterización hidroquímica y los procesos hidrogeoquímicos se basa en los mismos principios y consideraciones que se aplican en hidrogeología general, pero teniendo en cuenta las peculiaridades asociadas a las formaciones volcánicas en las particulares condiciones de cada caso, que incluyen la edad de los materiales y procesos secundarios. De forma muy abreviada, algunas de las peculiaridades más importantes son:

- Escaso contenido en substancias de alta solubilidad, salvo muy cerca de los lugares de erupción recientes o de depósitos asociados, como salares en cuencas cerradas en clima árido
- Fácilmente alterables / hidrolizables, con aporte al agua de una composición catiónica similar a la de la roca que se está alterando
- En zonas áridas pueden dominar efectos climáticos que causen que la recarga sea salobre
- Presumible alta dispersividad macroscópica
- Extensa zona de mezcla agua dulce / agua salada en áreas costeras jóvenes / áridas
- Posible liberación de sulfatos por oxidación de sulfuros y en ocasiones de As
- Notable efecto del CO_2 del suelo y en especial del CO_2 profundo difuso liberado durante el enfriamiento de masas de magma en profundidad
- Posible liberación temprana de solutos en lavas recientes, como B y F

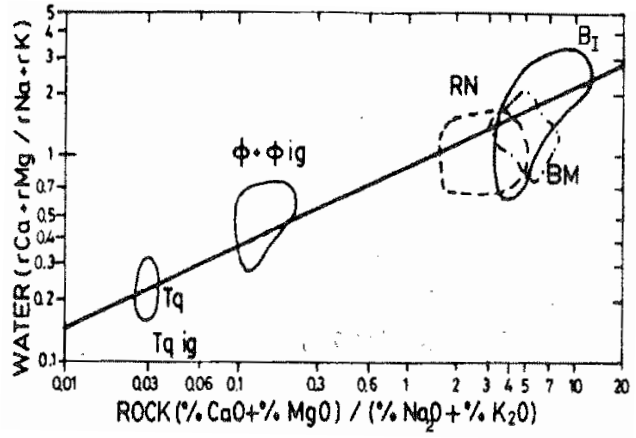


Figura 4.5.1 Relación entre composición de la roca y composición del agua referida a la relación entre componentes alcalinotérreos y alcalinos para la isla de Gran Canaria (SPA-15, 1975). Hace referencia a la roca existente en el lugar donde se produce la interacción, en función de la fuente de CO_2 (suelo, en profundidad si hay aporte endógeno). r quiere decir concentración en meq/L. Las designaciones son: BI = basaltos antiguos olivínicos y plagioclásicos, BM = basaltos modernos alcalinos, RN = conglomerados volcánicos y tefritas Roque Nublo, φ = fonolitas, φig = ignimbritas fonolíticas, Tq = traquitas y Tq.ig = ignimbritas traquíticas.

El tratamiento de los datos hidroquímicos es el convencional, mediante diagramas de comparación, diagramas para representación en mapa, gráficos bivariados y mapas de contenido iónico, de funciones hidroquímicas o de relaciones iónicas. En los Capítulos 6 a 9 de este trabajo se aportan distintos ejemplos al presentar casos reales.

En la Figura 4.5.2 se representa el contenido en cloruro en la parte superior del medio saturado de la isla de Gran Canaria (Islas Canarias), donde todo el Cl es de origen oceánico transportado aéreamente, salvo en áreas de intenso regadío y algunos puntos con restos de manifestaciones volcánicas, aunque el aporte se reduce al de CO_2 endógeno.

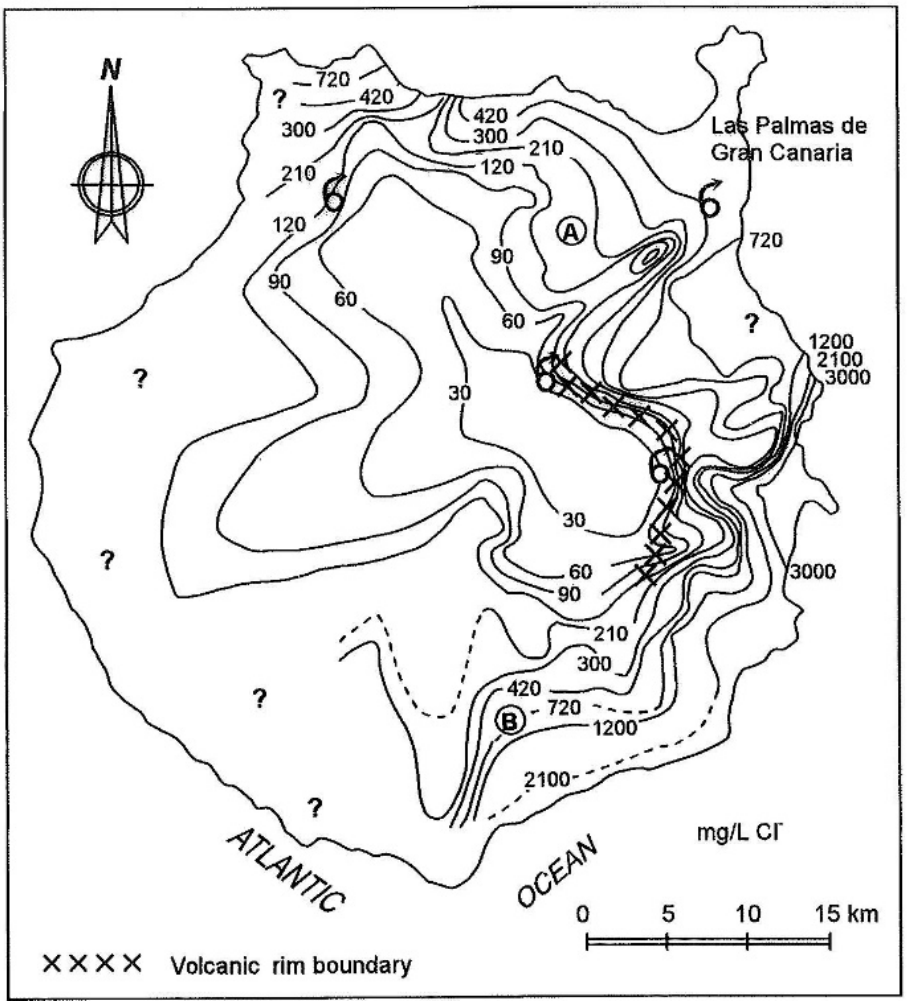


Figura 4.5.2 Mapa que representa la distribución del ion cloruro, en mg/L, en las aguas subterráneas de la parte acuífera superior de la isla volcánica de Gran Canaria, en la década de 1970, utilizando datos de unos 300 puntos. Las isolíneas sólo son el resultado de interpolaciones. La concentración de líneas en algunas áreas con abundancia de información, en realidad representa una discontinuidad hidrogeológica debida a la existencia allí del borde de una gran caldera central insular, profusamente inyectada por diques y con gran alteración química, que queda bien definida en el lado Este, pero no en el lado Oeste por falta de información, aunque existe y se ha determinado en trabajos posteriores. En el lado Este, la discontinuidad separa la notable recarga en la parte central de la escasa recarga en condiciones áridas del lado costero. Donde desaparecen los grandes gradientes radiales de cloruro son los lugares de descarga hacia el mar de la "torre de agua" central y que se corresponden a valles rellenos

4.5.2 Salinización climática

En las áreas áridas, la recarga media es muy pequeña, del orden de algunos por ciento o menos de la precipitación media, lo que se traduce en valores absolutos de pocos mm/a o menos. Esto supone en muchos casos una concentración (evapoconcentración) de las sales aportadas por la deposición atmosférica total mayor o de mucho mayor que 100 veces. El resultado es un agua de recarga con elevada mineralización, que puede llegar a ser salobre, tanto más cuanto más cerca se esté de la costa. Desde el punto de vista de la evaluación de la recarga, tiene relevancia identificar estas situaciones, pues en ellas el tiempo de tránsito medio por la zona no saturada de la recarga puede ser de cientos de años o incluso de milenios si el nivel freático es profundo. Eso significa que el agua muestreada en el medio saturado, aun procediendo de la parte superior del medio no saturado, puede ser agua recargada en épocas pasadas, a veces hace miles de años o incluso de finales del Pleistoceno, con lo que corresponde a climas y condiciones distintas a las actuales. El efecto se intensifica en acuíferos con flujo radial divergente (Custodio, 1992a; Custodio y Jódar, 2016).

En las islas volcánicas este efecto sólo se manifiesta con intensidad en aquellas que al menos tienen una parte en condiciones áridas, como es el caso del archipiélago de Cabo Verde, las islas Canarias orientales y las partes Sur de las centrales (Custodio, 1990). Algunos ejemplos son Lanzarote, Fuerteventura (Herrera y Custodio, 2002; 2011) y el Sureste y Sur de Gran Canaria (Custodio, 1990; Custodio-Ayala y Custodio, 2001), con tiempos de percolación de algunos miles de años.

Notables salinizaciones climáticas se producen también en las formaciones volcánicas continentales del área árida e hiperárida del N de Chile, tanto en la Cordillera de la Costa (Herrera et al., 2017), como en la depresión intermedia de Atacama (Gamboa et al., 2019) como en la ladera occidental de la Cordillera Occidental de los Andes (Acosta et al., 2013; Herrera et al., 2016)

4.5.3 Principios básicos isotópicos

Las variaciones isotópicas del agua, de las substancias disueltas y de los gases son actualmente herramientas comunes y esenciales en los estudios hidrogeológicos, ya que se dispone de numerosos laboratorios analíticos y los costes de las determinaciones son razonables. La interpretación de la isotopía del agua y de muchos de los componentes disueltos es normalmente bien conocida y con procesos más claramente definidos que los hidrogeoquímicos. Lo que se conoce se puede aplicar directamente a las formaciones volcánicas y sólo se requiere conocer las condiciones especiales genéticas y la naturaleza de los sólidos y gases volcánicos, como se expone en el Capítulo 2 de este trabajo.

A continuación, se aportan comentarios sucintos que son relevantes para las aplicaciones de los isótopos estables y radioactivos naturales en los estudios y evaluaciones de la hidrogeología y recursos de agua en territorios e islas volcánicas y para la identificación y cuantificación de la recarga a los acuíferos. El tratamiento enfocado a los estudios hidrológicos, se puede encontrar en castellano en el Capítulo 5

de RAEMIA (2019) y en inglés en numerosos textos generales, como Mook (2002), Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009) en castellano y Clark y Fritz (1997), Gat y Gonfiantini (1981), IAEA (1981, 1983), Mazor (2004), Sharp (2007) y Yoshida (2001).

Los diferentes isótopos de un mismo elemento químico tienen idéntico comportamiento químico, pero las moléculas en las que se integran y los iones tienen pequeñas diferencias físico–químicas, como la presión de vapor, difusividad molecular, velocidad de reacción, frecuencia de vibración, etc. La difusión molecular tiene relevancia en el fraccionamiento isotópico del agua por evaporación.

En los procesos de transformación, las diferencias isotópicas que se producen son mayores cuando hay ruptura de enlaces y cambios de valencia, que cuando se trata de simples procesos físico-químicos de evaporación, precipitación, adsorción o cambio iónico.

Como regla general, en los diferentes procesos las moléculas e iones pesados (con mayor proporción de isótopo pesado) son algo más lentas en el cambio o en la transformación, de forma que el producto o resultado tiende a aligerarse (empobrecerse) isotópicamente (disminuye la relación isotópica del isótopo pesado) y lo que queda tiende a hacerse más pesado (enriquecerse) isotópicamente. Estas diferencias son del orden de milésimas si no hay cambios de valencia o ruptura de enlaces químicos y hasta de centésimas cuando las hay.

En una transformación A → B pueden modificarse las relaciones (composición) isotópicas. Es un proceso que se denomina fraccionamiento isotópico. Es un concepto similar al del fraccionamiento químico. Sean R_A y R_B las relaciones isotópicas de A y B respectivamente, cocientes entre la concentración de isótopo pesado respecto a la del ligero, para un mismo elemento. En los procesos naturales, la relación $\alpha_{A/B} = R_B / R_A$ = coeficiente de fraccionamiento isotópico, es un valor poco diferente de 1, en más o en menos, pero bien definido y medible con precisión para cada temperatura. Es frecuente utilizar la expresión $\alpha_{A/B} = 1 + \varepsilon_{A/B}$, de modo que $\ln\alpha_{A/B} \simeq \varepsilon_{A/B}$. ε se suele denominar fraccionamiento isotópico. Para manejar cifras sencillas, ε se suele multiplicar por 1000, es decir, se da en ‰, y puede ser positivo o negativo. α tiende a 1 y ε a 0 al aumentar la temperatura. Los isótopos pesados tienen menor propensión al cambio que los ligeros para un mismo tipo de proceso. En procesos isotópicos sencillos, para un isótopo que difiere 2 unidades del abundante respecto otro que difiere 1 unidad es $\varepsilon_2 \simeq 2\varepsilon_1$.

En la naturaleza se producen numerosos procesos físico–químicos, de cambios de valencia y de ruptura de enlaces químicos, por lo que una misma substancia química tiene pequeñas diferencias isotópicas (ha sufrido fraccionamiento) de un lugar a otro o de un estado a otro, dependiendo de las circunstancias evolutivas y de los procesos.

El fraccionamiento de equilibrio es el resultado de dos fases que intercambian moléculas en régimen permanente, como es el caso isotérmico de agua y vapor en un recipiente cerrado o la lenta generación de lluvia en una nube condensante. Esencialmente, el valor de α es función de la temperatura y de la salinidad del agua. Pero, si durante el proceso el producto resultante se separa rápidamente y no es posible establecer equilibrio isotópico, los fenómenos difusivos juegan un papel importante y a veces dominante. El resultado es diferente del de equilibrio. El valor de ε cinético o difusivo (de no equilibrio) puede ser mayor o menor que el de equilibrio y con frecuencia es mayor y a veces de sentido contrario. En un medio poroso, el valor del

fraccionamiento de no equilibrio depende de la difusividad en medio libre y de la tortuosidad del medio poroso.

La evaporación del agua tiene una componente de fraccionamiento de no equilibrio que afecta más a la molécula $^{1}H_2{}^{18}O$ que a la $^{2}H^{1}H^{18}O$. Depende de la humedad de la atmósfera y de la ventilación. El vapor es más ligero que el agua líquida de la que procede. En la evaporación de una masa de agua sin renovación, el vapor es progresivamente más pesado a medida que el agua residual también se hace más pesada.

El CO_2 del suelo o de la atmósfera y el ion HCO_3 disuelto en el agua en contacto suelen estar en equilibrio isotópico, con el HCO_3 más pesado que el CO_2, tanto en cuanto al ^{13}C y al ^{18}O. Pero la asimilación por la planta del CO_2 atmosférico es un proceso principalmente difusivo en que el CO_2 debe difundirse por los estomas de las hojas hasta los centros de fotosíntesis. El resultado es que la materia orgánica generada es más ligera, tanto en ^{18}O como en ^{13}C. Otro ejemplo puede ser el del cloro, que está disuelto en el agua en la naturaleza como ion cloruro; tiene dos isótopos abundantes, el ^{35}Cl y el ^{37}Cl. El fraccionamiento de equilibrio en los procesos de precipitación y disolución es muy pequeño, pero en la degradación biológica de contaminantes en los que hay cambio de valencia, el fraccionamiento cinético es mucho mayor y se refleja en que el contaminante residual en el agua o en el terreno es cada vez más pesado.

Los radioisótopos se comportan como los demás isótopos y por lo tanto se fraccionan. Sin embargo, raras veces hay que tener en cuenta este fraccionamiento, ya que las variaciones por este concepto son mucho menores que las producidas por la desintegración, que se mide con frecuencia en valores absolutos, con incertidumbre mayor que el ‰ que caracteriza a los isótopos estables.

4.5.4 Comportamiento de los isótopos estables del agua en la naturaleza

En la naturaleza, el agua sufre continuas transformaciones físico-químicas, como evaporación, condensación, sublimación, difusión, adsorción-desorción, absorción, etc., que suponen fraccionamiento, unas veces de equilibrio y otras difusivo, de modo que la lluvia, el agua superficial y el agua subterránea, en un lugar y momento determinados, tienen una composición isotópica que es el resultado de una serie de evoluciones (RAEMIA, 2019, Valdivielso et al., 2020; Craig, 1961; Dansgaard, 1964), que frecuentemente se inician en el océano (Craig y Gordon, 1965). La Figura 4.5.3 muestra los coeficientes de fraccionamiento a distintas temperaturas. La presencia de solutos disminuye la actividad del agua y modifica los coeficientes de fraccionamiento, aunque el efecto no es importante hasta altas salinidades y para determinados iones.

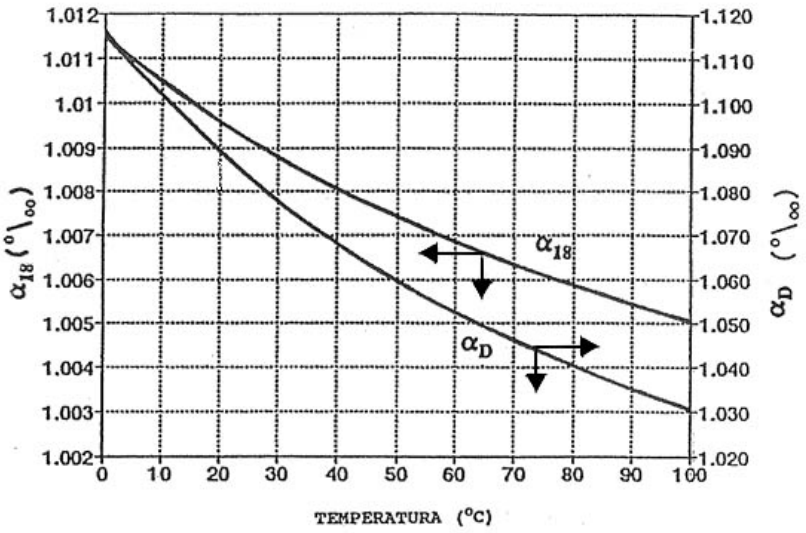


Figura 4.5.3 Valores de α *para el* $^{2}H/^{1}H$ *y el* $^{18}O/^{16}O$ *del agua líquida pura en función de la temperatura.*

La composición isotópica δ se define como $\delta = (R_m - R_s)/R_s$, siendo R_m la de la muestra y R_s la de un estándar. Para el agua, el estándar es el V-SMOW (*Vienna-Standard Mean Ocean Water*). Los valores de δ son positivos o negativos y mucho menores que 1, por lo que es frecuente darlos multiplicados por mil, o sea como ‰.

En los procesos de separación tipo Rayleigh se supone que la separación de fases de un proceso se realiza sin reequilibrio isotópico. Tal es el caso de la generación de lluvia en una nube en la que el vapor y las gotículas líquidas están inicialmente en equilibrio. A medida que se separa la fase B del conjunto en equilibrio A–B, la cantidad y composición de la masa bifásica va variando, hasta que al final casi todo se ha separado y sólo queda un residuo, que en general está muy enriquecido isotópicamente.

En un momento determinado y en condiciones isotermas, resulta:

$$\delta \approx \delta_o + \varepsilon \ln f$$

δ_o = composición isotópica inicial

δ = composición isotópica actual

f = fracción residual (que queda) de la fase que se separa, como fracción de la cantidad inicial f = 1 (inicio) → 0 (final)

ε = fraccionamiento en condiciones isotermas

La evolución de la acumulación de la parte que se separa (por ejemplo, la lluvia caída acumulada durante una tormenta) es:

$$\delta \simeq (1 + \delta_o)\frac{1 - f^{\alpha}}{1 - f} - 1$$

en la que δ_o es el valor inicial.

La evolución del agua en el ciclo hidrológico afecta tanto al ^{2}H como al ^{18}O, pero de forma diferente, de modo que hay que considerar ambos isótopos. En la precipitación a nivel mundial, utilizando como estándar el V-SMOW, se cumple que:

$$\delta^{2}H = 8\delta^{18}O + 10 \quad \text{en ‰}$$

En un gráfico $\delta^{2}H - \delta^{18}O$, esta recta proporciona una manera eficaz de relacionar ambos valores en las aplicaciones reales (Figuras 4.5.4 y 4.5.5). Se designa como línea del agua meteórica media global LMM. El valor de la pendiente 8 refleja el cociente de fraccionamientos isotópicos de equilibrio a unos 20 °C y el término +10‰ es el resultado de las condiciones medias de evaporación difusiva (no de equilibrio) en un determinado ambiente marino con cierta humedad y temperatura. Las aplicaciones en islas volcánicas altas son especialmente interesantes para caracterizar la recarga (Davis et al., 1970). En los Capítulos 6 a 9 de este trabajo se comentan diversos ejemplos. También es interesante para el estudio de situaciones excepcionales, como ciclones (Nicolini et al., 1989).

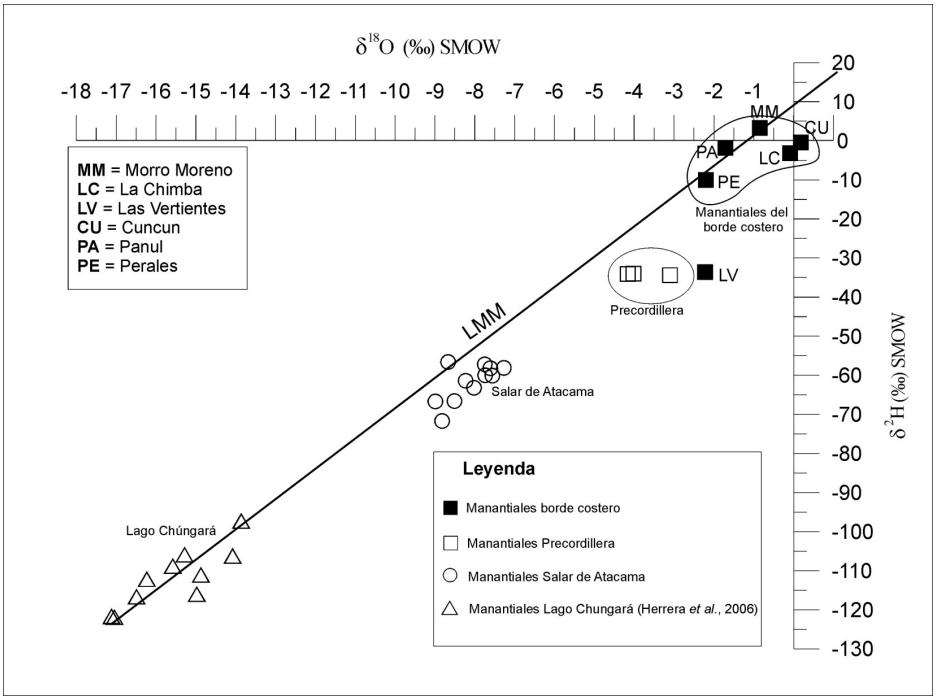


Figura 4.5.4 Representación δ18O en función de δ2H para diferentes aguas subterráneas del Norte de Chile, en el área andina desértica con formaciones volcánicas (Herrera y Custodio, 2013; 2014b). Se representa la línea meteórica media mundial. Las aguas de gran altitud (Lago Chungará) son muy ligeras, las de altitud alta intermedia (Salar de Atacama) algo menos ligeras (todas ellas originadas en el océano Atlántico y transportadas a través del continente) y las de la Costa occidental bastante pesadas y en relación con las raras tormentas ocasionales originadas en el océano Pacifico. LMM = línea del agua meteórica media mundial (global)

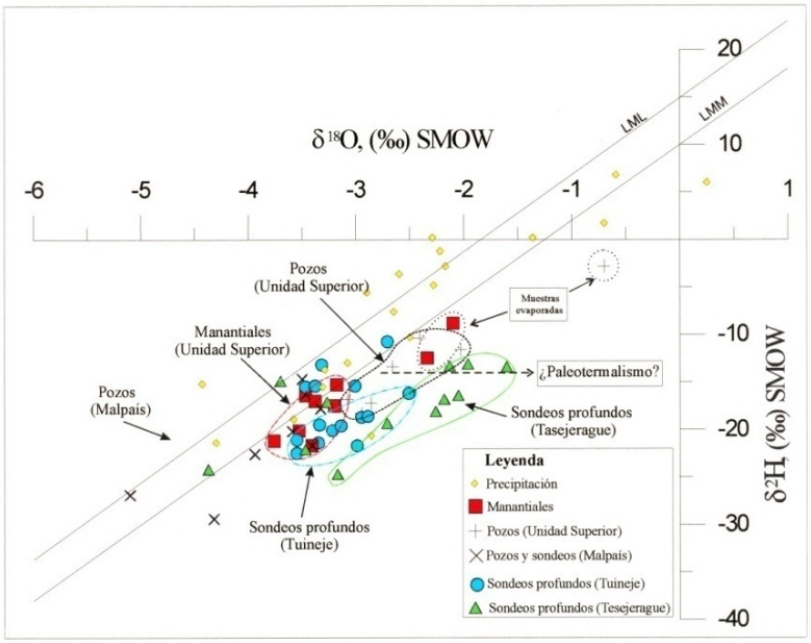


Figura 4.5.5 Relación δ^2H – $\delta^{18}O$ para las aguas del Macizo de Betancuria, isla de Fuerteventura, Islas Canarias. Se incluyen aguas subterráneas de recarga reciente y salinas antiguas. El desplazamiento isotópico respecto a la recta meteórica es por evaporación en el suelo escasamente vegetado y geotérmico (Herrera, 2001)

La nieve y el granizo tienen una composición isotópica diferente de la de las gotículas de agua en la nube. En la caída se modifican menos al ser más difícil el intercambio con la humedad atmosférica. Su composición puede que no refleje las condiciones medias de la nube sino la de la parte donde se han generado. El granizo crece paulatinamente y tiene una composición isotópica variable por capas.

El agua de escorrentía que llega a un lugar procedente de áreas montañosas suele ser más ligera isotópicamente que la lluvia local que se produce en la cuenca. Es atribuible a una contribución preferente del agua de fusión de nieve de las partes más altas.

La distribución espacial de la composición isotópica de la nieve es variable con la altitud y con la secuencia temporal de eventos. La sublimación de la nieve afecta a la composición isotópica de los manantiales y de la escorrentía que se deriva de la fusión de nieve.

El valor d = $\delta^{2}H - 8\delta^{18}O$‰ para una determinada muestra de agua es el exceso de deuterio. Para la lluvia mundial media es d = +10‰ y para el agua marina media d = 0%, cuando el estándar de referencia es el V-SMOW. Dependiendo de las condiciones locales, para el vapor generado en el océano y la lluvia que origina directamente, d puede variar normalmente entre +10‰ y +15‰, hasta + 21‰ en el ambiente árido del Este del Mediterráneo. El exceso de deuterio se modifica en zonas de alta montaña con zonas de recarga cubiertas de nieve. Si durante la caída de la lluvia un parte se evapora, d decrece.

El reciclado atmosférico continental es importante hidrológicamente (Savenije, 1997; Valdivielso et al., 2020). El transporte de la humedad atmosférica generada en el océano por la circulación atmosférica (viento) a través del continente supone una disminución de la cantidad de agua por precipitación, junto con un nuevo aporte por evaporación del agua depositada sobre el continente.

El efecto de altitud es de interés en estudios de la recarga, en especial en áreas montañosas, entre ellas las volcánicas y las islas volcánicas altas. Es principalmente un efecto de temperatura y del movimiento de masas de aire por cambios en la presión atmosférica. Como valores frecuentes, la variación de presión es de –1,2%/100 m y la de temperatura –0,5 ºC/100 m. Eso produce un gradiente isotópico altitudinal según la Tabla 4.5.1. Los valores del gradiente altitudinal isotópico de la precipitación se establecen por muestreo repetitivo a diferentes altitudes y teniendo en cuenta la dirección de los vientos y la orografía, en lo posible, de modo a obtener valores estacionales y promediados por la recarga. El muestreo de la nieve puede ser útil para establecer el gradiente altitudinal de la precipitación, aunque con limitaciones debido a que puede haber fraccionamiento isotópico por sublimación, variable con la edad de la nieve, y que la nieve recogida no sea la depositada localmente sino la transportada eólicamente o gravitacionalmente desde otros lugares.

Tabla 4.5.1 Gradientes térmicos y altitudinales isotópicos de la precipitación

Gradiente isotópico	unidad	Para $\delta^{18}O$	Para $\delta^{2}H$
térmico	‰ / ºC	0,4	3,0
altitudinal	‰ /100 m	-0,1 a -0,6	-1 a -4
altitudinal medio	‰ /100 m	-0,3	-1,5

Para estimar el gradiente isotópico altitudinal a partir de muestras de pequeños manantiales (nacientes) que representen a la recarga local, se requieren estudios hidrogeológicos y asegurarse de que en la recarga no haya habido fraccionamiento isotópico. Esto se aprecia en el valor del exceso de deuterio. Puede haber habido fraccionamiento isotópico cuando la vegetación es dispersa o no existe o cuando ha habido encharcamiento en superficie. Los grandes manantiales o el agua extraída de pozos profundos pueden estar sensiblemente afectados por el efecto de ladera (Custodio y Jódar, 2016), que es debido a que una muestra que afecta a un cierto espesor de flujo de agua subterránea es una mezcla de agua procedente de distintas altitudes. Parte de los datos que se encuentran en la literatura pueden estar afectados por ese efecto, lo que lleva a gradientes isotópicos altitudinales aparentes demasiado pequeños en valor absoluto (menos negativos). Esto explica en parte la variación que se observa en la Figura 4.5.6, en la que las muestras del área andina se han derivado de datos del agua subterránea y de aguas vadosas por debajo de la zona edáfica en época primaveral.

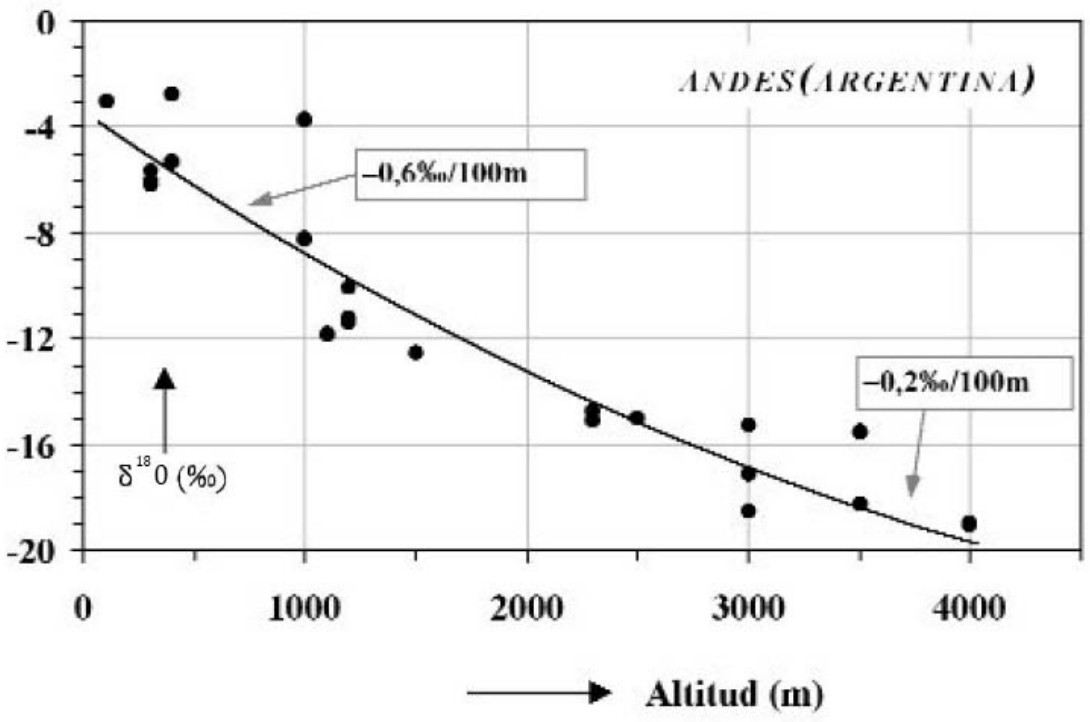


Figura 4.5.6 Efecto de la altitud en la precipitación al E de los Andes, en Argentina (Mook, 2002). Los valores de la precipitación se han inferido de muestras de aguas subterráneas y vadosas tomadas en primavera. El gradiente de δ18O aumenta desde –0,6 en la parte más alta (recarga local) hasta –0,2‰/100 m en la parte baja, donde el efecto de ladera puede ser importante

Al establecer gradientes isotópicos altitudinales hay que tener en cuenta que, si el ambiente es seco y no se equilibra pronto la humedad atmosférica con la de la precipitación, puede haber enriquecimiento isotópico del agua entre la nube y el terreno por evaporación durante la caída. Este efecto es mayor cuanto más alta sea la nube. Se resalta entre montañas y a sotavento y por rápido ascenso en el caso de grandes cordilleras. El exceso de deuterio d se adapta a la topografía y aumenta con la altitud, de forma aún mal explicada. En áreas áridas, el efecto de altitud puede ser poco claro, ya que la fracción de la humedad atmosférica condensada puede ser pequeña y variable.

Se dispone de numerosos datos isotópicos altitudinales de la precipitación (Gonfiantini et al., 2001). Algunos de los estudios en terrenos e islas altas volcánicas son los realizados en el volcán del Monte Camerún (Fontes y Olivry, 1977) y en Tenerife (Marrero-Díaz, 2010) y La Gomera (Custodio y Manzano, 1992a), en las islas Canarias. La Figura 4.5.7 muestra el caso de Las Cañadas y entorno volcánico, Tenerife, y la Figura 4.5.8 el de la isla volcánica de La Gomera.

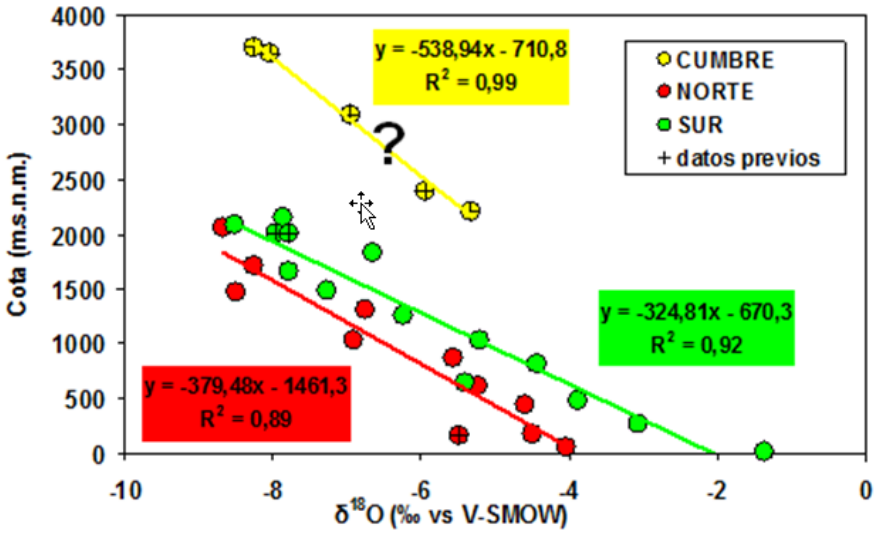


Figura 5.4.7 Gradientes isotópicos altitudinales para el δ18O correspondiente a una sección ENE-WSW de la isla de Tenerife, pasando por la Caldera de Las Cañadas y el Pico del Teide, según sea la ladera húmeda orientada al N y la seca orientada al S (Marrero-Díaz, 2010). Las muestras más altas incluyen nieve y responden al ambiente seco de los vientos contra-alisios, mientas que las de altitud inferior a 2000 m están dominadas por la humedad de los vientos alisios.

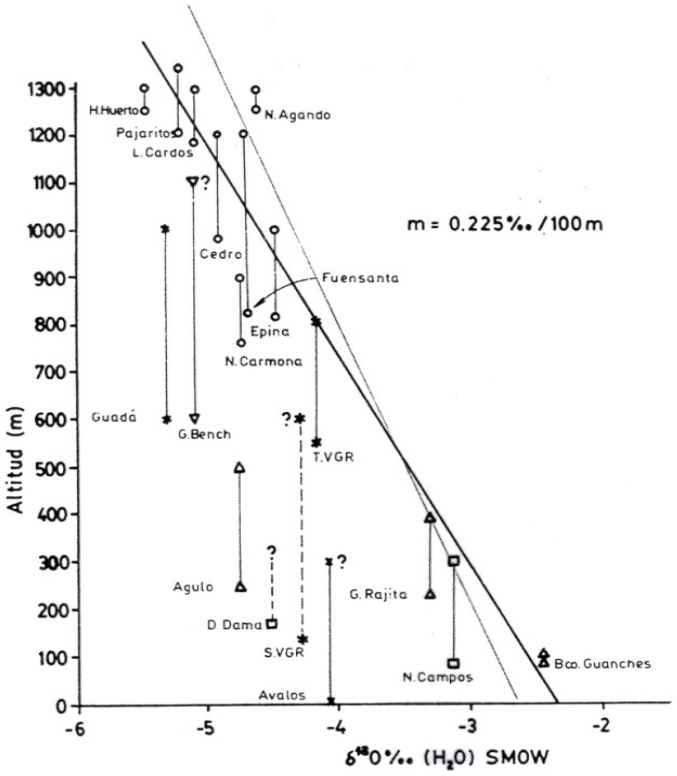


Figura 4.5.8 Relación entre δ18O en el agua subterránea tomadas en nacientes de la isla volcánica de La Gomera como representativos de la precipitación del cada lugar y altitud del lugar de muestreo, en el supuesto que representen la altitud del área de recarga (Custodio y Manzano, 1992). Las barras indican la altitud del lugar de muestreo (extremo inferior) y la del lugar o del centroide del lugar donde se supone que se produce la recarga (extremo inferior).

Los datos más recientes del Grupo de Hidrología Subterránea de la UPC en varios lugares de la España peninsular e insular y en el área andina, con muestras de lluvia y nieve o de pequeños manantiales, una vez corregido el efecto de ladera (Custodio y Jódar, 2016), indican un rango más probable del gradiente altitudinal del $\delta^{18}0$ entre -0,4 y -0,7‰/100 m.

Cuando se conoce el gradiente isotópico altitudinal es posible determinar el rango de alturas probable de donde se produce la recarga que alimenta las entradas de aguas subterráneas en galerías, como muestra la Figura 4.5.9.

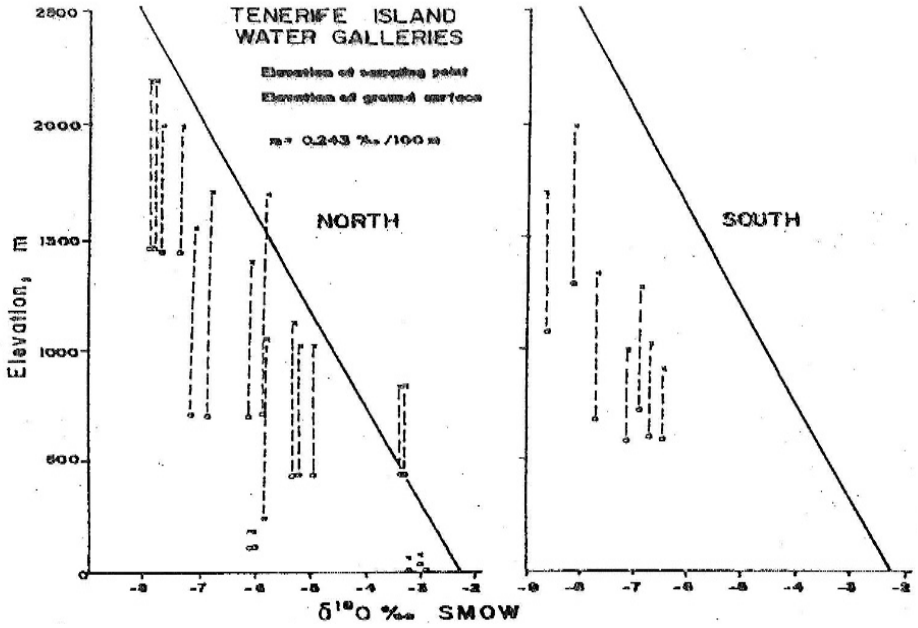


Figura 4.5.9 Relación entre δ18O en el agua subterránea tomada en el fondo de galerías de la isla de Tenerife (Custodio et al. 1987). El punto inferior de las barras verticales indica la altitud del lugar de muestreo en el interior, o en la boca de la galería o en pozos en algunos casos, y el punto superior la altitud del terreno encima, que es el lugar donde se supone que se produce la recarga. Las líneas continuas corresponden al gradiente altitudinal aparente de la isotopía de la lluvia (–0,29‰/100 m), deducida de muestreos en pequeños nacientes y galerías cortas. En la Dorsal de la isla el agua procede de la recarga en la superficie situada en la vertical del lugar de muestreo, mientras que en el lado SW y S el agua se recarga en un área más extensa a mayores altitudes.

La mayoría de los estudios realizados muestran que la niebla ésta isotópicamente enriquecida en comparación con la precipitación local (Gonfiantini y Longinelli, 1962; Aravena et al., 1989; Ingraham y Matthews, 1995). Este hecho se puede utilizar para tratar de cuantificar la importancia de la lluvia oculta (Regalado et al., 2013). Una parte importante del agua de la niebla es agua reciclada localmente. En las Islas Canarias, principalmente en Tenerife y en La Gomera, se han realizado estudios isotópicos de las nieblas condensantes y de su efecto en el suelo y en la vegetación (Guerra García et al., 2013; Guerra et al., 2017), como la contribución del agua de la niebla a la zona no saturada y a la recarga de acuíferos.

La sublimación del hielo no fracciona isotópicamente a efectos prácticos, pero sí lo hace la evaporación del agua de fusión a >0 °C, que lo hace en equilibrio. El resultado es que la nieve depositada sobre el terreno puede haber sufrido un fraccionamiento isotópico (Stichler et al., 2001), según la humedad atmosférica. Esto lleva a que la nieve en superficie se enriquezca isotópicamente al envejecer.

4.5.5 Tritio de la molécula de agua

El tritio ^{3}H es el isótopo radioactivo del hidrógeno, que forma parte de la molécula de agua. Tiene un periodo radioactivo de 12,54 años, que es breve en relación con muchos de los procesos hidrogeológicos asociados a las formaciones e islas volcánicas. Su origen es cosmogénico y en relación con la producción de energía nuclear. Su concentración no es medible en el magma y sus gases, de modo que cualquier contenido por encima de 0,1 UT (UT = unidad de tritio = $1{\cdot}10^{-18}$ $^{3}H/^{1}H$) refleja recarga e interacción atmosférica en un tiempo no mayor que algunas decenas de años. Gran parte de los altos contenidos en el pasado eran el resultado de las pruebas de armas nucleares en la atmósfera de la década de 1950 y en especial de los principios de la década de 1960, pero actualmente, iniciando la década de 2020, ya domina el origen cosmogénico en la precipitación, si bien aún queda una contribución termonuclear artificial, más la que localmente se origina en el entorno de los reactores nucleares e instalaciones en relación. El modo de interpretación en hidrogeología volcánica es igual a la que se realiza en otras circunstancias, tal como se expone en los textos de hidrogeología y especializados (Sección 12 de Custodio y Llamas, 1976/1983; RAEMIA, 2019).

4.5.6 Isótopos ambientales en las substancias disueltas y del carbono

Los elementos que forman parte de las substancias disueltas en el agua presentan variaciones isotópicas naturales, a veces grandes, que ayudan a identificar el origen, comportamiento y procesos en los que intervienen. Esto es importante para el conocimiento del sistema hidrogeológico y para enfocar la solución de problemas en relación con la calidad del agua y también para entender determinados procesos en relación con el volcanismo y la geotermia. En los estudios se aplican las mismas consideraciones y técnicas que en otras situaciones hidrogeológicas, aunque teniendo en cuenta las peculiaridades de cada caso, que son muy diversas en formaciones e islas volcánicas. Las consideraciones básicas están en los textos que se han mencionado anteriormente.

En la consideración de estas técnicas conviene distinguir los isótopos estables, en general como trazadores naturales, de los radiactivos. Entre los isótopos radioactivos están los que, por acumulación de determinados isótopos, estables o no, se modifica la composición isotópica de elementos que se utilizan como trazador, y los que informan sobre el tiempo de residencia del agua subterránea en los acuíferos. Esto último es lo que se llama comúnmente datación (determinación de la edad) del agua, aunque es una designación poco afortunada, cuyo uso en hidrogeología debería abandonarse o clarificarse en cada caso. Lo que se expone abreviadamente en el Capítulo 5 de RAEMIA (2019) es aplicable y no se repite aquí. Algunas aplicaciones de dan en los Capítulos 6 a 11 de este trabajo, al comentar casos de estudio. En la Tabla 4.5.2 se aportan algunos comentarios sintéticos sobre los más utilizados de entre ellos.

Tabla 4.5.2 Utilización en hidrogeología volcánica de isótopos ambientales distintos de los del agua:

Isótopos ambientales no del agua en hidrogeología volcánica

- ^{13}C
  - en general no hay $CaCO_3$ en terrenos volcánicos
  - CO_2 endógeno $\delta^{13}C \approx -8‰ \rightarrow$
    - $\delta^{13}C \approx -8‰$ en CID agua ácida
    - $\approx 0‰$ en CID agua básica
- $^{14}C \rightarrow$ edad aparente tras corregir por aporte CO_2 endógeno
  → tiempo medio de residencia con modelo interpretativo adecuado
- $^{34}S \rightarrow$ Origen del SO_4 disuelto
  - atmosférico
    - marino
    - no marino (volcánico)
  - de S_2Fe en vulcanitas de origen submarino
  - de S volcánico
- $^{87}Sr / ^{86}Sr \rightarrow$ tipo de roca donde se genera la composición química
  variación moderada en rocas volcánicas

Otros (^{14}N, ^{37}Cl, ^{36}Cl, ^{234}U, ^{39}Ar, ...) según pautas generales

Los datos de ^{13}C en el carbono inorgánico disuelto en el agua CID en formaciones e islas volcánicas son a veces importantes por cuanto el CO_2 endógeno tiene una composición isotópica bien conocida y diferente del CO_2 biogénico de los suelos vegetados. En la interpretación hay que considerar el notable fraccionamiento isotópico entre el CO_2 gas y los iones derivados disueltos. La especiación depende del pH, además de la temperatura y la salinidad (fuerza iónica).

La determinación de la actividad (concentración) en radiocarbono ^{14}C en el CID puede ser una importante herramienta para determinar tiempos medios de renovación en acuíferos en formaciones volcánicas, ya que su periodo de 5700 años es apropiado en muchas circunstancias, pero se requiere disponer de un buen modelo conceptual del comportamiento y correcciones importantes de acuerdo con el comportamiento químico, con apoyo del contenido en ^{13}C, el pH y la composición química. La edad que se deduce comparando el valor analítico con la actividad de la materia orgánica moderna (edad aparente) puede diferir notablemente de la edad corregida. El carbono inorgánico asociado al volcanismo no tiene actividad medible en ^{14}C. Se requiere determinar la incertidumbre asociada. Por eso es una herramienta que debe usarse con discernimiento y prudencia.

En la aplicación a formaciones volcánicas hay que tener en cuenta que en muchos casos no hay carbonatos en el terreno que diluyan el carbono biogénico, con lo que no tiene sentido aplicar las correcciones habituales en terrenos carbonatados. No obstante, puede haber aporte de CO_2 volcánico no radioactivo (sin ^{14}C medible), a veces dominantemente. Esto requiere un tratamiento específico. Algunos comentarios se incluyen en el Capítulo 6 relativo a las Islas Canarias (Custodio y Custodio–Ayala, 2001) y en el Capítulo 10 relativo a los Andes de Chile (Acosta et al., 2013; Herrera et al., 2020). La Figura 4.5.10 hace referencia a un caso en California.

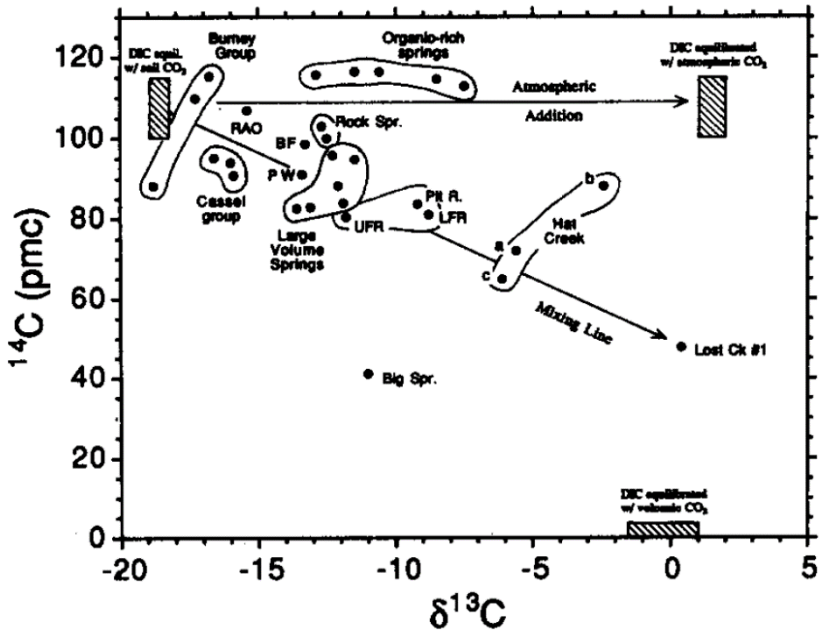


Figura 4.5.10 Relación entre A^{14}C $\delta^{13}C$ en el sistema hidrológico de cuenca del Hot Creek, en la región volcánica activa del NE de California (Rose et al., 1996). Parte de las muestras de agua corresponden a la mezcla de carbono de la infiltración de un lago con el del suelo edáfico y otra parte es debida al intercambio con la atmósfera.

Se dispone de otras diversas herramientas para tratar de determinar los tiempos de renovación del agua subterránea que son aplicables directamente a las formaciones e islas volcánicas. Entre ellas el desequilibrio entre la actividad del ^{238}U y su descendiente ^{234}U puede dar resultados de interés, junto a su uso adicional como trazador (Kronfeld y Rosenthal, 1981). La utilización de gases ambientales artificiales como los cloro-flúor-carburos (CFC) y el exaflúorsulfuro (SF_6), sigue las mismas pautas que en otras aplicaciones hidrogeológicas, ya que ninguno de ellos se origina a causa del volcanismo. No son trazadores isotópicos, pero las técnicas son similares, aunque el muestreo se complica debido a que hay que evitar contaminaciones por el aire atmosférico y efectuar correcciones para tener en cuenta si la incorporación al agua subterránea se ha hecho sin o con disolución de burbujas de aire durante el proceso de infiltración. Es algo similar a lo se ha que tener en cuenta en la aplicación de los gases nobles para determinar la temperatura de recarga (Capítulo 5 de RARMIA, 2019). La concentración ambiental de esos gases artificiales, tras su inicio de utilización industrial, ha ido cambiando a lo largo del tiempo y los CFC están decayendo ya que su uso se prohibió en la Convención de Montreal de 1987.

4.6 Modelos conceptuales de flujo y de transporte de masa en formaciones e islas volcánicas

Un primer paso interpretativo, necesario, del funcionamiento hidrogeológico de los sistemas acuíferos es la formulación de un modelo conceptual. Un modelo conceptual de flujo es un esquema lo más cuantitativo posible de la recarga, descarga, almacenamiento y flujo del agua subterránea, considerando la existencia de acuíferos, acuitardos, condiciones de contorno y otros rasgos que sean relevantes. Si además se consideran los solutos en el agua, el modelo conceptual es de transporte de masa, que es su caso puede ser de salinidad o referido a uno o varios solutos, a las relaciones entre ellos y a la composición isotópica. El modelo conceptual tiene que explicar las observaciones disponibles, tanto espaciales como temporales. Las discrepancias deben resolverse modificando convenientemente el modelo conceptual o reconsiderando las observaciones, ya que con frecuencia pueden ser erróneas y sesgadas, en especial en las primeras etapas de conocimiento. Si se tiene un buen encaje, se suele decir que el modelo conceptual está validado, aunque eso no quiere decir que reproduzca bien la realidad. Es frecuente que nuevos datos y observaciones obliguen a reconsideraciones importantes, lo que es parte del proceso de aprendizaje. Un paso siguiente es el de la obtención de resultados cuantitativos, que, según el caso, se reduce a simples cálculos o bien requiere elaborados modelos matemáticos (numéricos cuando este es el modo de resolución), con complejidad adecuada al problema planteado y su relevancia.

En las representaciones como secciones hidrogeológicas, la escala vertical suele estar normalmente exagerada respecto a la horizontal, con lo que aparecen gradientes elevados que en la realidad son mucho menores.

En varias de las pequeñas islas volcánicas oceánicas se han venido planteando modelos hidrogeológicos conceptuales desde las décadas de 1960 y 1970, con visión localista. Posiblemente el primero planteado fue el de la isla de Oahu (Hawaii). La Figura 4.6.1 es una de las primeras formas de lo que a veces se conoce como modelo hawaiano o de dorsal de diques. Trata de explicar la existencia del acuífero volcánico y volcanoclástico costero con piezometría baja y en parte confinado de Honolulu y Pearl Harbor y los grandes manantiales altos del interior de la isla. Este modelo se ha ido mejorando posteriormente. Al acuífero bajo las áreas planas costeras se le ha designado basal y acuífero de diques a al que produce notables manantiales y descargas difusas a ríos, que incluye supuestos acuíferos colgados, cuya existencia real es en ocasiones dudosa.

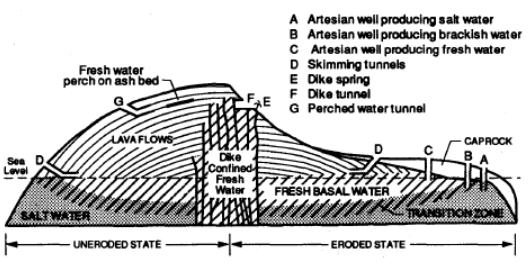


Figura 4.6.1 Esquema inicial a modo de modelo conceptual de la isla volcánica de Oahu (Islas Hawaii), según Peterson (1972). Combina la existencia de acuíferos en las planicies costeras con piezometría baja, alta productividad y en parte semiconfinados, con la existencia de una dorsal con numerosos diques y grandes manantiales. En la figura se indica la existencia de captaciones mediante pozos verticales y pozos inclinados-galería (pozos Maui)

En relación con el progreso del estudio SPA-15 (1975) de las islas volcánicas del archipiélago de Canarias se fueron elaborando modelos conceptuales de funcionamiento. El primero formulado corresponde al macizo basáltico de Famara, en el N de la isla de Lanzarote (Figura 4.4.5), luego extendido a toda la isla. Al inicio de la década de 1970 se formuló el modelo conceptual de Gran Canaria con carácter general, como lo muestra la Figura 4.6.2, que explica las observaciones y permite encajar modelos conceptuales de porciones insulares separadas, como la del área de La Aldea, en el lado W (Figura 4.4.6).

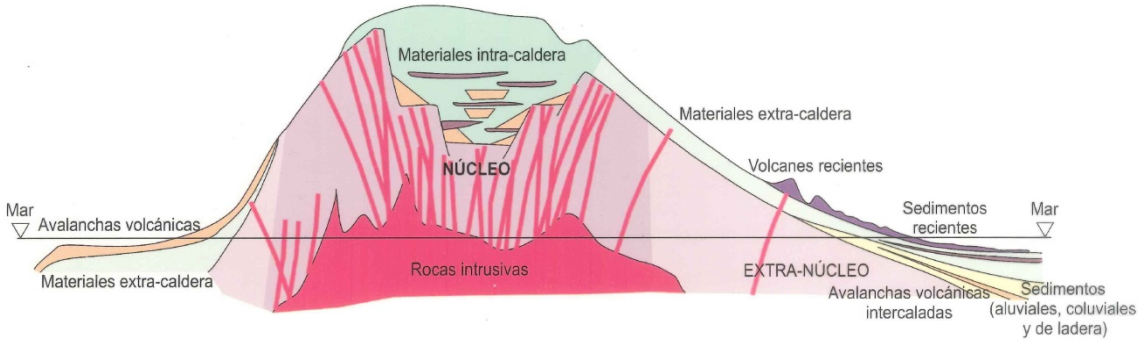


Figura 4.6.2 Idealización hidrogeológica de una isla volcánica simple, con núcleo alto bien conformado y cobertura volcánica reciente fina y moderada acumulación costera. Inspirado en la isla de Gran Canaria.

En la isla volcánicamente activa de Tenerife, en la primera mitad de la década de 1970, a partir principalmente de un intento de explicar las observaciones de detalle de los reconocimientos de las numerosas galerías de agua de cumbres y medianías, se propuso el modelo conceptual de la Figura 4.6.3, pero que no acaba de explicar la realidad vista a escala insular. La Figura 4.6.4 incorpora las observaciones de detalle, de modo que la evolución del modelo conceptual pronto convergió hacia algo similar a lo propuesto para Gran Canaria, con las variantes necesarias para tener en cuenta las circunstancias propias de la Dorsal central (Figura 4.6.5) y del gran estratovolcán en el que se formó la Caldera de Las Cañadas y en su interior el Pico de Teide (Figura 4.6.6)

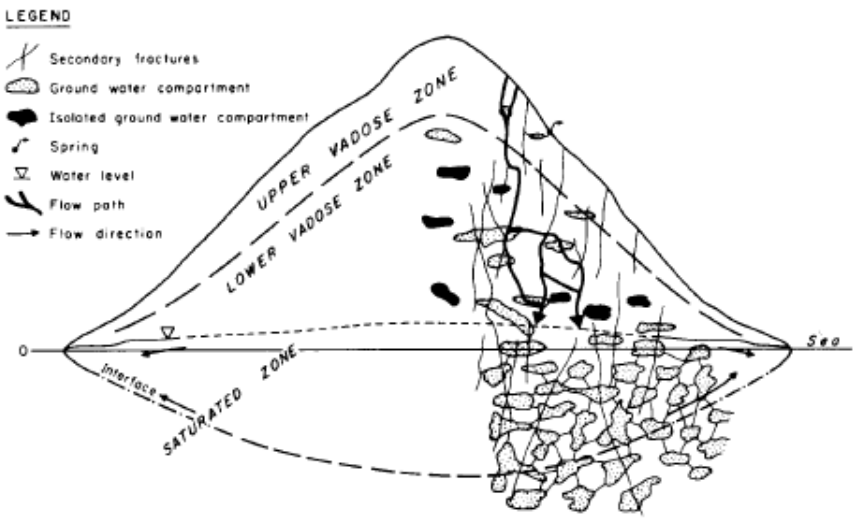


Figura 4.6.3 Modelo conceptual de la isla volcánica activa de Tenerife propuesto en la primera mitad de la década de 1970 (Ecker, 1978)

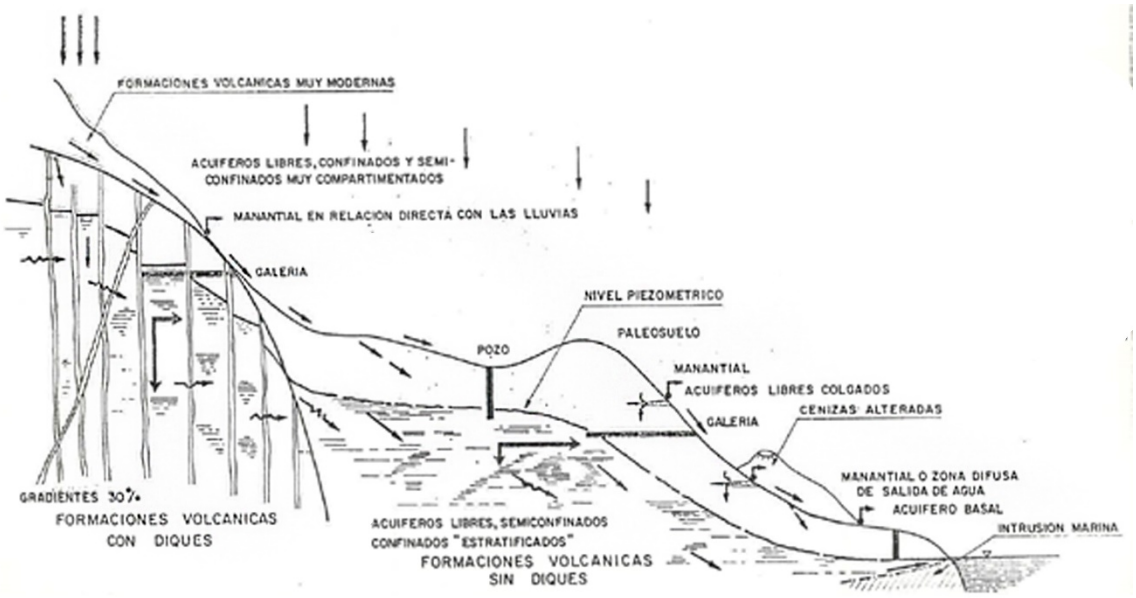


Figura 4.6.4 Modelo conceptual local que considera los detalles de las observaciones en pozos y galerías de agua de la isla volcánica de Tenerife, propuesto tras el estudio SPA-15 (1975) por el equipo de trabajo del estudio MAC-21 por S. Niñerola y colaboradores (inédito). Este esquema iba acompañado de los comentarios: 1.- Los acuíferos son muy heterogéneos y anisótropos. El agua circula por fisuras y masas porosas. Los diques, paleosuelos, tobas, etc. disminuyen la permeabilidad del conjunto. El acuífero está formado por masas estériles y masas más o menos permeables que pueden estar mal conectadas entre sí y actuar como independientes. 2.- Las flechas indican el sentido y la dificultad en la circulación del agua y las dobles el sentido e intensidad de la permeabilidad.

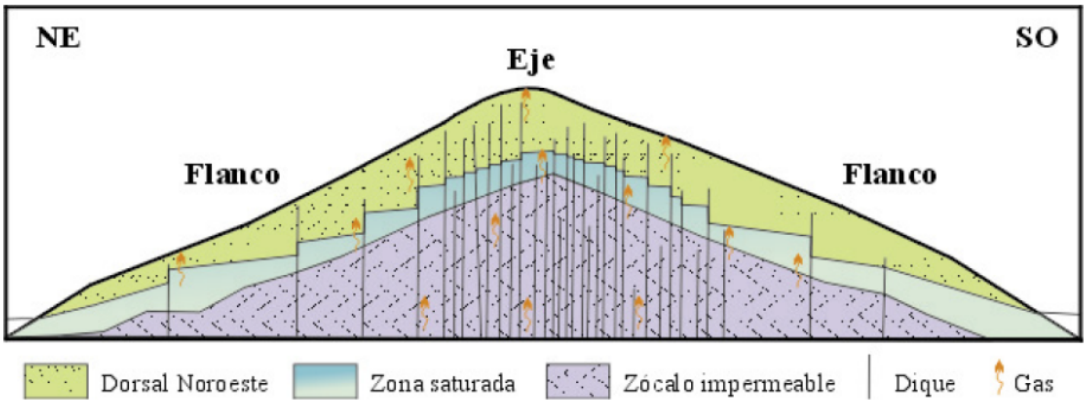


Figura 4.6.5 Modelo hidrogeológico conceptual de la Cordillera Dorsal central de la isla volcánica de Tenerife, que es un edificio a dos aguas. Es el propuesto por el Consejo Insular de Aguas para la planificación hidrológica de los recursos de agua a finales de la década de 1990.

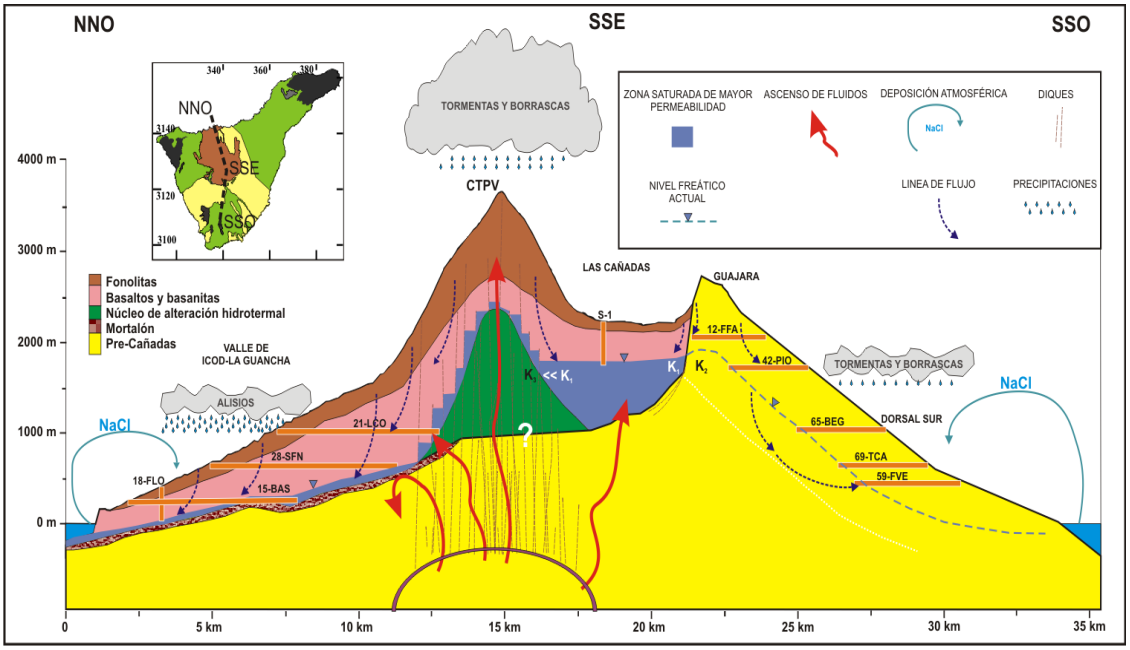


Figura 4.6.6 Sección W-E de la isla volcánica de Tenerife a través de la Caldera de Las Cañadas. Muestra una de las posibles interpretaciones de la situación hidrogeológica –modelo conceptual– bajo el gran volcán del Teide (3710 m de altitud). Se muestra la posible cámara magmática superior, la zona de gran densidad de diques, las emanaciones de gases volcánicos, la formación de un posible cuerpo de roca muy alterada que cerraría el lado W de la caldera y la existencia de un nivel saturado permeable (Marrero, 2010).

Para las islas volcánicas de La Reunión y de Madeira, el modelo conceptual inicialmente propuesto es el de una formación de gran permeabilidad en toda la isla, que se correspondería con la fase de escudo, con un cuerpo de agua dulce flotando sobre agua marina (acuífero basal) y encima formaciones más recientes (estratovolcán) con intercalaciones de muy baja permeabilidad, que serían las causantes de la existencia de grandes acuíferos colgados. No explica bien las observaciones de detalle y la existencia de los principales acuíferos colgados es muy dudosa. Se entiende por acuífero colgado aquel en que bajo el mismo hay medio no saturado. Si el medio debajo está permanentemente saturado, simplemente se trata de manantiales de rebose por insuficiente transmisividad hidráulica.

No es raro encontrar en la literatura hidrogeológica de pequeñas islas volcánicas oceánicas referencias a un llamado modelo hawaiano y a un llamado modelo canario. Además, hay diversas propuestas de otros modelos con nombre para indicar que el caso que se considera no se adapta ni a uno ni a otro. Esto es debido a que en la conceptuación dominan las condiciones geológico-vulcanológicas y de detalles locales sobre una concepción con mayor peso del comportamiento hidráulico e hidrológico. Haciendo una abstracción conceptual, resulta que las pretendidas diferencias no existen y que lo que se tiene son distintas realizaciones de un mismo concepto dentro de las grandes diferencias físicas reales. La esencia del modelo conceptual básico de las islas volcánicas oceánicas es el de una formación continua a gran escala, pero anisótropa y heterogénea, con propiedades hidráulicas que dependen de la edad, de la importancia de la presencia de intrusiones, como los diques, de la presencia de intercalaciones muy poco permeables generales continuas, del relieve y de la recarga. En el fondo es un modelo conceptual que vale para muchas otras situaciones

hidrogeológicas, con la peculiaridad de la existencia más o menos desarrollada de un núcleo volcánico de baja a muy baja permeabilidad horizontal, con un recubrimiento más reciente que es notablemente más permeable y poroso y que suele alcanzar su mayor desarrollo en áreas costeras periféricas.

La Figura 4.6.7 es una aplicación del modelo hidrogeológico conceptual a la isla de Pascua (*Easter Island*), cuando no hay datos para definir la altura efectiva del núcleo de baja permeabilidad.

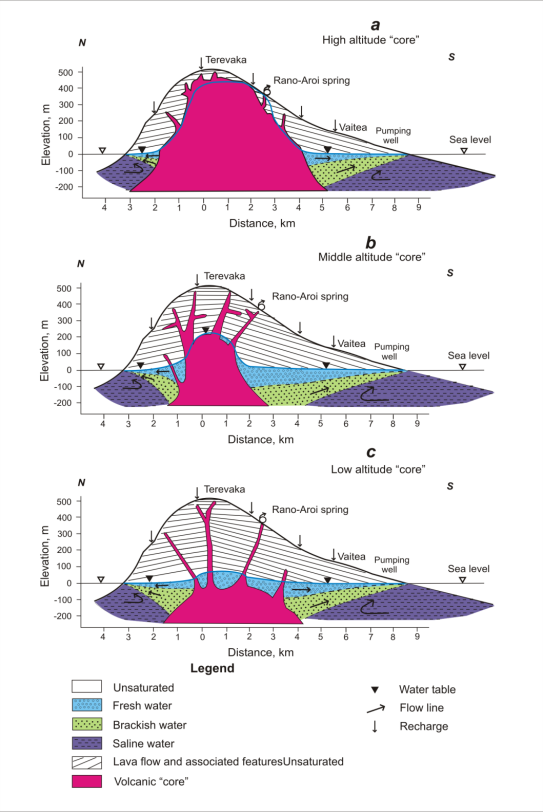


Figura 4.6.7 Idealización de la Isla de Pascua (Easter Island) según como sea el núcleo volcánico, actualmente desconocido. Se esquematizan los casos de a) núcleo alto, con sólo acuífero costero, b) núcleo intermedio, con acuífero más extenso y c) núcleo bajo, con acuífero insular

Lo descrito corresponde a pequeñas islas oceánicas basálticas. Hay menos experiencia en islas pequeñas de tipo andesítico-riolítico debido a su carácter más explosivo, de modo que no es seguro que exista un núcleo de baja permeabilidad bien definido, que puede estar reemplazado por restos de partes más antiguas, que precedieron a las grandes modificaciones geológicas que se hayan producido en ocasiones.

No hay modelos conceptuales generales para las islas volcánicas medias y grandes. Se aplican los conceptos de las islas volcánicas pequeñas en el contexto hidrogeológico similar al continental.

En el volcanismo continental, si se trata de pequeñas formaciones dentro del conjunto, se define un modelo conceptual integral en el que la parte volcánica es una parte. En situaciones en que domina el volcanismo continental y las formaciones volcanoclásticas derivadas, el modelo hidrogeológico conceptual es en muchos casos el de dorsales con

volcanismo con cobertera permeable y núcleo de baja permeabilidad y entre ellas depresiones tectónicas a modo de fosas o de grandes calderas alargadas, rellenas por materiales de origen diverso, desde eólico a coladas de lavas, incluyendo piroclastos, arrastres por agua, material de deslizamiento y a veces sedimentos lacustres y de cuencas terminales (Figura 4.6.8). Este tipo de modelos son aplicables en los Andes Centrales (Altos de Tacna, Huasco, Coposa, Michincha) y en las Sierra Madre de México (Guanajuato, San Miguel Allende y Querétaro).

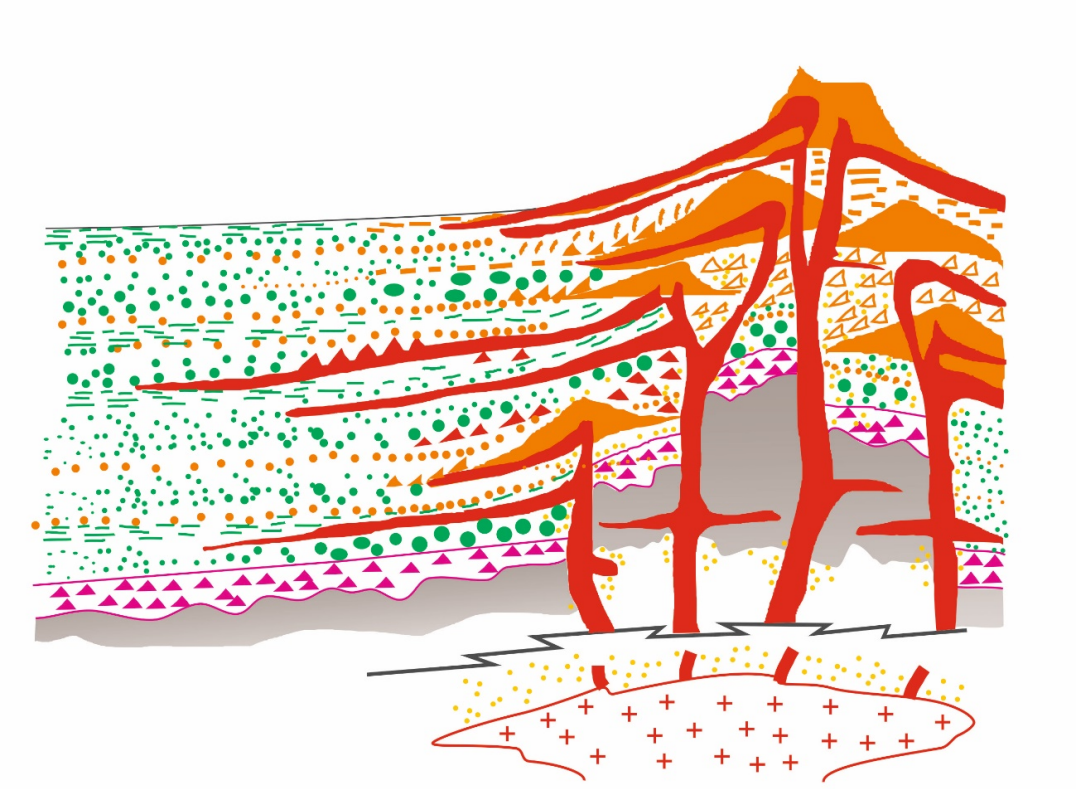


Figura 4.6.8 esquema del modelo conceptual de una situación de dorsal volcánica y depresión intermedia rellena, que trata de interpretar lo que sucede en varias cuencas de los Altos de Tacna (S de Perú). La recarga se produce principalmente en las partes altas, algo más más lluviosas, con nieve temporal y con suelos poco retentivos de agua, pero con pequeña capacidad de almacenamiento. El almacenamiento se produce en el relleno de la depresión, con recarga lateral desde la dorsal y escasa sobre su superficie por alta evapotranspiración.

4.7 Modelación numérica en formaciones e islas volcánicas

Hay diferentes modelos matemáticos con resolución numérica para la evaluación de los recursos de agua de los acuíferos, como se comenta en el Capítulo 3 de RAEMIA (2019). Los modelos disponibles cubren un amplio espectro de posibilidades. Los más relevantes son los conceptuales de base física. La consideración de la realidad del territorio y de los acuíferos es complicada por su heterogeneidad. Por eso se requiere discretizar (dividir) el medio en unidades menores, en las que se puedan suponer características homogéneas. Aún en esas unidades hay que efectuar simplificaciones que llevan a que los parámetros de significado físico sean en realidad parámetros agregados, que difieren de los que se pueden medir en un lugar determinado. Unos modelos discretizan el sistema atendiendo a la identificación de subcuencas y unidades hidrológicas e hidrogeológicas, mientras que otros hacen una discretización sistemática mediante una malla de elementos, con celdas frecuentemente triangulares, cuadradas o rectangulares, lo que permite acercarse a la consideración de funciones continuas. Los sistemas de información geográfica SIG tienen un papel básico, ya que permiten un tratamiento territorial sistematizado y el uso de mapas para los datos, los parámetros y para presentar los resultados y su aplicación. En la modelación de procesos variables temporalmente se requiere disponer de condiciones iniciales. Una parte importante de la modelación de los recursos de agua totales y del agua subterránea es la aplicación de condiciones de contorno adecuadas y que reproduzcan correctamente el comportamiento real. Frecuentemente se simula el comportamiento del acuífero considerándolo simplemente como un sistema unicelular con descarga lineal y como mucho un sistema de unas pocas celdas. Esta simplificación puede ser excesiva al no considerar que la descarga de un acuífero se hace de distintos modos y a diferentes cuencas superficiales. La utilización de parámetros hidrológicos e hidrogeológicos agregados o sin suficiente base física obliga a que los modelos deban calibrarse con observaciones reales apropiadas y también validados si la longitud del periodo temporal de datos lo permite. Una buena calibración no garantiza que los parámetros ajustados sean físicamente correctos, en especial cuando la variable de calibración son niveles piezométricos, ya que puede existir un notable grado de correlación entre recarga, conductividad hidráulica y coeficiente de almacenamiento.

Numerosos modelos trabajan con datos formando series mensuales, pero en general suelen subestimar la recarga y los recursos totales de agua, a menos de distorsionar los parámetros y así sacrificar precisión y representatividad para lograr una mejor calibración aparente. Es deseable utilizar datos diarios, si estos están disponibles o se pueden generar. Actualmente no es un problema de potencia y rapidez de cálculo, sino de representar adecuadamente los procesos hidrológicos y los cambios de almacenamiento de agua en los distintos reservorios del modelo. Todo esto, que es general, es aplicable a las formaciones e islas volcánicas.

Un modelo matemático no necesariamente implica complejos códigos y computadores potentes y rápidos, sino que pueden ser simples cálculos manuales o con hoja de cálculo, si con ello se da una respuesta adecuada a las necesidades de conocimiento y de evaluación. Todo depende de la complejidad del sistema, de la precisión que se requiera, de los datos disponibles y su calidad y del valor socio-económico asociado al problema real hidrológico y de recursos de agua. No se justifica una gran sofisticación

cuando la información es insuficiente o inadecuada y/o se considera un modelo conceptual inapropiado.

En todo modelo cabe distinguir:

a) Variables de estado, que representan cómo está el sistema en un determinado tiempo y lugar. Tales son la humedad del suelo o los niveles piezométricos que definen el volumen de agua almacenada en el acuífero (medio saturado),

b) Parámetros, que son los valores numéricos de las propiedades del sistema real, que controlan la relación entre entrada y salida del sistema. Pueden tener significado físico o ser empíricos. Pueden ser fijos, si son propiedades bien definidas y experimentadas, o bien aproximados o desconocidos a priori al no tener sentido físico claro y que se suponen o se extrapolan de otras situaciones. En estos dos últimos casos, los parámetros se ajustan (calibran) para conseguir que la simulación reproduzca lo mejor posible la respuesta real observada del sistema hidrológico,

c) Condiciones de contorno (en los límites), como la precipitación que causa un cambio o una evaporación medida o calculada externamente o un gradiente hidráulico impuesto,

d) Condiciones iniciales, en el caso de modelación en régimen no permanente.

Del conjunto de métodos existentes para la evaluación de la recarga, sólo algunos proporcionan valores a gran escala, es decir considerando una gran parte o todo un acuífero. De entre los diferentes métodos, cabe destacar los de balance de humedad (agua) en el suelo, que calculan la magnitud de la recarga evaluando la cantidad de agua que el suelo edáfico permite que fluya hacia el nivel freático. En estos métodos, la recarga se calcula *desde arriba*. Tienen importantes limitaciones debido a que utilizan fórmulas y parámetros empíricos. Puesto que los episodios de recarga llevan asociados ascensos del nivel freático, es posible inferir *desde abajo* los mecanismos y la magnitud de la recarga a partir de las oscilaciones de la superficie freática.

Para evaluar la aportación subterranea a rios o al mar se debe considerar un almacenamiento subterráneo inicial por encima de los lugares de descarga. Este almacenamiento puede quedar definido por una piezometría inicial y una altitud del lugar de descarga. Estos valores deben especificarse en cualquier modelo que simule la respuesta de los acuíferos a la recarga y sus variaciones. Como en general la piezometría inicial es desconocida, se introducen valores derivados del buen conocimiento del sistema. El modelo puede por sí mismo utilizar valores pre-establecidos. Por otro lado, la altitud del lugar de descarga es frecuentemente mal conocida en detalle. Esta descarga puede consistir en puntos distintos de los esperables a primera vista, como arroyos confluentes, humedales marginales, terrenos sobreelevados por la existencia de sedimentos de baja permeabilidad, etc. y puede variar de forma poco conocida a lo largo del tiempo, con desviaciones respecto al comportamiento lineal. En formaciones volcánicas continentales e insulares con marcado relieve y terreno bien vegetados por estar en clima húmedo, puede ser dificil asignar una localización y altitud a las descargas. También lo es en climas áridos si abundan los materiales deslizados o los contrastes de permeabilidad son graduales.

En simulaciones no estacionarias, con frecuencia es dificil establecer las condiciones iniciales. Muchas veces éstas se suponen. Esto puede conllevar una diferencia en los

almacenamientos, que se debe ir compensando a lo largo del tiempo. Así, se requiere que transcurra un cierto tiempo –llamado tiempo de calentamiento– frecuentemente de algunos años. En sistemas grandes este tiempo puede ser de décadas, a veces más que el periodo de datos disponibles.

Como los modelos hidrológicos contienen varios parámetros, a veces numerosos, en parte inciertos o de valor desconocido, los resultados de la modelación pueden diferir de lo que se ha observado, a veces notablemente. Para que los resultados simulados se asemejen lo más posible a lo que sucede en la realidad, se requiere calibrar (ajustar) los parámetros inciertos y desconocidos, en especial de aquellos a los que son más sensibles los resultados. Es importante que las variaciones introducidas durante el proceso de calibración respeten el rango de valores esperables de los parámetros con significado físico. Si las desviaciones a introducir son excesivas, debe cuestionarse el modelo conceptual del que se parte e incluso los datos de calibración, por posible falta de representatividad y errores de bulto.

Cuando no se consiguen ajustes razonables, no es raro que los problemas provengan de los datos de precipitación cuando estos se han tomado de otros lugares vecinos. Esto es frecuente en climas áridos y semiáridos y con lluvias de tipo convectivo o cuando el relieve es grande o influye la orientación de los rasgos del relieve del terreno. Tal sucede con frecuencia en formaciones volcánicas y en especial en islas altas.

Cuando el periodo de observaciones es largo, se puede calibrar con una parte de las observaciones y luego simular el resto del periodo con el modelo calibrado. Si no se produce desviación o esta es aceptable, se dice que el modelo está validado y puede utilizarse para predicciones en condiciones similares y para un periodo de tiempo parecido al de observación. Pero un modelo calibrado y validado no tiene garantía ni de unicidad ni de haber captado los rasgos dominantes de la realidad ni de una precisa simulación, aunque mejora la confianza en los resultados. En realidad, la validación aumenta la confianza en los resultados, pero no garantizan su exactitud ni que el modelo sea conceptualmente correcto ni que la aplicación pueda extrapolarse a condiciones o tiempos distintos.

Se han realizado numerosas modelaciones numéricas de formaciones e islas volcánicas, algunas de las cuales se mencionan en las referencias de este trabajo y se comentan en los Capítulos 6 a 11. Unas son de carácter teórico y conceptual, para establecer condiciones y ensayar posibilidades y otras son para resolver problemas de recursos de agua subterránea. En este último caso, una de las principales dificultades es disponer de datos de calibración y generar series para la simulación de escenarios futuros. En el caso de la isla de Tenerife, en las Islas Canarias, donde por encima de la franja costera los únicos accesos al acuífero son las numerosas galerías horizontales de agua, es muy difícil conocer la posición del nivel freático. Es debido a que las galerías sólo drenan agua en cantidad superior a la de evaporación por la ventilación en tramos discretos a veces de varias decenas y aún centenas de metros de longitud y además el acceso a las mismas es difícil, arriesgado y costoso y requiere preparativos cada vez más restrictivos para asegurar la seguridad de las personas que hacen las medidas o en situaciones extraordinarias mantengan sistemas automáticos de adquisición de datos.

En Ciudad de México y otras localidades mexicanas se han desarrollado modelos matemáticos hidrogeológicos para el estudio de la subsidencia del terreno y la

generación de fracturas en formaciones volcanoclásticas sometidas a explotación de aguas subterráneas (Herrera y Rodarte, 1973; Aguilar-Pérez et al, 2006).

4.8 Calidad mineral del agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

La calidad mineral de las aguas en formaciones volcánicas tiene algunas características específicas, que se sobreponen a las de salinidad debidas a la evapoconcentración de la recarga difusa y la original del agua infiltrada de forma concentrada territorialmente. Esta adición es muy variable, dependiendo de la importancia relativa del aporte como meteorización de la roca volcánica respecto a la salinidad de la recarga, que incluye el aporte de la deposición seca atmosférica como polvo y aerosol. Esto puede ser importante en áreas áridas ventosas y poco vegetadas, en gran parte con partículas recicladas, que puede incluir materiales volcánicos de fumarolas próximas. Los materiales volcánicos muy jóvenes pueden contener minerales fácilmente alterables que tras un cierto tiempo pueden agotarse y sólo incorporarse a medida que avanza la meteorización general de la roca, como es la pauta en rocas volcánicas más antiguas. La incorporación de CO_2 endógeno es una causa importante de meteorización en profundidad y generación de iones específicos relacionados con la roca afectada, a elevada concentración. Las rocas volcánicas submarinas, principalmente basálticas, y de las de zonas de alteración hidrotermal pueden ser ricas en sulfuros, que se disuelven con la llegada de oxígeno atmosférico disuelto o directo, con la adición de iones de la roca meteorizada por la generación de acidez.

El aumento del pH durante la meteorización favorece que a partir del ion Ca de la recarga y la propia meteorización se precipite carbonato cálcico en los poros y fracturas y en ocasiones yeso si la concentración de ion sulfato es suficiente, que en profundidad puede ser como anhidrita.

Estas consideraciones apoyan los siguientes comentarios generales, además de los aspectos de salinidad antes mencionados.

El contenido en sílice disuelta es normalmente alto a muy alto, lo que además de producir problemas de incrustación dura, aumenta los problemas de abrasión en tramos de tuberías con agua a alta velocidad y en partes móviles y la obturación de dispositivos de riego.

El pH es frecuentemente alto, lo que propicia las incrustaciones calcáreas, en especial donde el CO_2 puede escapar o se produce calentamiento. Puede reducir rápidamente el calibre de tuberías y obstruir dispositivos de riego. Sin embargo, donde el aporte de CO_2 endógeno es importante y apenas ha habido interacción agua-roca, el agua es ácida, lo que favorece la corrosión metálica y de materiales como el hormigón y revestimientos de calizas y dolomías.

La concentración en SO_4 puede aumentar por oxidación de sulfuros dispersos, en especial en basaltos de origen submarino y rocas con gran alteración hidrotermal.

Es frecuente un notable exceso de Na relativo al Cl por dominar el Na en los resultados de la meteorización o por estar limitado el crecimiento del Ca por solubilidad de su carbonato. De forma similar se puede producir un crecimiento relativo del Mg, aunque éste puede tener también un límite de solubilidad por su carbonato, pero con una cinética mucho más lenta que la del carbonato de Ca. Un notable aporte de CO_2

endógeno puede producir aguas altamente bicarbonatadas sódicas, que no son aptas para consumo habitual y no se deben usar en agricultura de regadío sin corrección, por el alto riesgo de alcalinización del suelo. El exceso de Na favorece desórdenes cardiovasculares. El K suele mantener una relación con el de Na y tiene también efectos a largo plazo sobre la salud, pero menos definidos por la generalmente menor concentración.

Es frecuente que el contenido en iones del fosfato sea mayor que en la mayoría de las aguas subterráneas, entre 0,5 y 1 mg/L de PO_4 (Timperley, 1983). Esto es favorable para el uso agrícola.

Muchas aguas de formaciones volcánicas tienen altas concentraciones de F (como ion fluoruro) y de B (como ácido bórico e ion borato, según sea el pH). Se lixivian con facilidad de materiales jóvenes y el F además se incorpora donde hay gran alteración por aporte de CO_2 endógeno que permanece en profundidad suficiente tiempo para una notable interacción agua-roca. El F puede estar en concentraciones sanitariamente inapropiadas, en cuyo caso su presencia afecta seriamente a la potabilidad, ya que el tratamiento para reducirlo es costoso. En ciertos casos es un problema regional. El B en el agua potable no debe rebasar 1 mg/L. Caben similares comentarios a los anteriores. La concentración de B no debe rebasar 1,5 mg/L en las aguas de riego, con frecuencia debe ser menor que 1 mg/L y para cítricos debería ser inferior a 0,3-0,5 mg/L.

Todo lo hasta aquí referido y en lo que sigue, no sólo hace referencia a roca volcánica que deriva de lava y de piroclastos de tamaño medio y grande, que es lo que se tiene en mente generalmente, sino también a la ceniza fina a muy fina de grandes erupciones violentas que se pueden haber extendido por un amplio territorio, aunque con espesores por evento que puede ser inferior al milímetro. Sucesivas erupciones pueden haber acumulado espesores de cm o incluso de m, intercalados y mezclados con otros sedimentos eólicos, de inundación o de otro tipo. Esta ceniza es dominantemente vítrea y fácilmente meteorizable. La aportación mineral relativa al agua subterránea en cuanto a componentes mayoritarios puede ser pequeña, pero afecta al exceso de Na, a la capacidad de cambio iónico y a la formación de caliches en clima árido. En especial puede ser una fuente de F, B y elementos pesados, hasta el punto de deteriorar seriamente la calidad, como es frecuente que suceda en la Pampa argentina, Patagonia, Chaco, N de Chile y parte de las islas de la Macaronesia más secas.

El contenido en Fe^{2+} y Mn^{2+} es normalmente muy pequeño si las condiciones del agua subterránea son oxidantes y el pH alto. Puede no ser así en formaciones profundas que reciben CO_2 endógeno y entonces se alcanzan concentraciones que requieren un tratamiento previo al uso. Lo normal es que haya más Fe que Mn, pero dado que el Fe^{2+} se oxida y precipita fácilmente en la parte oxidante del acuífero volcánico, captación, conducciones y depósitos, en las muestras puede acabar dominando el Mn, cuya cinética química es más lenta y propicia situaciones metaestables.

Entre los elementos que forman compuestos solubles que afectan notablemente a la calidad del agua subterránea en las formaciones volcánicas está el arsénico, que forma arseniatos As(V) y arsenitos As(III), y en numerosos casos también el vanadio. Algo similar sucede con el uranio. La presencia de esas substancias está asociada en muchos casos a la dispersión de cenizas finas del volcanismo andesítico, antes referido. Las altas concentraciones de arsénico son una importante causa de deterioro

de la potabilidad del agua en numerosas áreas de volcanismo andesítico y en las influenciadas por sus cenizas. Destacan en especial los problemas en el Cono Sur de Sudamérica y en México. El tratamiento es costoso y difícil en condiciones rurales, además de que en el tratamiento se genera un residuo peligroso que hay que eliminar de forma segura. En la pampa argentina se relaciona la presencia de arsénico en las aguas subterráneas con la presencia de finas partículas de ceniza volcánica originada en las erupciones andesíticas de los Andes. Esta ceniza está en las formaciones limoso-arenosas de origen eólico y fluvio-eólico que cubren gran parte del territorio pampeano y chaqueño y que se suelen denominar loess (Blanco et al., 2006). La movilidad del As depende de la adsorción en oxi-hidróxidos de Fe principalmente y secundariamente de Al y Mn y de su desorción por competencia iónica al aumentar la salinidad del agua del terreno por la competencia de los iones HCO_3, SO_4 y PO_4 (Puccia et al., 2013). Sucede en especial en las áreas regionales de descarga, donde es mayor el tiempo de residencia, se acumulan sedimentos finos removilizados (Díaz et al., 2016) y se modifica el Eh del agua, lo que afecta a la especiación de los iones de As(III) y As(V). En las áreas periurbanas, el descenso de nivel favorece la recarga de agua superficial, los cambios de pH y Eh y la llegada de agua subterránea profunda (Margat y van der Gun, 2013; Zabala et al., 2015; Custodio, 2013).

La presencia de minerales primarios con metales a valencia reducida en la roca volcánica original favorece que el frente oxidante penetre con lentitud en el medio no saturado y saturado. La presencia de capas de baja permeabilidad es una barrera a la penetración del oxígeno, de modo que las condiciones redox encima y debajo pueden ser muy diferentes. Eso trae como consecuencia grandes cambios en el contenido en compuestos de elementos de valencia variable, como el Fe, Mn, As, V, U, etc. Las perforaciones y las galerías de agua pueden favorecer notables cambios en el flujo y en las condiciones fisicoquímicas y los muestreos del agua en ellas no muestran las condiciones reales en las diferentes partes del acuífero.

Los niveles profundos reductores pueden utilizarse para producir la eliminación in situ de componentes nocivos que son susceptibles de precipitación y fijación por reducción, bien sea naturalmente forzando el paso por modificación del flujo mediante bombeo o recargado en agua a tratar en esos niveles reductores y recuperándola a una cierta distancia, cuando ya se ha producido la eliminación. Tal se considera para el nitrato (Nelson y Melady, 2014), Fe, Mn y As (Custodio, 2013), pero falta experiencia sobre la factibilidad.

4.9 Recursos y reservas de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

La existencia de precipitación atmosférica es el origen de los recursos de aguas naturales, que son el agua de que se puede disponer en un momento dado para atender a las necesidades humanas. Depende de la pluviometría del momento, de la capacidad de regulación (almacenamiento) natural y artificial de que se disponga, de las redes para transportar el agua desde dónde está disponible hasta donde se utiliza y de las restricciones que se establezcan para salvaguardar determinados valores naturales y servicios de la naturaleza. Los recursos de agua son inferiores al agua total en un periodo, ya que una parte no es captable, otra corresponde a las restricciones ambientales de diversa índole y otra son fallos en la gestión. Los recursos de agua subterránea son menores que la recarga, salvo en situaciones en que se consumen permanentemente reservas (minería del agua subterránea), que son no sustentables a medio o largo plazo (véase MASE, 2015).

Para una misma secuencia pluviométrica, la disponibilidad de recursos ha ido aumentando con el tiempo a medida que se ha invertido en infraestructuras hidráulicas, en su mantenimiento y en medios de gestión de esos recursos. Es una visión desde la cantidad, pero hay que considerar la calidad, que es tanto o más importante que la cantidad. Su olvido o falta de consideración está ligada a problemas crecientes. Por otro lado, los aspectos ecológicos son también esenciales.

El aprovechamiento de los recursos de agua supone una modificación del ciclo hidrológico natural, que tiene notables implicaciones en el funcionamiento de los sistemas y en la propia sociedad.

En las áreas áridas y semiáridas, el mayor consumo de agua, tanto superficial como subterránea, es para el riego agrícola. El agua destinada al uso humano directo en áreas urbanas, residenciales y rurales es en general una parte pequeña de los recursos de agua disponibles, tanto superficiales como subterráneos y además devuelven del orden del 80% agua usada, aunque alterada en cuanto al tiempo, salinidad y calidad. Esta devolución vuelve a ser un recurso de agua si va a un río con usos aguas abajo o se infiltra aumentando los recursos de un acuífero explotado, aunque con limitaciones a causa de la salinidad y calidad. Las aguas de abastecimiento urbano regeneradas pueden ser un recurso adicional para la agricultura de regadío, salvo que el vertido se haga en tramos finales de ríos o acuíferos, o al mar.

El agua subterránea no es un nuevo recurso de agua, como lo puede ser la desalinización del agua marina o la reutilización de aguas regeneradas que antes no tenían nuevo uso. Hasta hace medio siglo, cuando la extracción de agua subterránea era generalmente pequeña, el papel de los acuíferos era el de regulación natural de los manantiales y ríos, manteniendo los caudales de base, es decir los caudales ente los eventos de lluvia. El efecto regulador es de meses para acuíferos pequeños, hasta de años para acuíferos medios y de décadas para los grandes.

La explotación intensiva de las aguas subterráneas ha supuesto un cambio importante en el ciclo hidrológico de los sistemas acuíferos. Los sistemas acuíferos en formaciones e islas volcánicas no son una excepción, como se expone en Custodio (2018), MASE (2015) y van der Gun y Custodio (2018).

Es común el caso de un acuífero en un valle fluvial o en el relleno de una depresión, que descarga a un río y sólo recibe recarga por la precipitación sobre su superficie, como en sistemas con acuíferos volcánicos y vulcanoclásticos asociados a sistemas de pilar y fosa o de grandes calderas volcánicas rellenas, en clima semiárido. En estado natural, toda la recarga alimenta el caudal de base del río y las necesidades de la flora relacionada. La explotación a caudales menores que los de recarga acaba por producir un nuevo estado de equilibrio en que los niveles freáticos han descendido, ha aumentado el coste de obtener el agua, los caudales de base del río han decrecido y se ha reducido la superficie de bosque de ribera (Custodio, 2002). Como consecuencia se produce un largo periodo transitorio, en el que al principio las condiciones apenas varían y el agua extraída procede en gran parte del almacenamiento en el acuífero. La duración del periodo transitorio depende de las características hidráulicas del acuífero y en gran manera del tamaño del sistema. Puede ser de meses para acuíferos pequeños de pocos km^2, hasta de décadas para los de cientos de km^2 e incluso de siglos para los muy grandes. Los recursos máximos de agua son inferiores a la recarga si el río nace en el área, pero pueden ser mayores si el río es alóctono y puede pasar de drenar (río efluente o ganador) a recargar (río perdedor) por el cauce y en su caso por áreas vecinas en que se aplique esa agua, por ejemplo, para riego.

Los recursos reales (recursos explotables) son los caudales que se pueden captar en unas condiciones dadas, teniendo en cuenta los humedales, profundidad del nivel freático, caudal a mantener en el río, salinidad a no superar, etc. Según las condiciones, los recursos toman un valor u otro, que además depende de la ubicación y uso temporal de las captaciones. Las condiciones no son el resultado de decisiones técnicas sino sociales, económicas, legales, administrativas e incluso éticas (Custodio, 2015, 2018).

En islas y en especial en islas volcánicas, un nuevo condicionante es el de limitar la intrusión marina dejando una determinada descarga al mar. Este valor es también una decisión social. Su consideración es difícil ya que a lo largo de la costa de muchas pequeñas islas volcánicas es donde están los materiales más permeables, sean estos volcánicos o en relación (de arrecife, de dunas, de final de barrancos). En general, los recursos explotables son una fracción pequeña de la recarga (SASMIE, 2017), bien por incapacidad técnica de captarlos sin que se salinicen o para evitar un aumento de la intrusión marina.

En las islas volcánicas de Gran Canaria y Tenerife, la explotación intensiva ha llegado a crear una situación de descenso continuo y sostenido de los niveles del agua subterránea, con consumo de reservas (minería del agua subterránea), no sólo cada vez más caras y a veces con problemas crecientes de salinidad y calidad, sino también no sustentables (MASE, 2015).

La reserva de agua subterránea es el agua existente en los poros y fracturas bajo el nivel freático, aunque también se puede incluir la que está en el medio no saturado, aunque no se pueda movilizar directamente. La profundidad de evaluación de las reservas es una decisión que hay que explicitar en función de alguna referencia, como la profundidad máxima de los pozos, la temperatura, la salinidad y calidad o determinados cambios litológicos. Sin embargo, las reservas extraíbles son menores, ya que una parte del agua total no se puede captar al quedar retenida por fuerzas capilares. Es la diferencia entre porosidad total y porosidad drenable, también llamada a veces porosidad eficaz. La reserva de agua subterránea ofrece la posibilidad de paliar

los efectos de las sequias mediante extracciones en los momentos necesarios, aunque los valores varían mucho de un acuífero a otro y en los acuíferos costeros hay que considerar la posible intrusión marina (SASMIE, 2017).

Como datos simplemente orientativos y sin especificar condiciones, una evaluación muy preliminar de los recursos de agua máximos de algunas islas volcánicas son los de la tabla 4.9.1

Tabla 4.9.1 Recursos de agua subterránea en islas volcánicas (Margat y van der Gun, 2013, pp. 58), según AQUASTAT y fuentes nacionales de información. Son probablemente los valores de la recarga natural y no se considera la descarga de agua dulce al mar que es inevitable o que hay que permitir:

Islas	**Recursos en hm³/a***	**Fracción****
Canarias (España)	710	0,73
Cabo Verde	120	0,40
Comoros, sin Mayotte	1000	0,83
Hawaii (USA)	13.200	0,72
Islandia	24.000	0,14
Mauricio	890	0,32
Mayotte (Francia)	75	0,25
La Reunión (Francia)	2800	0,56
Tahití	≈730	0,29

*Recursos medios renovables de agua subterránea, sin especificar condiciones

**Fracción de los recursos de agua totales disponibles que son de agua subterránea

4.10 Agradecimientos y créditos

Se agradecen los comentarios aportados por la Dra. Teresita Betancur, el Dr. Christian Herrera y la Dra. María del Carmen Cabrera. También se agradece la información documental aportada por la Dra. María del Carmen Cabrera. Algunas de las figuras han sido mejoradas por Elena Custodio y Javier Custodio-Ayala.

4.11 Referencias

Acosta, O., Guimerà, J., Custodio, E., Ansón, I., Delgado, J.L. 2013. Contribución al conocimiento de la hidrogeología de las cuencas intraandinas del N de Chile. En González, N., Kruse, E.E., Trovatto, M.M., Laurencena, P. (eds). Agua Subterránea Recurso Estratégico. Editorial Universidad de La Plata (Edulp). La Plata, 1: 118–125.

Aguilar-Pérez, L.A., Ortega-Guerrero, M.A., Lugo-Hubp, J., Ortiz-Zamora, DD. C. 2006. Análisis numérico acoplado de los desplazamientos verticales y generación de fracturas por extracción de agua subterránea en las proximidades de la Ciudad de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 23(3): 247-261.

Aravena, R., Suzuki, O., Pollastri, A. 1989. Coastal fog and its relation to groundwater in the IV region of northern Chile. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section) 79: 83 – 91.

Baker, K., Moling, T., Street, L., Shannon, A., Hull, L., Holt, R., Roback, R., Jones, C. 2005. A research park for studying processes in unsaturated fractured media. Eos, 86(2):

Bershaw, J., Saylor, J.E., Garzione, C.N., Leier, A. Sundell, K.E. 2016. Stable isotope variations ($\delta^{18}O$ and δD) in modern waters across the Andean Plateau. Geochimica et Cosmochimica Acta, 194: 310-324.

Bershaw, J. 2018. Controls on deuterium excess in Asia. Geosciences 2018, 8, 257, doi:10.3390/geosciences8070257

Blanco, M. D. C., Paoloni, J.D., Morrás, H. J. M., Fiorentino, C. E., Sequeira, M. 2006. Content and distribution of arsenic in soils, sediments and groundwater environments of the southern Pampa region, Argentina. Environmental Toxicology: An International Journal, 21(6), 561-574.

Block, M.R., Luecke, W. 1972. Geochemistry of ocean bubble spray. J. Geophysical Research, 77: 5100-5105.

Bookhagen, B., Strecker, M.R. 2008. Orographic barriers, high–resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. Geophysical Research Letters, 35, L06403, doi:10.1029/2007GL032011.

Chessolet, R., Morelli, J. Buat-Menard, P. 1972. Variations in ionic ratios between reference sea water and marine aerosols. J. Geophys. Res. 77: 5116-5131.

CIHS 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1–768.

Clark, I.; Fritz, P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. CRC Press: 1–328.

Coudrain-Riberstein, A., Pratx, B., Talbi, A., Usserand, C. 1998. L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol? [Is the evaporation from phreatic aquifers in arid zones independent of the soil characteristics?]. C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes / Earth & Planetary Sciences, 326: 159-165.

Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133(3465): 1702-1703.

Craig, H., Gordon, L.I. 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: E Tongiorgi, Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperature. Spoleto Conference on Nuclear Geology. Italian National Council Research/University of Pisa, Pisa: 9-130.

Cruz–Fuentes, T., Heredia, J., Cabrera, M.C., Custodio, E. 2014a. Behaviour of a small sedimentary volcanic aquifer receiving irrigation return flows: La Aldea, Gran Canaria, Canary Islands (Spain). Hydrogeology Journal, 22: 865–882.

Cruz–Fuentes, T., Cabrera, M.C., Heredia, J., Custodio, E. 2014b. Groundwater salinity and hydrochemical processes in the volcano–sedimentary aquifer of La Aldea, Gran Canaria, Canary Islands, Spain. Science of the Total Environment, 484: 154–166.

Custodio, E. 1974. Flujo del agua subterránea y existencia de un nivel de saturación en las formaciones volcánicas de la Isla de Lanzarote (Islas Canarias). Actas del Simposio Internacional sobre Hidrología de Terrenos Volcánicos. Arrecife de Lanzarote. Gobierno de Canarias y CEDEX, Madrid, 1987: 185–215.

Custodio, E. 1978. Geohidrología de formaciones e islas volcánicas. Centro de Estudios Hidrográficos e Instituto de Hidrología. CEDEX Publ. 128. Madrid: 1-303.

Custodio, E. 1990. Saline groundwater in the Canary Islands (Spain) resulting from aridity. In: Greenhouse Effect, Sea Level and Drought. NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences. 325. Kluver Publ Co. Dordrecht: 593–618.

Custodio, E. 1992. Coastal aquifer salinization as a consequence of aridity: the case of Amurga phonolitic massif, Gran Canaria Island. Study and Modelling of Saltwater Intrusion into Aquifers. CIMNE–UPC. Barcelona: 81–98.

Custodio, E. 2010. Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance in the soil. Constributions to Science, 2010, 6(1): 81–97.

Custodio, E. 2013. Trends in groundwater pollution: loss of groundwater quality and related services. Groundwater Governance: A global Framework for Country Action. Thematic Paper 1. http://www.groundwatergovernance.org/fileadmin/user_upload/groundwatergovernance/docs/Thematic_papers/GWG_Thematic_Paper_1.pdf

Custodio, E. 2018. Las aguas subterráneas en la regulación y atenuación de las sequías a corto y largo plazo. En: A Embid Irujo, Sequía e Inundación como Fenómenos Hidrológicos Extremos. Universidad de Zaragoza-Thomson Reuters Proview: 275-298.

Custodio, E., Llamas, M.R. 1976/1983. Hidrología subterránea. Ediciones Omega. Barcelona: 1-2350.

Custodio, E., López-García, L., Amigó, E. 1988. Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canaries). En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 153-168.

Custodio, E., Hoppe, J., Hoyos–Limón, A., Jiménez, J., Plata, A., Udluft, P. 1987. Aportaciones al conocimiento geohidrológico de Tenerife utilizando isotopos ambientales. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. AEHS: XI, 263–280.

Custodio, E., Manzano, M. 1992. Estudio preliminar hidrogeoquímico e isotópico ambiental de la isla de la Gomera. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XVI: 61–76.

Custodio, E. 2015. Explotación intensiva y minera de las aguas subterráneas: situación general y particular de España: ¿una bendición o una calamidad? XVII Programa de Promoción de la Cultura Científica y Tecnológica, Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales (Esp),108 (1–2): 13–20.

Custodio, E., Jódar, J. 2016. Simple solutions for steady–state diffuse recharge evaluation in sloping homogeneous unconfined aquifers by means of atmospheric tracers. Journal of Hydrology, 540: 287-305.

Custodio–Ayala, J., Custodio, E. 2001. Hidrogeoquímica isotópica del macizo fonolítico de Amurga (SE de la Isla de Gran Canaria). Las Caras del Agua Subterránea (Medina y Carrera, eds.). Congreso en Memoria de Germán Galarza. Barcelona. Septiembre de 2001. IGME. Temas Aguas Subterráneas. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas.1/2001(I): 461–468.

Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16(4): 436-468.

Davis, G.H., Lee, C.K., Bradley, E., Payne, B.R. 1970. Geohydrologic interpretations of a volcanic island from environmental isotopes. Water Resources Research, 6(1): 99-109.

Davis, S.N., Suárez, J.J. 1975. Chemical character of return irrigation water in tropical volcanic islands. Environmental Geology, 1(2): 69-73.

Díaz, S.L., Espósito, M.E., Blanco, M. del C., Amiotti, N.M., Schmidt, E.S., Sequeira, M.E., Paoloni, J.D., Nicolli, H.B. 2016. Control factors of the spatial distribution of arsenic and other associated elements in loess soils and waters of the southern Pampa (Argentina). Catena 140, 205-216.

Doughty, C. 2000. Numerical model of water flow in a fractured basalt vadose zone: Box Canyon site, Idaho. Water Resources Research, 36(12): 3521-3534.

Ecker, A. 1978. Groundwater behaviour in Tenerife, volcanic island (Canary Islands, Spain). Journal of Hydrology, 26:73-86.

Falkland, A. (ed.), Custodio, E. 1991. Guide on the hydrology of small islands. Studies and Reports in Hydrology, 49. UNESCO, Paris: 1–435.

Faybishenko, B., Doughty, Ch., Steiger, M. Long, J.C.S., Wood, Th. R., Jacobson, J.S., Lore, J., Zawislanski, P. 2000. Conceptual model of the geometry and physics of water flow in a fractured basalt vadose zone. Water Resources Research, 36(12): 3499-3520.

Faybishenko, B., Witherspoon, P.A., Doughty, C., Geller, J.T., Wood, T.R., Podgorney, R.K. 2001. Multi-scale investigations of liquid flow in a fractured basalt vadose zone. Geophysical Monograph-American Geophysical Union, 42: 161-182.

Fontes, J.C., Olivry, J.C. 1977. Gradient isotopique entre 0 en 4000 m dans les précipitations du Mount Cameroun. Comptes Rendus Réunion Annuelle Sciences de la Terre, Soc. Geol. Francaise, Paris.

Gamboa, C., Godfrey, L., Herrera, C., Custodio, E., Soler, A. 2019. The origin of in groundwater in a hyper-arid environment: A chemical and multi-solutes isotope approach in the Atacama Desert, Chile. Science of the Total Environment, 690: 329-351.

Gat, J., Gonfiantini, R. (eds.). 1981. Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen–18 in the water cycle. International Atomic Energy Agency, Vienna. Technical Reports Series. Vienna, 210: 1–339.

Gonfiantini, R., Longinelli, A. 1962. Oxygen isotopic composition of fogs and rains from the North Atlantic. Experientia 18: 222–223.

Gonfiantini, R., Roche, M.A., Olivry, J.C., Fontes, J.Ch., Zuppi, G.M. 2001. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. Chem. Geol., 181: 147–167.

Guerra García, J.C., Ritter, A., Regalado, C., Arencibia Pérez, M.T., 2013. Uso de isótopos estables para el estudio de la contribución del agua de niebla a la hidrología de los bosques nublados en Canarias. XI Congreso Nacional de la Asociación Española de Ecología Terrestre: 1-108. Doi.: 10.7818/AEET.XICongress.2013.

Guerra, J.C., Regalado, C.M., Ritter, A., Iribarren, I., Marrero, R., Poncela, R., Arencibia, M.T., Skupien, E., Socorro, A., León, M. 2017. Estudio isotópico del agua en los flujos hídricos de un bosque de laurisilva. Estudios en la Zona No Saturada del Suelo Vol. XIII-ZNS'17.

Hem, J.D. 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters. US Geological Survey, Water-Supply Paper 1473. Washington DC: 1-363.

Herrera, C. 2001. Caracterización hidrogeoquímica del macizo de Betancuria. Fuerteventura, Archipiélago de Canarias, Memoria de Tesis, Universidad Politécnica de Cataluña, ISBN: B.37618-2001/84-699-5747-3.

Herrera, C.; Custodio, E. 2002. Old marine water in Fuerteventura island deep formations. Proc. 17th Salt Water Intrusion Meeting. Delft, Delft University of Technolgy, Fac. Civil Eng. and Geosciences: 481–488.

Herrera, C, Custodio, E. 2011. Flujo de agua subterránea en la parte central de la isla de Fuerteventura, archipiélago de Canarias, España. En: M.C. Cabrera, J. Jiménez y E.

Custodio, El Conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias: Cuatro Décadas después del Proyecto SPA–15, Las Palmas de Gran Canaria. AIH–GE: 93–107.

Herrera, C; Custodio, E. 2013. Origen de los manantiales costeros del entorno árido de Antofagasta, Norte de Chile. X Simposio de Hidrogeología. Granada. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Asociación Española de Hidrogeólogos. Madrid, XXX: 943–952.

Herrera, C. Custodio, E. 2014a. Groundwater flow in a relatively old oceanic volcanic island: the Betancuria area, Fuerteventura Island, Canary Islands, Spain. Science of the Total Environment, 496: 531–550.

Herrera, C., Custodio, E. 2014b. Origin of waters from small springs located at the northern coast of Chile, in the vicinity of Antofagasta. Andean Geology, 41(2): 314–341.

Herrera, C., Custodio, E., Chong, G., Lambán, L.J., Riquelme, R., Wilke, H., Jódar, J., Urrutia, J., Urqueta, H., Sarmiento, A., Gamboa, C., Lictevout, E. 2016. Groundwater flow in a closed basin with a saline shallow lake in a volcanic area: Laguna Tuyajto, northern Chilean Altiplano of the Andes. Science of the Total Environment, 541: 303–318

Herrera, C., Gamboa, C., Custodio, E., Jordan, T., Godfrey, L., Jódar, J., Luque, J.A., Vargas, J., Sáez, A. 2017. Groundwater origin and recharge in the hyperarid Cordillera de la Costa, Atacama Desert, northern Chile. Science of the Total Environment, 624:114-132.

Herrera, C., Godfrey, L., Urrutia, J., Custodio, E., Jordan, T., Jódar, J., Delgado, K., Barrenechea, F. 2020. Recharge and residence times of groundwater in hyper arid areas: The confined aquifer of Calama, Loa River Basin, Atacama Desert, Chile. Science of the Total Environment (in press).

Herrera, I., Rodarte, L. 1973. Integrodifferential equations for systems of leaky aquifers and applications: 1. The nature of approximate theories. Water Resources Research, 9(4): 995-1005.

Higuchi, M. 1985. Field observations and numerical experiments on a drying front in a volcanic ash soil called Kanto loam. Journal of Hydrology, 77: 253-262.

IAEA. 1981. Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle. STI/DOC/10/210, IAEA: 1-340.

IAEA. 1983. Guidebook on nuclear techniques in hydrology (1983). International Atomic Energy Agency. Vienna. Technical Reports Series 91: 1–430.

Ingraham, N.L., Matthews, R.A. 1995. The importance of fog–drip water to vegetation: Point Reyes Peninsula, California. Journal of Hydrology, 164: 269–285.

Josnon, J.-Y., Livet, M., Besson, J.-C. 2007. Characterizing unsaturated flow from packed scoriated lapilli: application to Strombolian cone hydrodynamic behaviour. Journal of Hydrology, 335: 225-239.

Kronfeld, J., Rosenthal, E. 1981. Uranium isotopes as a natural tracer in the waters of the Bet Shean-Harod Valleys, Israel. Journal of Hydrology, 50: 179-190.

Margat, J., van der Gun, J. 2013. Groundwater around the world: A geographic synopsis. UNESCO–PHI/IGRAC/CRC Press: 1–376

Marrero-Díaz, R. 2010. Modelo hidrogeoquímico del acuífero de las cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.

MASE 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para

UPC and AQUALOGY–CETAQUA. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona. e-books: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272

Mazor, E. 2004. Chemical and isotopic groundwater hydrology. M. Dekker Inc.: 1–449.

Mazor 2004

Mook, W.G. (ed.). 2002. Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico: principios y aplicaciones. Traducción de P. Ramajo y E. Custodio. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid: 1–596.

Nelson, D., Melady, J. 2014. Denitrification in a deep basalt aquifer: Implications for aquifer storage and recovery. Groundwater, 52(3): 414-423.

Neris Tomé, J., Tejedor Salguero, M.L., Jiménez Mendoza, C.C. 2013. La infiltración en suelos volcánicos. En: Hidrología y Recursos Hídricos en Islas y Terrenos Volcánicos: Métodos, Técnicas y Experiencias en las Islas Canarias. Colegio de Ing. de Montes, Madrid: 199-226.

Nicolini, E., Jussevand, C., Blavoux, B., Conchery, J, Eberschriber, P., Marvine, P. 1989. Appauvrissement en isotopes lourdes des precipitations liés aux cyclones. C.R. Acad, Sci., Sec II 309: 255-1260.

Peterson, F.L. 1972. Water development on tropic volcanic islands-type example: Hawaii.

Ground Water, 10(5): 18-23.

Plummer, L.N., Prestemon, E.C., Parkhurst, D.L. 1994. An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path, version 2.0. US Geol Surv Water Resour Invest Rep 94: 4169.

Puccia, V., Limbozzi, F., Avena, M. 2015. Arsenic in porewaters of the unsaturated zone of an Argentinean watershed: adsorption and competition with carbonate as important processes that regulate its concentration. Aquatic Geochemistry, 21(6), 513-534.

RAEMIA. 2019. Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España. Preparado por E. Custodio con la colaboración de J. Jódar, J.V. Giráldez y A. Sahuquillo para UPC-SUEZ-CETAQUA. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona: e-books: 1-1206. http://hdl.handle.net/2117/182282.

Resing, J.A., Sansone, F.J. 1999. The chemistry of lava–seawater interactions: The generation of acidity. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(15): 2183-2198.

Rose, T. P., Davisson, M. L., & Criss, R. E. 1996. Isotope hydrology of voluminous cold springs in fractured rock from an active volcanic region, northeastern California. Journal of Hydrology, 179(1-4), 207-236.

Sahuquillo, A. 1974. Exposición de casos reales sobre hidrología en terrenos e islas volcánicas. Relato general de la Sección VII. Simposio Internacional sobre Hidrología de Terrenos Volcánicos. Arrecife de Lanzarote. UNESCO-Dirección General de Obras Hidráulicas.

Sanz Donaire, J.J. 2012. Las series anuales de precipitación más largas de Chile: estudio y enseñanzas. Estudios Geográficos, LXXIII, 273: 625–656.

SASMIE. 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio, para UPC y Suez Solutions–CETAQUA, Barcelona. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, e-books: 1–852. http://hdl.handle.net/2117/111515.

Savenije, H.H.G. 1997. Determination of evaporation from a catchment water balance at a monthly time scale, Hydrol. Earth Syst. Sci., 1: 93–100.

Sharp, J. 2007. Principles of stable isotope geochemistry. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River.

Smedley, P.L., Nicolli, H.B., Macdonald, D.M.J., Barros, A.J., Tullio, J.O. 2002. Hydrogeochemistry of arsenic and other inorganic constituents in groundwater from La Pampa, Argentina. Appl. Geochem. 17: 259-284.

Smedley, P.L., Kinniburgh, D.G., Macdonald, D.M.J., Nicolli, H.B., Barros, A.J., Tullio, J.O., Pearce, J.M. Alonso, M.S. 2005. Arsenic associations in sediments from the loess aquifer of La Pampa, Argentina. Appl. Geochem. 20: 989-1016.

SPA–15. 1975. Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/5 15). Ministerio Obras Públicas. Dirección General Obras Hidráulicas. UNESCO. Las Palmas de Gran Canaria. Madrid. 4 Vol. + mapas. Vol. I: Aspectos generales; Vol. II: Provincia de Las Palmas; Vol. III: Provincia de Tenerife. (252 págs. + 77 láminas).

Stichler, W., Schotterer, U., Frohlich, K., Ginot, P., Kull, C., Gaggeler, H., Pouyaud, P. 2001. Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical Andes. J. Geophys. Res., 106 (B9): 22613–22620.

Stuyfzand, P. J., Raat, K. J. 2010. Benefits and hurdles of using brackish groundwater as a drinking water source in the Netherlands. Hydrogeology journal, 18(1), 117-130.

Timperley, M.H. 1983. Phosphorous in spring waters of the Taupo volcanic zone, North Island, New Zealand. Chemical Geology, 38: 287-306.

Valdivieso, S., Vázquez-Suñé, E., Custodio, E. 2020. Origin and variability of oxygen and hydrogen isotopic composition of precipitation in the Central Andes: A review. Journal of Hydrology, 587 (124899). doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124899

van der Gun, J. Custodio, E. 2018. Governing extractable subsurface resources and subsurface space. In: K-G. Villholth, E. López-Gunn, K. Conti, A. Garrido and J. van der Gunn (eds.), Advances in Groundwater Governance. CRC Press: 389-409

Zabala, M. E., Manzano, M., y Vives, L. 2016. Assessment of processes controlling the regional distribution of fluoride and arsenic in groundwater of the Pampeano Aquifer in the Del Azul Creek basin (Argentina). Journal of Hydrology, 541: 1067-1087.

Capítulo 5

Estructuras volcánicas de relevancia hidrogeológica

Contenido: Se expone el interés de las formaciones volcánicas como infraestructuras hidrogeológicas que contienen recursos de agua subterránea. Se considera el efecto hidrológico de las estructuras internas de las formaciones volcánicas. Se comentan los sistemas de pilar-fosa que guardan relación con el volcanismo y cómo afectan las modificaciones de las infraestructuras volcánicas al comportamiento hidrogeológico. Se aportan comentarios sobre las infraestructuras hidrogeológicas de las pequeñas islas volcánicas.

Notas generales

El objetivo de este informe-libro son los aspectos hidrogeológicos y relativos a las características y existencia de reservas y recursos de agua subterránea en las formaciones volcánicas. Otros aspectos no se consideran o se mencionan marginalmente.

No se realiza un inventario de formaciones e islas volcánicas, sino que se seleccionan y singularizan aquellas que aportan conocimiento orientado al objetivo.

Una parte significativa del contenido se basa en los informes MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019), disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua, y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología de los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

Esta monografía se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970, a lo que se añade la experiencia directa en determinados casos que se deriva de campañas y visitas detalladas y de trabajos de investigación y profesionales. Pero no se ha cubierto el panorama con búsquedas adicionales para cubrir vacíos sobre aspectos o situaciones con escasa documentación disponible.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de los mismos o por sesgos por parte del redactor, aunque se ha tratado de compensar estas deficiencias.

Las figuras se han tomado en buena parte de los documentos disponibles, con la calidad que tenían. A veces es bastante deficiente, pero que se han mantenido si aportan información relevante.

Muchas de las localidades mencionadas no están explícitamente identificadas o no figuran en la información gráfica. Los lectores las pueden localizar acudiendo a las fuentes electrónicas y documentales de información que son de uso común actualmente.

Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales. Se da la designación anglosajona o en otra lengua cuando aparecen por primera vez, cuando se ha creído relevante. En el breve glosario y lista de símbolos se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 5

5 Estructuras volcánicas de relevancia hidrogeológica

5.1 Consideraciones generales

5.2 Efecto de estructuras internas

5.3 Sistemas de fosa-pilar

5.4 Modificaciones de las infraestructuras volcánicas de interés hidrogeológico

5.5 Infraestructuras hidrogeológicas naturales en pequeñas islas volcánicas

5.6 Agradecimientos y créditos

5.7 Referencias

5 Estructuras volcánicas de relevancia hidrogeológica

5.1 Consideraciones generales

Los edificios debidos al volcanismo crean estructuras de interés hidrogeológico, tanto los externos como los internos. Las estructuras volcánicas externas crean un relieve positivo, rellenado depresiones, mientras que las estructuras internas las constituyen diques, enjambres de diques, capas-dique, intrusiones diversas, zonas de gran alteración hidrotermal, etc. También crean estructuras los fenómenos de destrucción y asociados: deslizamientos, lahares, arrastres de erosión por el agua, etc., que se tratan en los Capítulos 3 en sus facetas volcanológicas y en el Capítulo 4 en sus facetas hidrogeológicas, crean estructuras de interés hidrogeológico. Este interés hidrogeológico se concreta en almacenamiento de agua subterránea y en las conexiones hidráulico-hidrológicas entre formaciones volcánicas y con las otras formaciones existentes. La relación entre ellas se puede expresar como tiempo medio de renovación, que está muy ligado al tiempo medio de tránsito y tiempo medio de renovación (Chesnaux y Allen, 2008). En realidad, existe un continuo entre lo tratado en el Capítulo 3, el Capítulo 4 y este Capítulo 5. La Figura 5.1.1 es un clásico esquema de un bloque diagrama ideal inspirado en el proceso constructivo y de destrucción en etapas sucesivas de la isla volcánica de La Reunión.

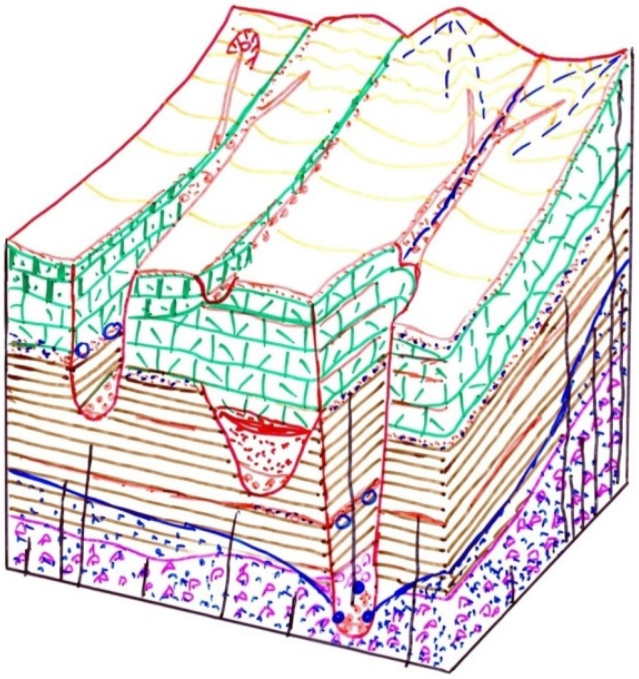


Figura 5.1.1 Idealización de un apilamiento de materiales volcánicos y depósitos de erosión en una ladera, tras el periodo de crecimiento del escudo de una isla oceánica. Se representa el nivel freático y la existencia de nacientes de medio saturado y colgados. Inspirado en la isla de La Reunión (Join y Coudray, 1993).

No se busca ni se intenta ninguna sistematización, dada la gran variedad de situaciones posibles. Sólo se comentan algunas que se consideran relevantes, sin que necesariamente sean las más importantes. En los Capítulos 6 a 11 se exponen otras situaciones y casos al considerar las diferentes formaciones e islas volcánicas mundiales, que incluyen parte de las mismas formaciones volcánicas y las volcanoclásticas y también las no volcánicas en la base, laterales, intercaladas o superpuestas. En estos casos las diferentes características se adicionan y permiten una mayor diversidad de situaciones naturales y de utilización antrópica para obtener agua subterránea o para evitarla o para captarla con adecuada calidad del agua. Entre los objetivos está el evitar su degradación, como eludir la intrusión marina, o buscando el beneficio de solutos de interés industrial o agrícola, como K, Mg, Li o B.

En la caracterización de estructuras se ha de tener en cuenta la recarga, la descarga, las conexiones con los cauces fluviales, lagos, humedales y embalses y el agua en relación con la actividad antrópica, como los retornos de riego, la desalinización y la generación asociada de salmueras residuales y la reutilización de aguas usadas.

5.2 Efecto de estructuras internas

En las estructuras con formaciones y edificaciones volcánicas existen elementos cuyo papel es con frecuencia controvertido, en especial cuando las observaciones son apariencias que esconden una realidad más compleja y la interpretación no trata de cuantificar, sino que se limita a describir sin recurrir a consideraciones hidrodinámicas y de transporte de masa. Unos de estos elementos son las intercalaciones horizontales de menor permeabilidad, sean estas extensas y bien definidas o menos definidas, como las capas rojas o capas locales de cenizas alteradas.

En las Figuras 5.2.1, 5.2.2 y 5.2.3 se muestran los resultados de la simulación del efecto de capas horizontales de baja permeabilidad. La existencia de acuíferos colgados depende de la anisotropía, la altura de las intercalaciones respecto al lugar de descarga y la recarga.

Una intercalación semipermeable (acuitardo) deja pasar el agua del terreno a su través sin crear un acuífero colgado, con una recarga en tránsito por el medio no saturado que como máximo es igual a la conductividad hidráulica vertical k_v (Capítulo 2 de RAEMIA, 2019). En un clima húmedo que permite una recarga difusa de 100 mm/a, para que se forme un nivel colgado permanente debe ser $k_v < 10^{-4}$ m/d, o sea que sólo se produce con intercalaciones muy poco permeables. En clima árido, con una recarga difusa de 1 mm/a debe ser $k_v < 10^{-6}$ m/d, que a gran escala supone la existencia de capas arcillosas continuas, como ciertos depósitos lacustres, pero no las capas rojas, salvo situaciones muy excepcionales o muy localizadas.

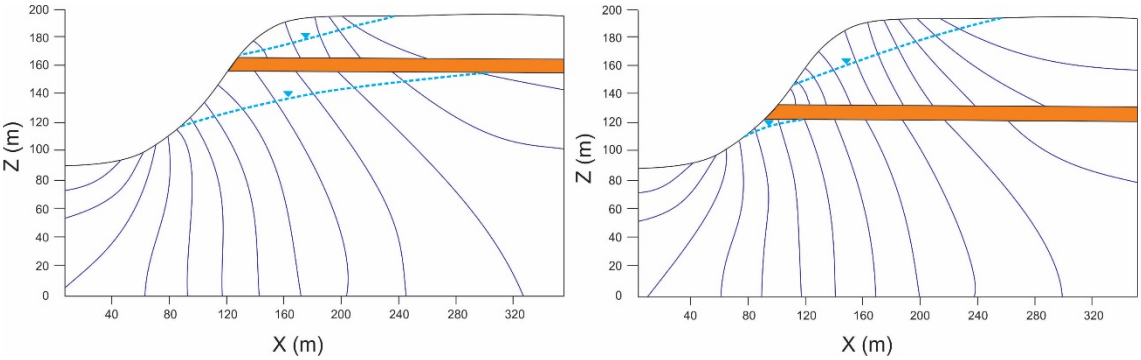


Figura 5.2.1 Efecto de la posición en altura de una intercalación horizontal poco permeable en un sistema de flujo de agua subterránea bidimensional en ladera (Rulon et al., 1985). La parte superior del sistema de flujo descarga parcialmente en un manantial por encima del nivel de baja permeabilidad y resulta colgado (con medio no saturado debajo) sólo en el entorno bajo el manantial de ladera cuando la intercalación no es somera. La figura es para k1 = 1·10^{-7} m/s (≈0,01 m/d) y k1/k2 = 25 y recarga de 2.8·10^{-8} m/s (≈90 mm/a), con k = conductividad hidráulica y 1 el medio general y 2 el acuitardo.

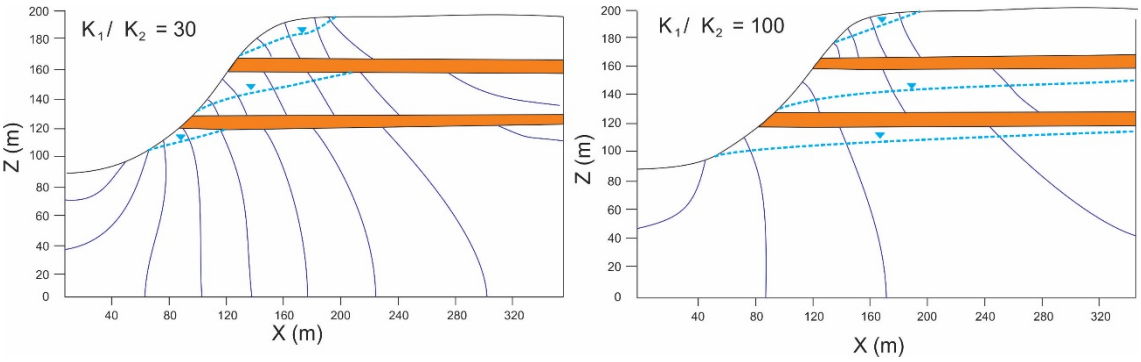


Figura 5.2.2 Efecto de dos intercalaciones horizontales poco permeables a distinta altura en un sistema de flujo de agua subterránea bidimensional en ladera (Rulon et al., 1985). La parte superior del sistema de flujo descarga parcialmente dos manantiales por encima del nivel de baja permeabilidad (el superior mucho menor que el inferior). Resulta colgado (con medio no saturado debajo) sólo cuando la anisotropía es grande. La figura es para k1 = 1·10^{-7} m/s (≈0,01 m/d) y k1/k2 = 30 y 100 y recarga de 4·10^{-8} m/s (≈110 mm/a), con k = conductividad hidráulica y 1 el medio general y 2 el acuitardo. La descarga alta y media crece con la recarga y la descarga media crece con la menor altura de la segunda capa si se mantiene la primera alta.

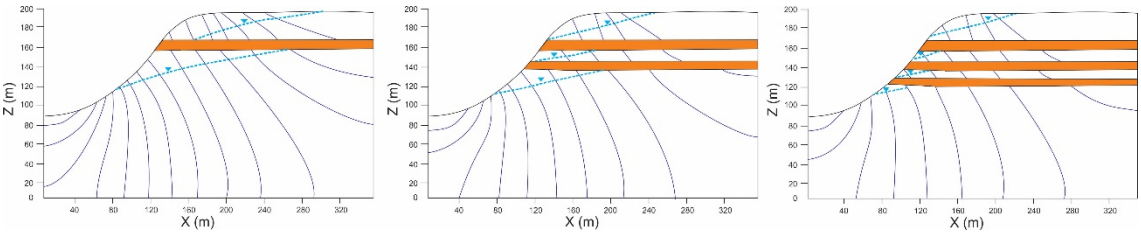


Figura 5.2.3 Efecto del aumento del número de intercalaciones horizontales poco permeables a distinta altura en un sistema de flujo de agua subterránea bidimensional en ladera (Rulon et al., 1985). La parte superior del sistema de flujo descarga parcialmente en manantiales por encima de los niveles de baja permeabilidad. En este caso no se forma ningún acuífero colgado extenso (con medio no saturado debajo). La figura es para k1 = 1·10^{-7} m/s (≈0,01 m/d) y k1/k2 = 20 y recarga de 2,1·10^{-8} m/s (≈70 mm/a), con k = conductividad hidráulica y 1 el medio general y 2 el acuitardo.

De lo expuesto anteriormente se puede concluir que la existencia de manantiales relativamente grandes en laderas en un cierto clima, normalmente es debido, a efectos prácticos, a que la base impermeable del acuífero está próxima a la superficie o incluso que aflora, aunque no aparezca cartográficamente. En formaciones dominantemente volcánicas, esa base impermeable es lo que se ha llamado núcleo volcánico en el Capítulo 4. Esta base puede tener una superficie muy irregular en cuanto a la altitud y frecuentemente es transicional. En condiciones de muy pequeña recarga en clima árido, cabe que parte del flujo de agua subterránea se haga a través de esa base, como en la Cordillera de la Costa del N de Chile (Figura 5.2.4).

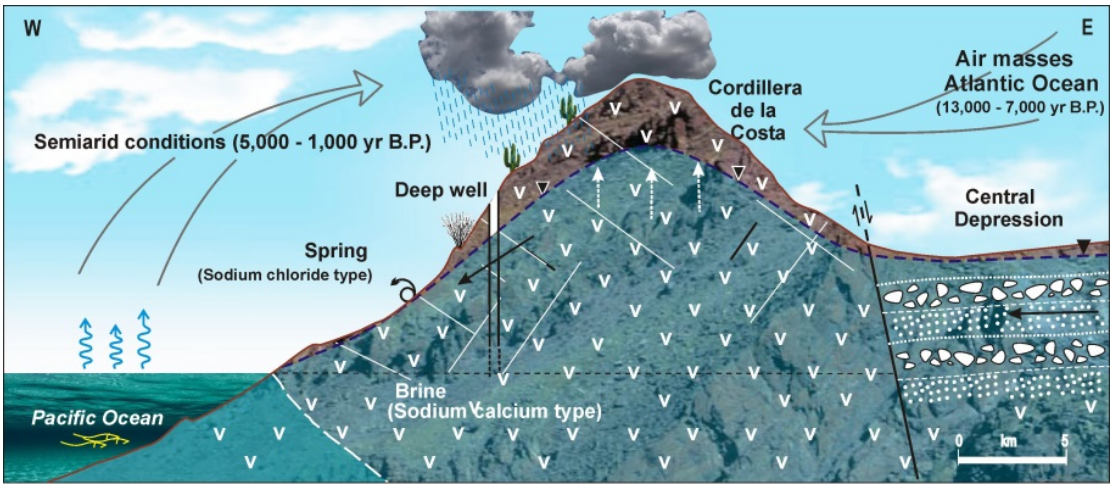


Figura 5.2.4 Sección transversal de la Cordillera de la Costa por Antofagasta, N de Chile, en que la débil recarga en clima semiárido origina que el flujo de agua subterránea se produzca por formaciones volcánicas antiguas de muy baja permeabilidad y que las partes más permeables por alteración y fracturación superficial estén secas o solo estén saturadas en el entorno de los pequeños manantiales (vertientes) (Herrera y Custodio, 2014; Herrera et al., 2018). Se representa el nivel freático, el flujo del agua subterránea (flecha), las descargas en vertientes (nacientes, redonda con una flecha), la roca volcánica (marcada v) y depósitos arenosos y limoso-arcillosos (bloques y puntos).

Las Figuras 5.2.5 a 5.2.8 muestran, a título de ejemplo, algunos casos reales.



Figura 5.2.5 Formación de grandes nacientes (manantiales) en el interior de la depresión dejada por un gran deslizamiento de ladera. La descarga se produce donde la excavación corta al contacto entre las formaciones superiores permeables y bien recargadas y el núcleo insular. Circo de Selazie, en la ladera del volcán Piton des Neiges, en la isla de La Reunión (foto EC, 2002).



Figura 5.2.6 Formación de nacientes en la excavación por deslizamientos y gran erosión donde se corta el contacto entre las formaciones superiores permeables y bien recargadas y el núcleo insular. Centro–Sur de la isla de Madeira, Ribeira Brava-Serra da Agua. Uno de los nacientes, concentrado mediante una galería (túnel) drenante, se utiliza para alimentar a una pequeña central hidroeléctrica (foto EC, 1975).



Figura 5.2.7 Formación de nacientes en la excavación por deslizamientos y gran erosión donde se corta el contacto entre las formaciones superiores permeables recargadas y otras inferiores hidráulicamente menos transmisivas. Nacientes de Guadá, para abastecimiento y riego, incluyendo áreas a notable altitud. Valle Gran Rey, isla de La Gomera (foto EC, 1995).



Figura 5.2.8 Formación de nacientes en la excavación por deslizamientos y gran erosión donde se corta el contacto entre las formaciones superiores permeables bien recargadas y otras inferiores hidráulicamente menos transmisivas. Naciente de Marcos, NE de la isla de La Palma, en posición extracaldera respecto a la Caldera de Taburiente

5.3 Sistemas de fosa-pilar

Una situación frecuente en edificaciones volcánicas es la de zonas altas montañosas junto a depresiones rellenas o en proceso de relleno, tipo pilar y fosa (graben y horst) (Sección 7.4 de RAEMIA, 2019). Estas características, en ciertas áreas volcánicas, se puede también designar de caldera (que puede ser alargada) y borde de caldera (Sección 3.4.3 del Capítulo 3). Puede tratarse de un conjunto totalmente volcánico o combinado con otros componentes sedimentarios e intrusivos. La Figura 5.3.1 es un ejemplo idealizado. La Figura 5.3.2 es la idealización de un caso real, que se muestra en la fotografía de la Figura 5.3.3.

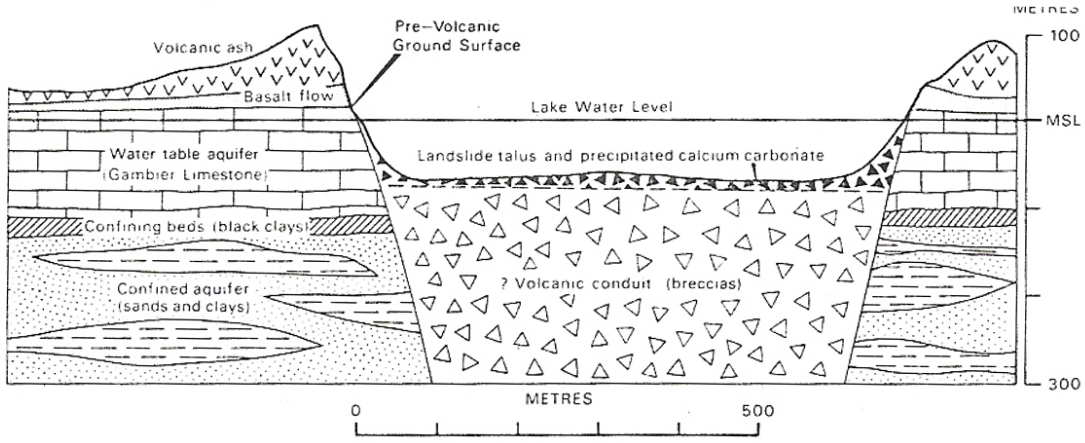


Figura 5.3.1 Sistema de horst y graben (pilar y fosa), con volcanismo sobre los pilares y depresión asociada al colapso por la salida de magma o por otros procesos tectónicos. La depresión está parcialmente rellena por depósitos volcánicos, volcanoclásticos y de otro origen, que constituyen un almacenamiento de agua subterránea (embalse subterráneo), que tienen en general una notable notable porosidad drenable. Dependiendo del clima, de las variaciones altitudinales y de los tipos de suelos, se puede producir recarga en todo el territorio o preferentemente en los pilares, desde donde se transmite lateralmente a la fosa, subterráneamente o en caso de rebose, por arroyos que nacen en nacientes y se infiltran agua bajo, en la fosa. Los pilares pueden contener acuíferos o estar formados por formaciones poco permeables, de modo que la transmisión de recursos de agua a la fosa es por una cobertera o mediante descargas de manantiales que se infiltran agua abajo o una combinación de ellas. La fosa puede estar cerrada, de modo que la salida de agua es por evaporación en lagos o humedales o estar parcial o totalmente abierta dando origen a manantiales, a veces grandes, y a niveles freáticos y piezométricos deprimidos. Corte por el Blue Lake, Mount Gambier, South Australia, con reserva de 4 hm^3 (Van Otterloo y Cas, 2016).

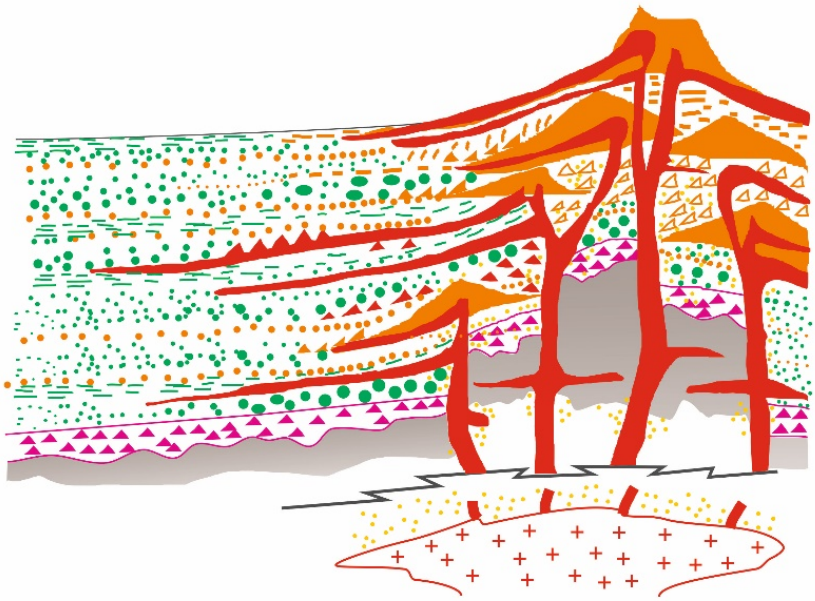


Figura 5.3.2 Esquema del modelo conceptual de una situación de dorsal volcánica y depresión intermedia rellena, como interpretación de lo que sucede en varias cuencas de los Altos de Tacna (S de Perú), como el entorno de Vizcachas. La recarga se produce principalmente en las partes altas más lluviosas y con suelos poco retentivos de agua, pero con pequeña capacidad de almacenamiento. El almacenamiento se produce en la depresión rellena, con recarga lateral desde la dorsal, pero escasa sobre su superficie por la alta evapotranspiración o evaporación si se trata de terreno desnudo o poco vegetado. Responde a lo expuesto en el pie de la figura 5.3.1 en clima árido con una precipitación media del orden de 250 mm/a. En rojo diques y lavas, en naranja piroclastos y en verde sedimentos volcanoclásticos, lacustres, de arrastres fluviales y torrenciales y eólicos.



Figura 5.3.3 Vista de un conjunto volcánico andesítico, con el relieve de borde al fondo y la fosa anterior rellena por depósitos volcánicos, de arrastre y lacustres. Vizcachas, Altiplano Andino de Tacna, Perú (Foto EC, 2015).

En muchas situaciones se tiene una combinación de elementos asimilables a los conjuntos horst-graben. La Figura 5.3.4 representa un corte ilustrativo desde la costa del océano Pacífico a la Cordillera Occidental de los Andes a la latitud de Antofagasta, N de Chile, en el que la una gran formación de ignimbritas andesíticas hace de substrato parcial de la parte andina. La Figura 5.3.5 muestra una realización.

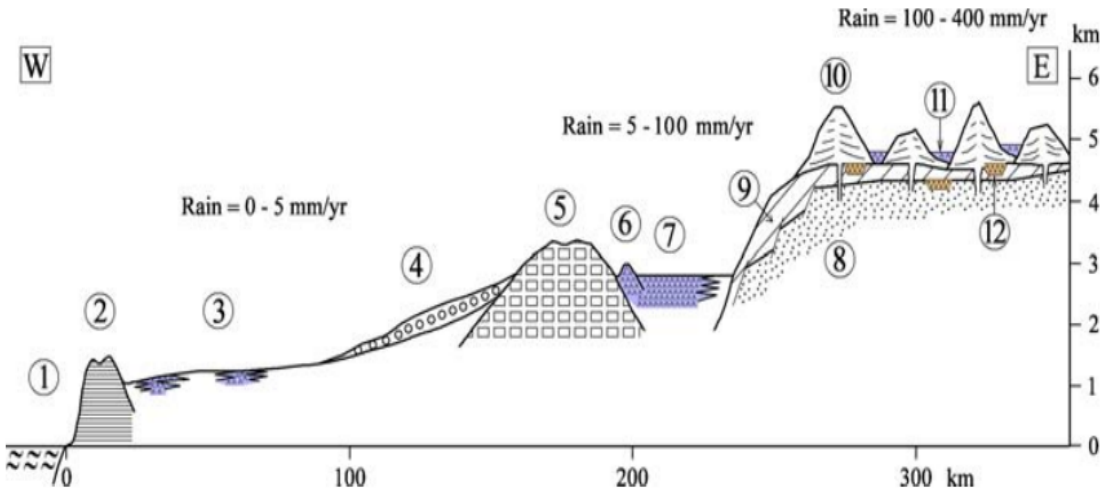


Figura 5.3.4 Corte ilustrativo desde la costa del océano Pacífico a la Cordillera Occidental de los Andes, a la latitud de Antofagasta, N de Chile , en la que se representa (1) Océano Pacífico, (2) Cordillera de la Costa, (3) salares antiguos en el Valle Central (Desierto de Atacama), (4) abanicos aluviales del Valle Central (Desierto de Atacama), (5) Precordillera (Cordillera de Domeyko), (6) Cordillera de la Sal, (7) Salar de Atacama, (8) basamento, (9) meseta de ignimbritas, (10) estratovolcanes, (11) salares actuales y (12) salares antiguos enterrados. Las grandes efusiones de ignimbritas están asociadas a la formación de una gran caldera alargada (La Pacana) y los volcanes que están encima corresponden al volcanismo post-caldera, que está activo.

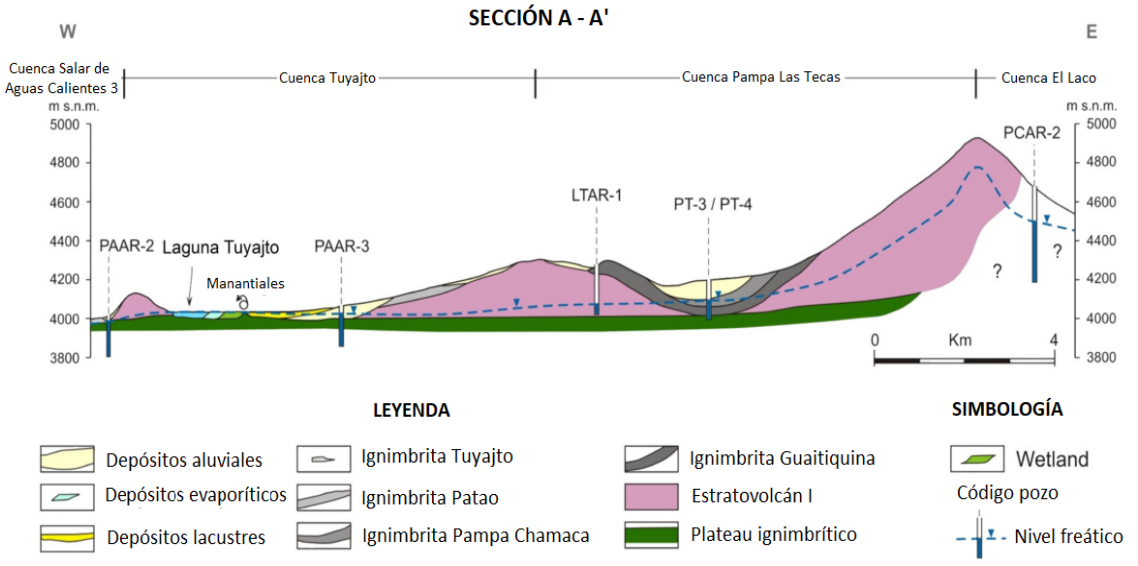


Figura 5.3.5. Sección geológica esquemática del área del Altiplano Andino occidental, de la Región de Antofagasta, N de Chile, en el entorno del volcán Tuyajto. Muestra la relación entre sedimentos volcánicos y cuencas y la formación de cuencas endorreicas hidrogeológicamente abiertas o semicerradas con salares (Herrera et al., 2015; 2018).

En el caso de dorsales volcánicas oceánicas simples, como el de la Figura 5.3.6, las depresiones asociadas que pudieran existir no son visibles al tratarse de una isla. Un núcleo de baja permeabilidad con relieve acentuado puede dejar la parte principal de flujo del agua subterránea reducida a una capa de poco espesor en la base de la cobertera más permeable, aunque las reservas corresponden al conjunto. En situaciones comunes, los contrates de permeabilidad pueden estar bien marcados si hay un largo hiato entre las edades de las formaciones, pero en otros casos el tránsito puede ser difuso. Lo que en el modelo conceptual se considere que son formaciones distintas, no necesariamente lo son geológicamente. Puede ser por estar separadas en el tiempo o por grandes cambios genéticos laterales o por distintos grados de alteración hidrotermal asociada al volcanismo activo o residual, frecuentemente en relación con la tectónica. Tal es la inyección de enjambres de diques en el entorno de las fallas de colapso de los bordes de caldera, hasta el punto de formar una capa cónica (*cone sheet*) de gran densidad de diques a lo largo de la periferia de la caldera y disposición en V.

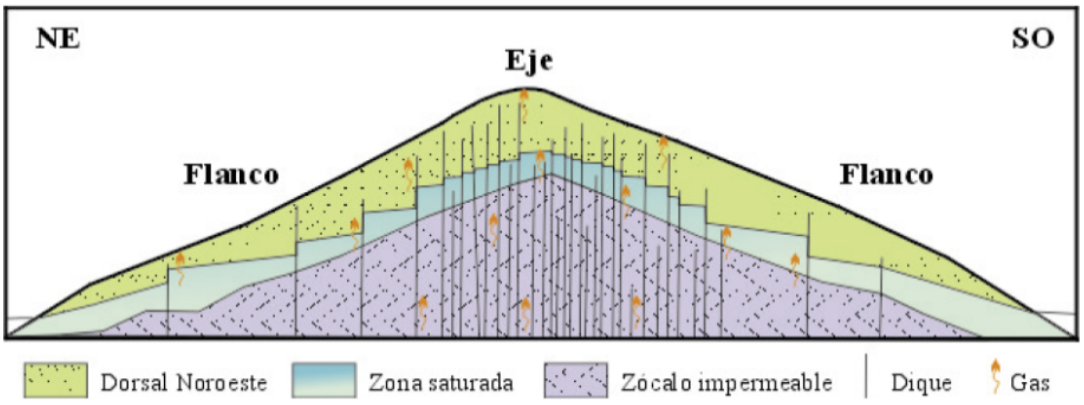


Figura 5.3.6 Modelo hidrogeológico conceptual de la Cordillera Dorsal central de la isla volcánica de Tenerife, Islas Canarias, que es un edificio a dos aguas. Es el propuesto a finales de la década de 1990 por el Consejo Insular de Agua para la planificación hidrológica de los recursos de agua. El agua subterránea fluye principalmente cerca de la base de las formaciones volcánicas recientes, sobre el techo de las formaciones antiguas. Puede haber grandes variaciones de un lugar a otro en función del relieve interno de las formaciones. La representación es imperfecta y tiene algunas incoherencias hidrodinámicas. La separación entre formaciones más y menos permeables es por edad de las formaciones y debería modificarse según la densidad de diques paralelos a la costa, ya que cerca de la costa, donde ya no hay diques o son escasos, las formaciones antiguas mantienen una conductividad hidráulica poco modificada.

A veces es muy difícil saber si una depresión está abierta o no cuando en el lugar de posible salida no aparecen manantiales, por estar enmascarados bajo formaciones recientes de gran transmisividad hidráulica. Un ejemplo de lo anterior son las coladas volcánicas recientes que se extienden hasta un rio muy caudaloso o un gran lago o el mar. Los grades espesores y débiles contrastes entre formaciones hacen que con frecuencia los reconocimientos geofísicos no lleven a una caracterización suficiente y se suele carecer de sondeos de reconocimiento por su alto coste. Tal es el caso de la Caldera de Las Cañadas, en la isla de Tenerife, Islas Canarias, donde a pesar de la excelente información sobre el terreno que se deriva de más de 1000 galerías de agua que penetran el volcán desde las laderas externas, con una longitud media de 4000 m, no es posible seleccionar como más probable una de las dos posibilidades de la Figura 5.3.7, una cerrada que permite un gran almacenamiento de agua subterránea en el

relleno de la depresión y la otra abierta por erosión y/o deslizamiento que no lo favorece. Pero en la zona de la posible apertura está el gran volcán de Pico de Teide, bajo el cual es posible la existencia de una franja de gran alteración hidrotermal que restituya el efecto de cierre que haría el borde de caldera si no estuviera roto (Figura 5.3.8). La temperatura en el interior de las galerías de agua próximas, la abundancia de aporte de CO_2 geogénico con un grado grande de interacción con la roca y el más elevado tiempo de renovación apuntado por los datos isotópicos, abogan por la existencia de un cierre, al menos parcial. Eso permite admitir que es probable que existan reservas importantes de agua subterránea por debajo de la altitud de la superficie del relleno de la caldera (2000 m), a una profundidad de 700 m bajo la misma, como indican dos sondeos profundos.

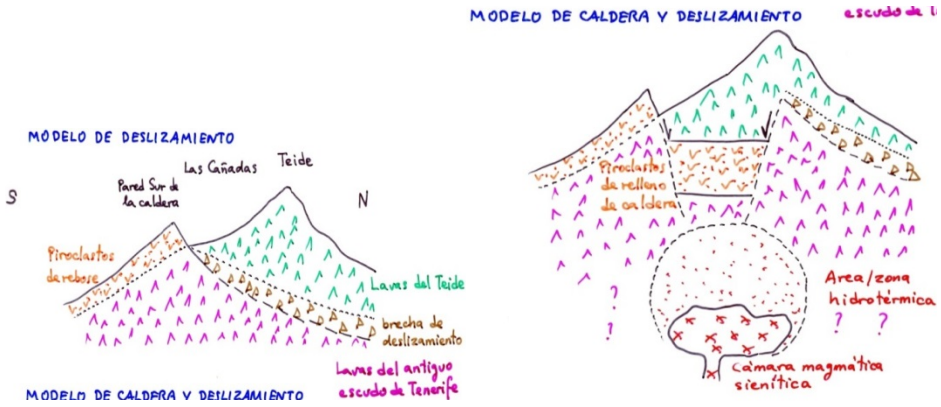


Figura 5.3.7 Posibles estructuras geológico–hidrogeológicas de Las Cañadas, isla de Tenerife

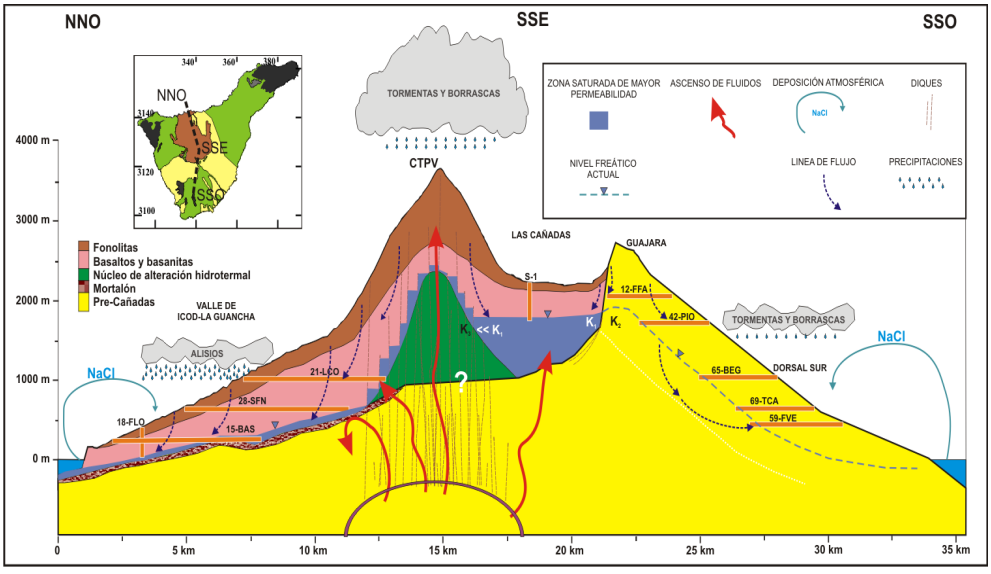


Figura 5.3.8 Sección W-E de la isla volcánica de Tenerife a través de la Caldera de Las Cañadas. Muestra una de las posibles interpretaciones de la situación hidrogeológica –modelo conceptual– bajo el gran volcán del Teide (3710 m de altitud). Se indica la posible cámara magmática superior, la zona de gran densidad de diques, las emanaciones de gases volcánicos, la formación de un posible cuerpo de roca muy alterada que cerraría el lado W de la caldera y la existencia de un nivel saturado permeable (Marrero-Díaz, 2010).

Pueden existir depresiones intramontanas (fosas) cuyo relleno es más permeable que la roca del horst (pilar) y que forma un almacenamiento diferenciado de agua subterránea. Es importante hidrogeológicamente en áreas áridas (Figura 5.3.9).

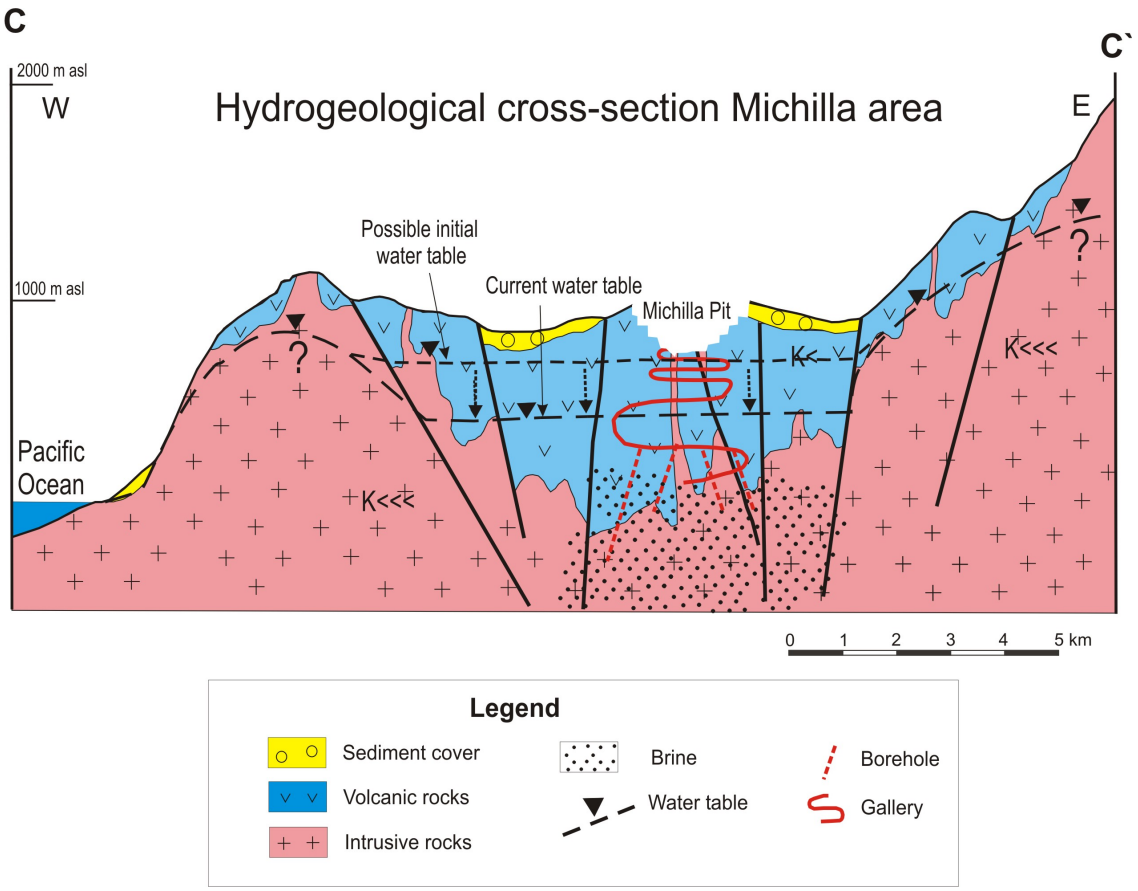


Figura 5.3.9 Sección W-E idealizada de una formación intramontana (fosa) en un macizo elevado volcánico de baja permeabilidad en clima árido, relleno de materiales más permeables, inspirado en los trabajos de Acevedo-1997 (Herrera et al., 2018). Se muestra la existencia de una mina de extracción de sulfuros que produjo un vaciado de reservas de agua subterránea. K<<< significa muy baja conductividad hidráulica.

5.4 Modificaciones de las infraestructuras volcánicas de interés hidrogeológico

Las estructuras de origen volcánico o que tienen relación con el volcanismo están sometidas a modificaciones por nueva sedimentación volcánica o de otro tipo, por desmantelamiento y por fallas, entre otras acciones.

La actividad tectónica es un factor muy importante en la creación de vías preferentes de flujo y de debilidades por las que se concentre la salida de magma y de gases calientes. Las de gran escala se identifican cartográficamente, aunque no siempre de forma sencilla, pero las locales de significación hidrogeológica pueden estar muchas veces enmascaradas por depósitos posteriores y pasar desapercibidas o sólo son reconocidas por geofísica, de forma incierta. La Figura 5.4.1 es un ejemplo de reconocimiento ocasional al interpretar datos de las perforaciones –en este caso muchas de ellas pozos excavados profundos visitables– en un lugar en que son numerosas.

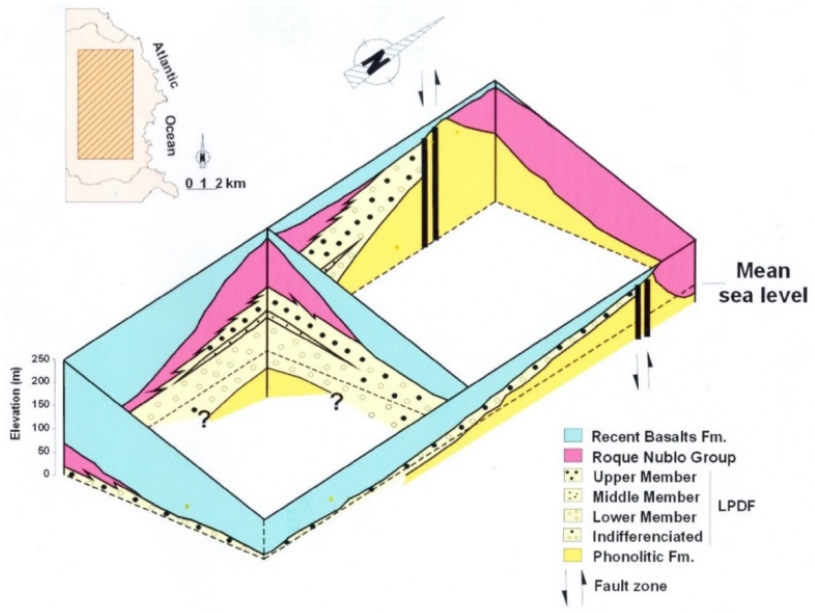


Figura 5.4.1 Combinación de materiales volcánicos de tres formaciones sucesivas y sedimentos volcanoclásticos en el acuífero costero de Telde, E de la isla volcánica de Gran Canaria. Los datos de las perforaciones permiten deducir la existencia de una falla general, que no se puede apreciar en superficie (Cabrera, 1995; Cabrera y Custodio, 2001; 2004).

Como se indica en la sección 3.5.5 del Capítulo 3, las coladas de lava y en ocasiones de ignimbritas que se concentran en los valles que rodean a los relieves altos pueden ocasionar represamientos temporales que cambian el perfil local del río. Se pueden ocasionar lugares en que hay sedimentación lacustre y formación de nuevas terrazas altas, mientras que las previas quedan fosilizadas bajo las vulcanitas y depósitos lacustres y de humedales. El río se re-encaja por erosión remontante, en la búsqueda de su anterior perfil de equilibrio y diseca esos nuevos sedimentos. Esto puede repetirse varias veces en el tiempo. El resultado es la creación y destrucción de infraestructuras de interés hidrogeológico. La Figura 5.4.2 muestra un caso real en que se han producido tres represamientos y corresponde a un momento de re-excavación en curso, de modo que las terrazas antiguas enterradas son notables acuíferos

relativos a los basaltos y sedimentos lacustres que las recubren. Donde no se depositaron esas terrazas, el acuífero son las coladas basálticas respecto a los sedimentos lacustres.

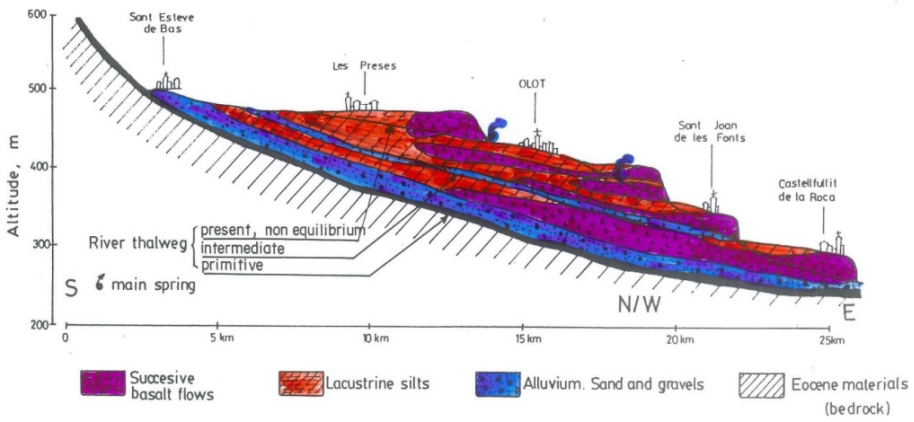


Figura 5.4.2 Coladas volcánicas, depósitos volcanoclásticos y sedimentos lacustres y fluviales, en la Vall del Fluvià, Olot, Girona. Las coladas de lavas basálticas han cerrado en varias ocasiones el valle, al crear presas naturales, hasta su destrucción posterior por vertido de coronación y erosión. Bajo el punto de vista hidrogeológico, existe una combinación compleja entre terrazas aluviales muy permeables (azul), coladas volcánicas de permeabilidad media a notable (morado) y sedimentos lacustres temporales poco permeables (rojo) (Fayas Janer y Doménech Arnau, 1974).

Los deslizamientos en terrenos volcánicos acercan a la superficie el basamento o el núcleo, incluyendo intrusiones. Eso reduce el espesor acuífero útil y más propiamente reduce la transmisividad horizontal. Cuando la recarga es grande, puede originar la aparición de numerosos manantiales de caudal poco variable temporalmente, aunque muy distintos espacialmente. La Figura 5.4.3 es el resultado de los numerosos deslizamientos de ladera de la joven isla volcánica de La Reunión, que forman circos de paredes muy inclinadas, en especial en el volcán Piton des Neiges, al norte, que es el más antiguo.

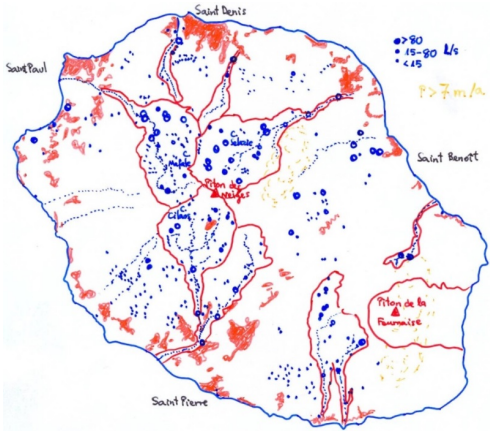


Figura 5.4.3 Localización de nacientes en la isla de La Reunión dentro de la depresión de los grades deslizamientos de las laderas del volcán del norte, el Piton des Neiges (el más antiguo) y de forma más incipiente en el del sur, el Piton de La Fournaise (el más reciente y en crecimiento)

5.5 Infraestructuras hidrogeológicas naturales en pequeñas islas volcánicas

Las pequeñas islas volcánicas oceánicas de punto caliente tienen una génesis y evolución que responde a una pauta general, aunque puede haber numerosas variaciones. Además, una misma isla puede ser el resultado de la superposición simultánea y más frecuentemente secuencial de volcanes con actividad que ha cambiado temporal y espacialmente. La Figura 5.5.1 es una representación esquemática del crecimiento a partir del fondo oceánico y la Figura 5.5.2 muestra por separado la secuencia de evolución hasta el estado de arrecife en el área intertropical. Cuando la isla es muy pequeña, tiene un núcleo poco desarrollado en altura o se ha hundido tectónicamente, como se detalla en la Figura 5.5.3.

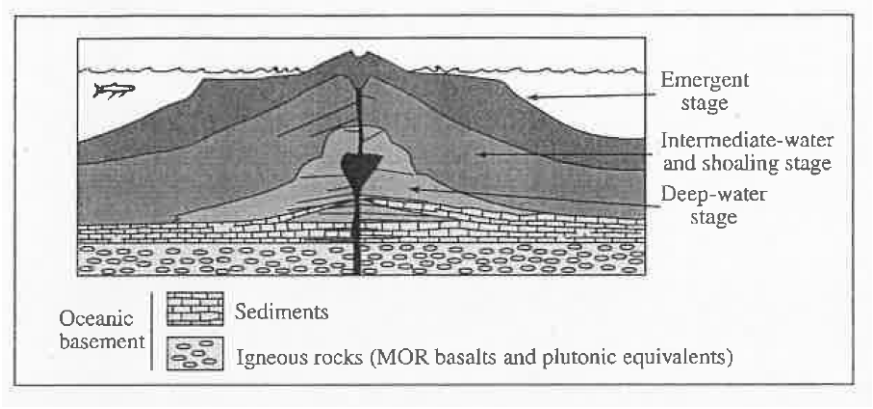


Figura 5.5.1 Representación esquemática de la formación de una pequeña isla volcánica de punto caliente a partir del fondo oceánico, hasta su emersión.

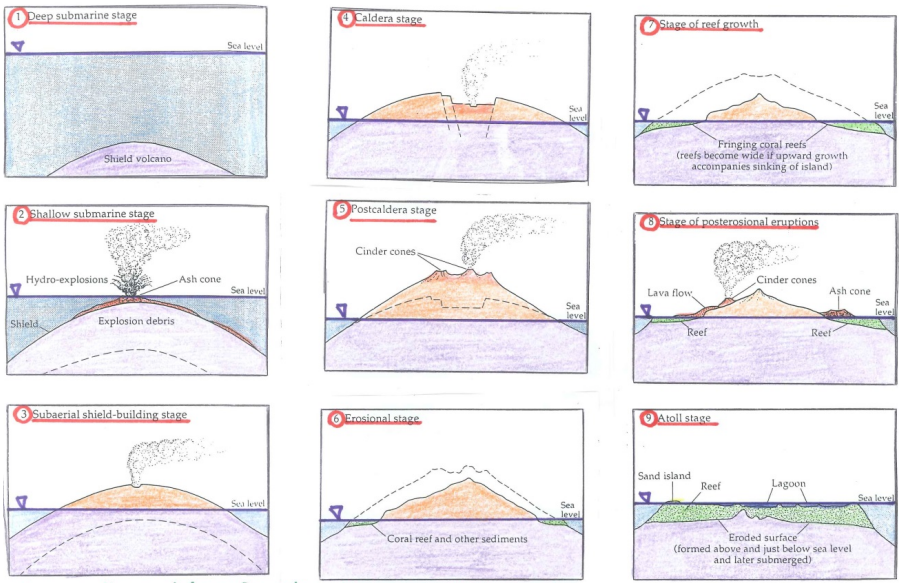


Figura 5.5.2 Evolución morfológica de islas oceánicas volcánicas basálticas hawaianas (Macdonald et al., 1983).

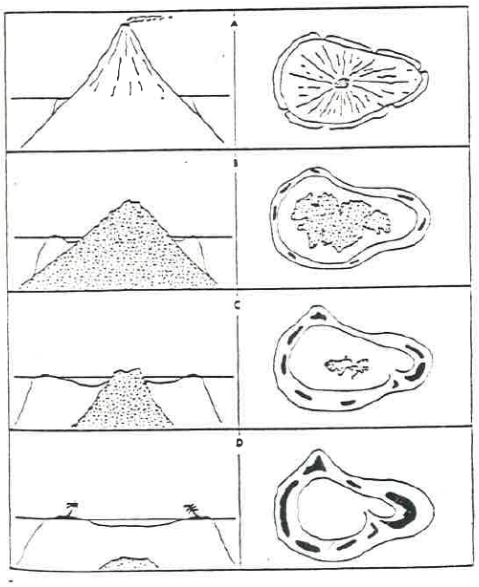


Figura 5.5.3 Secuencia de esquemas que muestran las diferentes etapas de la historia geológica de un atolón. A.- Se parte de una isla alta emergida. B.- Tras el cese de la actividad volcánica, el edificio volcánico comienza a hundirse. C.- Hundimiento hasta que sólo queda una pequeña porción sobre el nivel del mar. D.- Etapa final con la clásica estructura de atolones (Ayers y Vacher, 1986, Werner et al., 2017).

La isla volcánica de Gran Canaria contiene esencialmente un único escudo volcánico y sigue la secuencia de eventos de la Figura 5.5.2, que llega hasta la actual etapa erosiva. La gran caldera central está rellena y profundamente disecada por deslizamientos y erosión de barrancos, hasta hacer aflorar algunas de las cámaras volcánicas con magma diferenciado cristalino, que es una sienita (Figura 5.5.4). Esta geología y las observaciones hidrogeológicas (niveles piezométricos, estudio de perforaciones, evolución hidrodinámica, hidrogeoquímica e isotopía ambiental) es lo que ha llevado al esquema de modelo conceptual de la Figura 5.5.5.

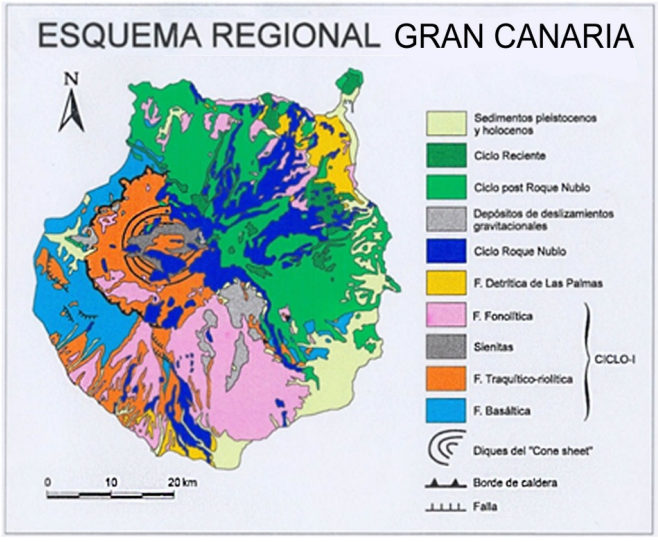


Figura 5.5.4 Mapa geológico de la isla volcánica de Gran Canaria, modificado a partir de la cartografía geológica IGME. Contiene esencialmente un único escudo volcánico y tiene la secuencia de eventos de una isla oceánica de punto caliente, hasta la actual etapa erosiva, con una gran caldera central rellena y profundamente disecada por deslizamientos y erosión de barrancos, hasta hacer aflorar algunas de las cámaras volcánicas con magma diferenciado que origina una sienita.

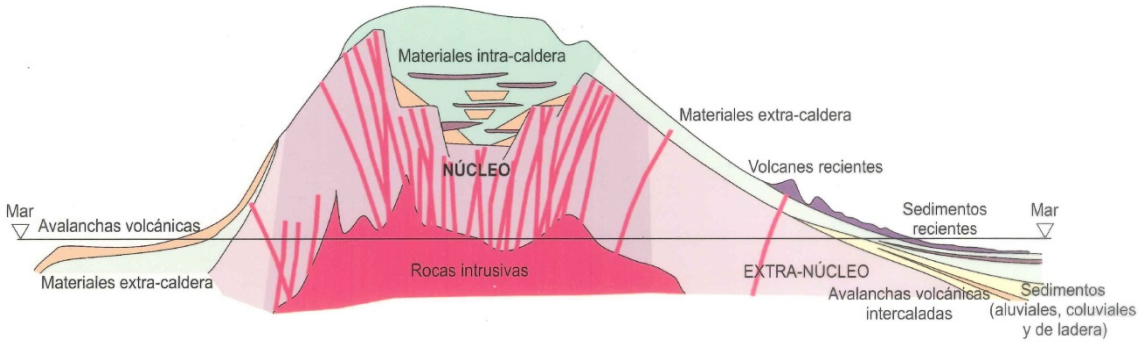


Figura 5.5.5 Idealización hidrogeológica de una isla volcánica simple de escudo, con núcleo alto bien conformado y cobertura volcánica reciente fina y moderada acumulación costera. Inspirado en la isla de Gran Canaria.

El movimiento de una placa tectónica relativo a un punto caliente puede dejar una cadena montañosa apoyada sobre el fondo marino, que puede formar gran relieve a la escala del planeta Tierra, aunque sólo son visibles sus picos, que son las islas. La Figura 5.5.6 lo muestra para las Islas Canarias.

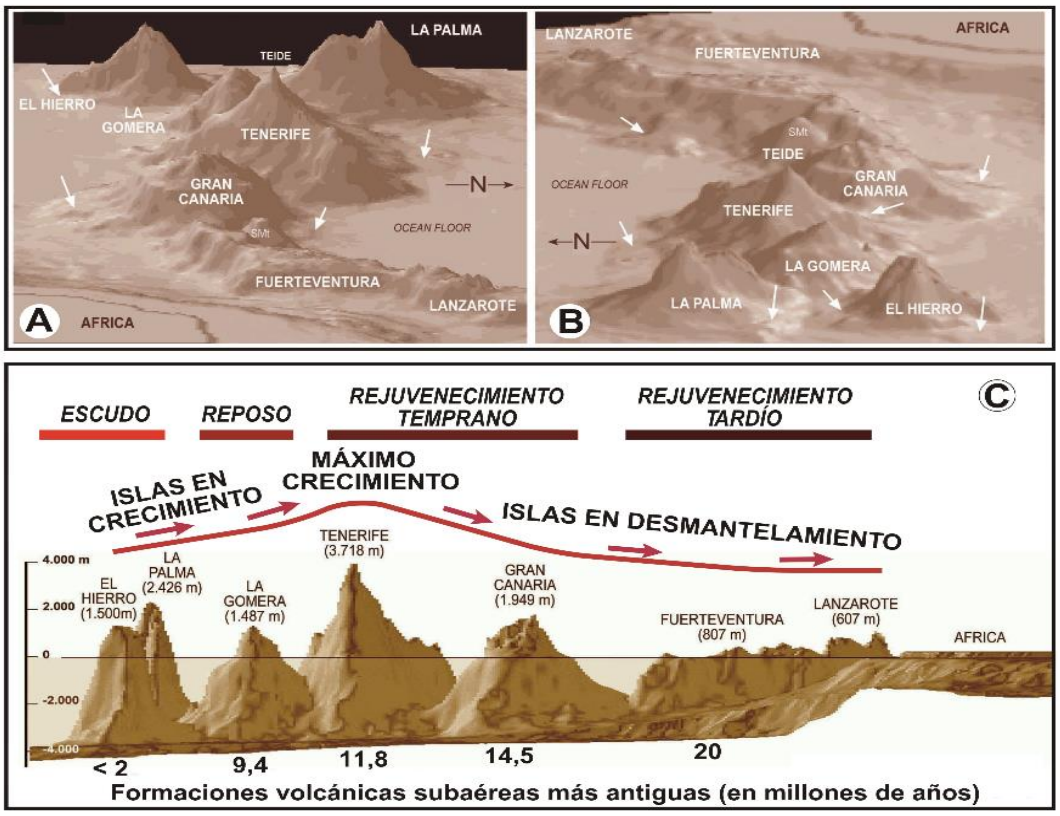


Figura 5.5.6 Perspectivas desde el fondo marino de la cadena volcánica submarina de Canarias (Carracedo y Tilling, 2003).

En la costa, la sedimentación volcanoclástica y de otro origen (de arrecife, eólica) puede generar estructuras de notable interés para la gestión de los acuíferos costeros al crear condiciones de semiconfinamiento de las formaciones volcánicas litorales y submarinas. La Figura 5.5.7 es una representación esquemática de una sección hidrogeológica de la isla de Oahu, Islas Hawaii. Es una situación que se da con cierta frecuencia. Estos sedimentos costeros semiconfinantes (*caprock*) contienen muy diversos materiales derivados del volcanismo, de la erosión insular y de los procesos costeros, incluida la formación de calcarenitas de arrecife. Suelen caracterizarse por una conductividad hidráulica vertical mucho menor que la horizontal.

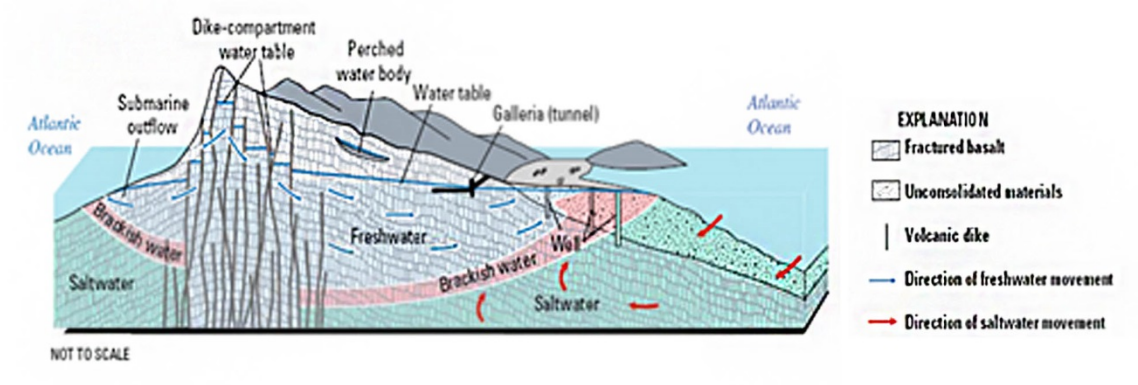


Figura 5.5.7 Representación esquemática de una sección hidrogeológica de la isla de Oahu, Islas Hawaii. No a escala y con la esquematización de la intrusión marina con ciertas desviaciones conceptuales. Muestra la existencia de sedimentos costeros de moderada a baja permeabilidad vertical en el fondo marino y franja costera, que confina a los basaltos de gran permeabilidad que están debajo y conforman el anterior lecho marino. Es una situación relativamente común y de notable interés como estructura hidrogeológica.

En general, en el caso de islas de dorsal centro-oceánica y del volcanismo de arco, la tipificación no está tan bien definida. En las de dorsal centro-oceánica, el núcleo volcánico puede estar menos diferenciado y ser más bajo, como parece ser el caso de las islas Azores, lo que aumenta la penetración natural de la cuña de agua marina. En las islas de arco volcánico, la frecuente importancia de la actividad explosiva hace que la isla pueda tener una estructura compleja, con estructuras hidrogeológicas menos tipificables y que responden a circunstancias locales. Comentarios adicionales se dan en los Capítulos 6, 7 y 9.

En ambiente oceánico, la formación de montes submarinos sigue pautas similares a lo anteriormente expuesto (Staudigel y Schminke-1984, en Gutiérrez et al., 2006), aunque la explosividad y desplazamiento horizontal en el mar es relativamente menor. La Figura 5.5.8 es una idealización. El interés hidrogeológico en muy pequeño.

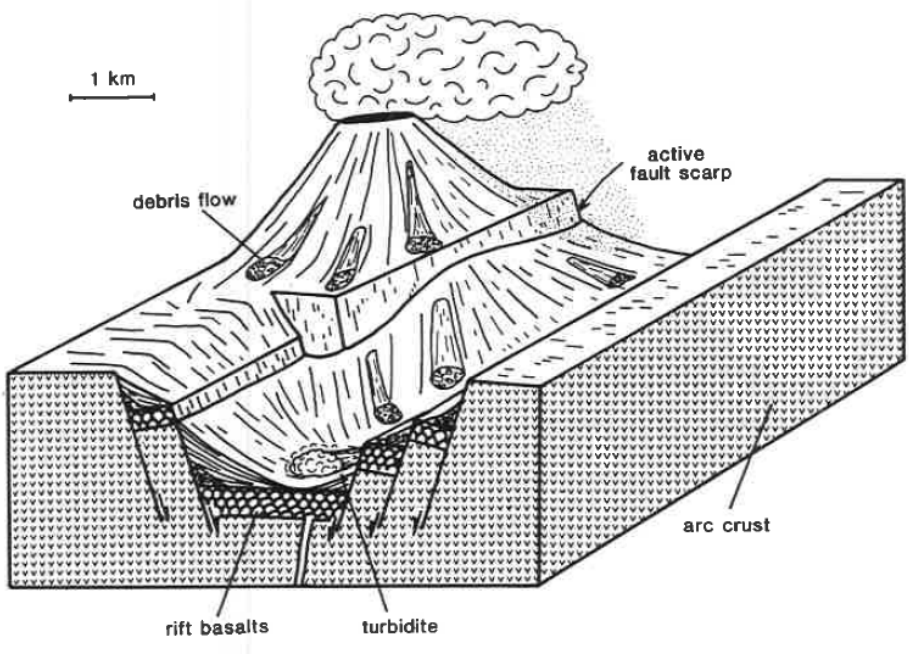


Figura 5.5.8 Representación esquemática de la evolución histórica inicial de una subcuenca en la cuenca de tras-arco de Lau, Tonga, que muestra la generación de sedimentos volcanoclásticos por erupción explosiva en volcanes de un monte submarino (guyot, seamunt) próximo. El sedimento se retrabaja después como flujo de detritos y turbiditas y se transportan a la parte central de la fosa (Clift et al., 1998).

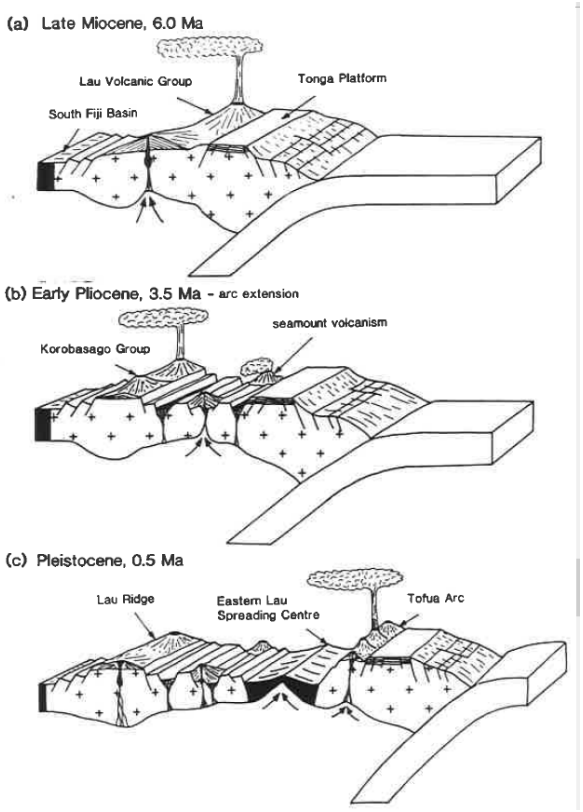


Figura 5.5.9 Modelo de evolución de la cuenca de tras-arco de Lau, Tonga, (a) con el periodo inmediato post-subducción marcado por volcanismo de monte submarino dentro de la cuenca, (b) en el proceso y (c) antes de la formación de una cadena de islas del arco (Clift et al., 1998).

5.6 Agradecimientos y créditos

Se agradece la información documental aportada por la Dra. María del Carmen Cabrera y la mejora de figuras realizada por el Dr. Christian Herrera.

5.7 Referencias

Ayers, J.F., Vacher, H.L. 1986. Hydrogeology of an atoll island: A conceptual model from detailed study of a Micronesian example. Groundwater, 24(2): 185-198.

Cabrera, M.C. 1995. Caracterización y funcionamiento hidrogeológico del acuífero costero de Telde (Gran Canaria). Tesis doctoral. Univ. Salamanca. Publ. ULPGC, Las Palmas de Gran Canaria.

Cabrera, M.C.; Custodio, E. 2001. Análisis de la explotación por formaciones en el acuífero de Telde (Gran Canaria). Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XXIII: 269–279.

Cabrera, M.C.; Custodio, E. 2004. Groundwater flow in a volcanic–sedimentary coastal aquifer: Telde area, Gran Canaria, Canary Islands, Spain. Hydrogeology Journal, 12: 305–320.

Carracedo, J.C., Tilling, R.I. 2003. Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas. Caja General de Ahorros de Canarias y Gobierno de Canarias, Santa Cruz de Tenerife. http://hnd.handle.net/10261/4423

Chesnaux, *R.*, Allen, D.M. 2008. Groundwater travel times for unconfined island aquifers bounded by freshwater or seawater Hydrogeology Journal, 16: 437–445.

CIHS 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.

Clift, P.D., MacLeod Dave Tappin, C.J., Wright, D.J. 1998. Tectonic controls on sedimentation and diagenesis in the Tonga Trench and forearc, southwest Pacific. Geological Society of America Bulletin 110(4): 483-496.

Custodio, E., Llamas, M.R. 1976/1983. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, Barcelona: 1-2350.

Fayas Janer, J.A., Doménech Arnau, J. 1974. Morfología volcánica de Olot y su interés hidrológico. Agua, 85: 20-31.

Herrera, C., Custodio, E. 2014. Origin of waters from small springs located at the northern coast of Chile, in the vicinity of Antofagasta. Geology, 41(2): 314–341.

Herrera, C.; Custodio, E.; Urrutia, J.; Urqueta, H.; Sarmiento, A.; Gamboa, C. 2015. Caracterización de las aguas subterráneas de una pequeña cuenca endorreica en el Altiplano volcánico del Norte de Chile. En: M.C. Cabrera, T. Cruz–Fuentes, V. Mendoza y M.P. Palacios (eds.), Actas II Workshop "Estudio, Aprovechamiento y Gestión del Agua en Terrenos e Islas Volcánicas". Las Palmas de Gran Canaria, Instituto Geológico y Minero de

España y Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español: 191–198. ISBN: 978–84–938046–4–0.

Herrera, C., Gamboa, C., Custodio, E., Jordand,.T., Godfrey, L., Jódar, J., Luque, J.A., Vargas, J., Sáez, A. 2017. Groundwater origin and recharge in the hyperarid Cordillera de la Costa, Atacama Desert, northern Chile. Science of the Total Environment, 624: 114-132

Herrera Lameli, C., Urrutia, J., Jódar, J., Lambán, L.J., Custodio E., Gamboa, C. 2018. Aguas bofedales y lagunas de Tuyajto. Zona volcánica del Norte de Chile, Región II de Antofagasta. En: R. García, E. Castro, E. Custodio, M. Manzano y F. Firpo Lacoste, El Agua Subterránea: "Recurso sin Fronteras", Humedales Vinculados al Agua Subterránea. Seminario Hispano–Argentino–Iberoamericano de Técnicas Avanzadas en Hidrología Subterránea Congreso IAH-GA y ALHSUD, Salta, Vol.7: 43-50.

Gutiérrez, M., Casillas, R., Fernández, C., Balogh, B., Ahijado, A., Castillo, C., Colmenero, J.R., García-Navarro, E. 2006. The submarine volcanic succession of the basal complex of Fuerteventura, Canary Islands: A model of submarine growth and emergence of tectonic volcanic islands. GSA Bulletin, 118 (7-8): 785–804.

Join, J.-L., Coudray, J. 1993. Caractérisation géostructurale des nappes d'altitude en milieu insulaire, Île de la Réunion. Géodinamica Acta: 243–254.

Macdonald, G.A., Abbot, A.T., Peterson, F.L. 1983. Volcanoes in the sea, the geology of Hawaii. Univ. Hawaii Press, Honolulu: 1-517.

Marrero-Díaz, R. 2010. Modelo hidrogeoquímico del acuífero de las cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.

MASE 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para UPC and AQUALOGY–CETAQUA. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona. e-books: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272

RAEMIA 2019. Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España. Preparado por E. Custodio con la colaboración de J. Jódar, J.V. Giráldez y A. Sahuquillo para UPC-SUEZ-CETAQUA. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona: e-books: 1-1206. http://hdl.handle.net/2117/182282.

Rulon, J.J., Rodway, R., Freeze, R.A. 1985. The development of multiple faces on layered slopes. Water Resources Research, 21(11): 1625-1636.

SASMIE 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio, para UPC y Suez Solutions–CETAQUA, Barcelona. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, e-books: 1–852. http://hdl.handle.net/2117/111515.

Van Otterloo, J., Cas, R.A. 2016. Low-temperature emplacement of phreatomagmatic pyroclastic flow deposits at the monogenetic Mt Gambier Volcanic Complex, South Australia, and their relevance for understanding some deposits in diatremes. Journal of the Geological Society, 173(4), 701-710.

Werner, A.D., Sharp, H.K., Galvis, S.C., Post, V.E., Sinclair, P. 2017. Hydrogeology and management of freshwater lenses on atoll islands: Review of current knowledge and research needs. Journal of Hydrology, 551: 819-844.

Hidrogeología y recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas.

Segunda parte:

Formaciones e islas volcánicas de referencia y por áreas geográficas

Capítulo 6

Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico de la Macaronesia y del Océano Atlántico

Contenido: Se exponen las características generales de las islas volcánicas del ámbito atlántico, separando el de la Macaronesia del resto. En la Macaronesia se consideran las Islas Adjuntas (archipiélagos de Azores y de Madeira), las Islas Canarias y con menor detalle las islas de Cabo Verde. Las Islas Canarias se consideran en sus aspectos generales y una por una y en detalle Se considera Islandia y se tratan someramente las islas del Mar del Norte. Se aportan comentarios sobre las islas brasileñas de Fernando de Noronha. Otras situaciones insulares son sólo mencionadas.

Notas generales

El objetivo de este informe-libro son los aspectos hidrogeológicos y relativos a las características y existencia de reservas y recursos de agua subterránea en las formaciones volcánicas. Otros aspectos no se consideran o se mencionan marginalmente.

No se realiza un inventario de las islas volcánicas de la Macaronesia y del océano Atlántico, sino que se seleccionan y singularizan aquellas que aportan conocimiento orientado al objetivo. Otras situaciones se mencionan en las introducciones o se obvian.

Una parte significativa del contenido se basa en los informes MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019), disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua, y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología de los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

Esta monografía se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970, a lo que se añade la experiencia directa en determinados casos que se deriva de campañas y visitas detalladas y de trabajos de investigación y profesionales. Pero no se ha cubierto el panorama con búsquedas adicionales pare cubrir vacíos sobre aspectos o situaciones con escasa documentación disponible.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de los mismos o por sesgos por parte del redactor, aunque se ha tratado de compensar estas deficiencias.

Las figuras se han tomado en buena parte de los documentos disponibles, con la calidad que tenían, que a veces es bastante deficiente, pero que se han mantenido si aportan información relevante.

Muchas de las localidades mencionadas no están explícitamente identificadas o no figuran en la información gráfica. Los lectores las pueden localizar acudiendo a las fuentes electrónicas y documentales de información que son de uso común actualmente.

Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales. Se da la designación anglosajona o en otra lengua cuando aparecen por primera vez, cuando se ha creído relevante. En el breve glosario y lista de símbolos se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 6

6 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico de la Macaronesia y del Océano Atlántico

6.1 Contexto general y local

6.2 Macaronesia Norte: Archipiélago de las Azores

6.2.1 Introducción

6.2.2 Marco geológico

6.2.3 Características hidrogeológicas

6.2.4 Características hidrogeoquímicas, isotópicas y de calidad del agua

6.2.5 Efectos geotérmicos

6.2.6 Consideraciones sobre los recursos de agua subterránea

6.3 Macaronesia Centro: Archipiélago de Madeira

6.3.1 Introducción

6.3.2 Aspectos geológicos

6.3.3 Hidrogeología y aguas subterráneas

6.3.4 Consideraciones hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales

6.3.5 Lluvia horizontal en la cumbre de Madeira

6.3.6 Recursos de agua subterránea

6.4 Macaronesia Centro: Islas Canarias

6.4.1 Situación y características generales

6.4.2 Consideraciones geológicas generales

6.4.3 Consideraciones hidrogeológicas generales

6.4.4 Consideraciones hidrogeoquímicas

6.4.5 Recursos de agua subterránea

6.4.6 Canarias orientales: isla de Lanzarote

6.4.7 Canarias orientales: isla de Fuerteventura

6.4.8 Canarias Centrales: Isla de Gran Canaria

6.4.9 Canarias Centrales: Isla de Tenerife

6.4.10 Canarias Occidentales: Isla de La Palma

6.4.11 Canarias Occidentales: Isla de la Gomera

6.4.12 Canarias Occidentales: Isla de El Hierro

6.5 Macaronesia Sur: Islas de Cabo Verde

6.5.1 Características generales

6.5.2 Características geológicas

6.5.3 Consideraciones hidrogeológicas

6.5.4 Consideraciones hidrogeoquímicas e isotópicas

6.5.5 Recursos de agua subterránea

6.6 Islas del Atlántico Norte: Islandia

6.7 Islas atlánticas occidentales: Fernando de Noronha

6.8 Agradecimientos y créditos

6.9 Referencias

6 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico de la Macaronesia y del Océano Atlántico

6.1 Contexto general y local

Para las consideraciones hidrogeológicas de las formaciones volcánicas de los Capítulos 6 a 11, se agrupan las distintas áreas geográficas insulares y continentales según se expone en la Sección 1.7 del Capítulo 1. No se incluyen las formaciones volcánicas continentales e insulares que son impermeables a efectos prácticos, salvo que condicionen el comportamiento de otras formaciones de interés hidrogeológico.

No se trata de un inventario, sino de una recopilación parcial de aspectos y resultados de interés hidrogeológico y de recursos de agua subterránea que, además de aportar conocimiento intrínseco, puedan ayudar a resolver otras situaciones que haya que afrontar, siempre considerando que cada caso es único, aunque puede haber situaciones análogas. La analogía supone un razonamiento previo cuidadoso. El que unas determinadas formaciones volcánicas estén o no comentadas específicamente es función de la información disponible, lo que guarda relación con la pluviosidad, densidad y ubicación de la población y sus actividades y problemas de intrusión marina y de calidad del agua, además de la renta per cápita y la existencia de instituciones universitarias y de investigación.

En cada caso se aportan comentarios generales y luego detalles de casos de los que se tiene más información de carácter hidrogeológico y de recursos de agua subterránea, considerando los aspectos de cantidad y los de composición química y de calidad. Hay situaciones relevantes, pero que no han sido consideradas por no haber dispuesto de información suficiente, y otras en que la relevancia absoluta es menor pero cuya consideración permite derivar conocimientos útiles y generalizables.

La Figura 6.1.1 muestra los principales archipiélagos e islas del océano Atlántico, de Norte a Sur.

En primer lugar, se consideran las características hidrogeológicas del archipiélago volcánico de la Macaronesia (Islas Afortunadas), ordenadas de Norte a Sur (Figuras 6.1.2a y b y 6.1.3). Comprenden lo que en Portugal se denomina Islas Adyacentes (Ilhas Adjacentes): en el Norte el archipiélago de Azores (Açores) y en el Centro: archipiélago de Madeira, el archipiélago o Islas Canarias también en el Centro y el archipiélago de Cabo Verde en el Sur. No se comentan las islas Salvajes (Selvagen), en el Centro, al no disponerse datos de las ellas y no estar habitadas.



Figura 6.1.1 Principales archipiélagos e islas del océano Atlántico.

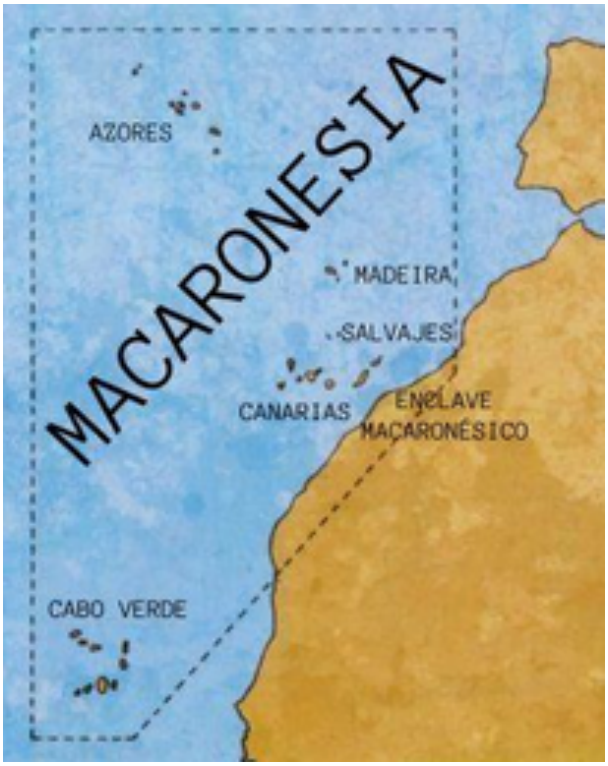


Figura 6.1.2a Situación del conjunto de archipiélagos de la Macaronesia (Islas Afortunadas), incluidas las Islas Salvages (Ilhas Selvagens), que no se comentan en el texto.



Figura 6.1.2b Situación del conjunto de archipiélagos orientales de la Macaronesia (Islas Afortunadas), sin las Azores, con los montes submarinos y bases de los edificios volcánicos sobre el fondo marino y las Islas Salvages (Ilhas Selvagens), que no se comentan en el texto (según Schminke y Sumita, 2010)

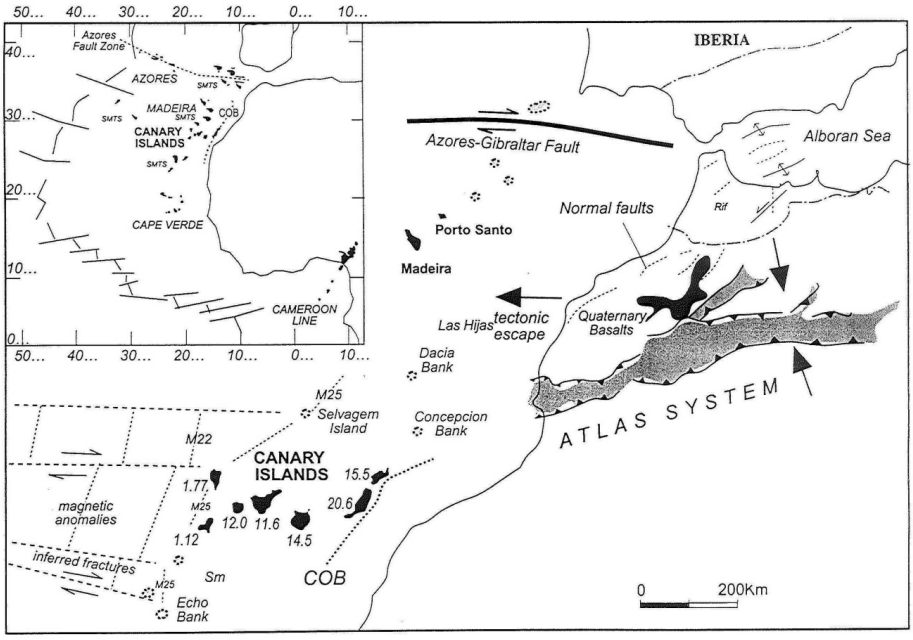


Figura 6.1.3 Islas de la Macaronesia Norte y Centro y relación entre el archipiélago de Canarias y la fosa (rift) del sistema del Atlas, en el NW de África.

Del conjunto insular del Mar del Norte sólo se considera Islandia. En este entorno son volcánicas las islas Feroe (DK), Shetland (UK) y Ockney (UK).

En el Océano Atlántico Sur existen diversas islas volcánicas (Figura 6.3.4), de las que sólo se comentan las del grupo de Fernando de Noronha, frente a Brasil continental, ya que de las otras islas apenas hay información hidrogeológica. Las islas del Golfo de Guinea (Fernando Poo, São Tomé e Príncipe, Annobon) se consideran en el Capítulo 11 como ligadas al sistema volcánico del Camerún. La Figura 6.1.5 es un detalle de las islas de Tristán da Cunha, Ascensión y Santa Helena, que no se comentan. Forman parte de la dorsal centro-atlántica, junto con Las Azores e Islandia. En Ascensión se ha realizado un reconocimiento hidrogeotérmico (Nielson y Stiger, 1996).

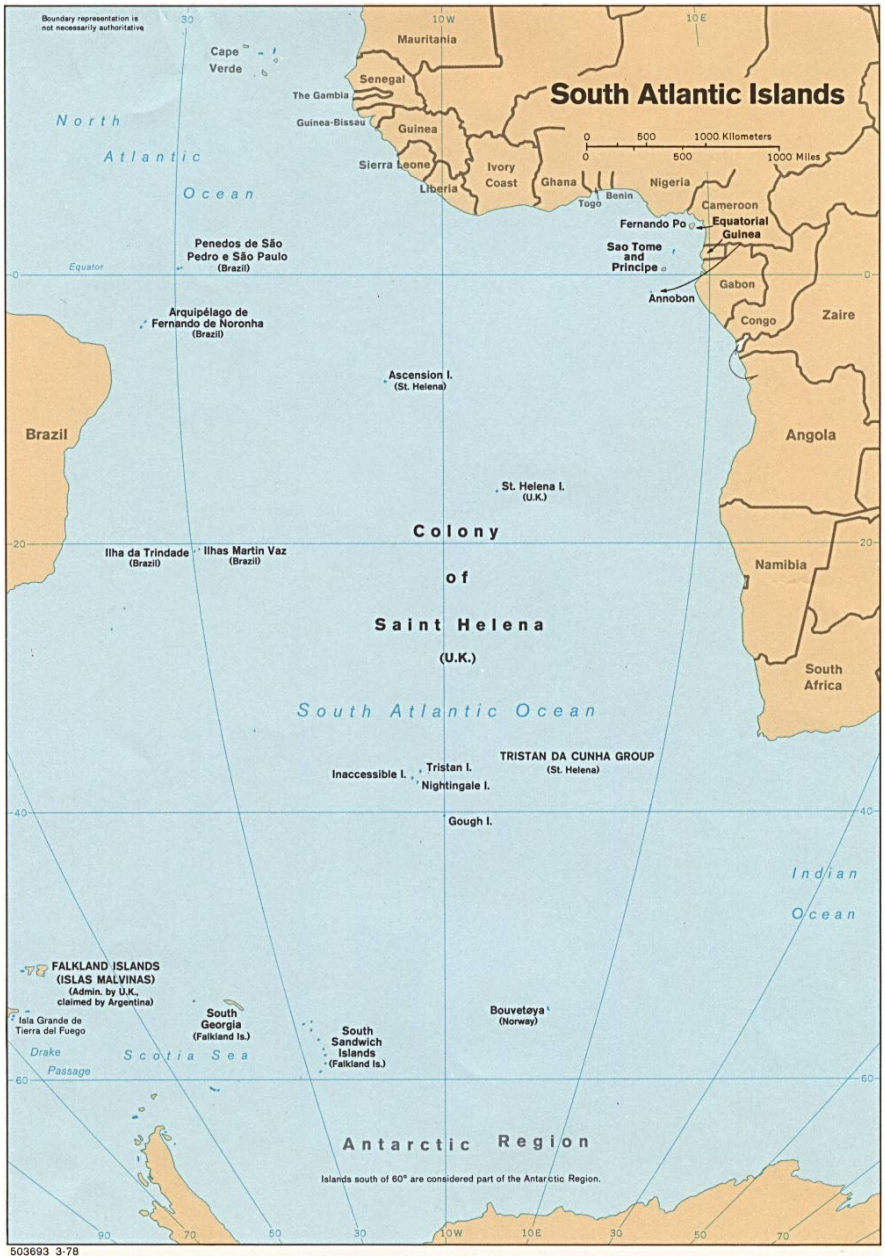


Figura 6.1.4 Islas del Océano Atlántico Sur.



Figura 6.1.5 Detalles geográficos de las islas de Tristán da Cunha, Ascensión y Santa Helena.

En el entorno de la Antártida son volcánicas las islas de Georgia del Sur (South Georgia) y Sandwich. Es también volcánica la isla de Decepción, de administración científica española. Está formada por basaltos andesíticos y rocas evolucionadas hasta riolitas (Smellie et al., 2002) y hay surgencias de agua termales, pero no se han considerado en el estudio de aguas dulces de esta isla y otras localidades vecinas (Moreno-Merino et al., 2016).

6.2 Macaronesia Norte: Archipiélago de las Azores

6.2.1 Introducción

El archipiélago de las Azores (arquipélago dos Açores) forma parte de las Islas Adyacentes, Portugal. Se localiza en el Océano Atlántico Norte. Es la Región hidrográfica 9 del Plan Hidrológico de Portugal. Su localización está definida por las coordenadas geográficas extremas 39º 43' 23'' (Ponta Norte – Ilha do Corvo) y 36º 55' 43'' (Ponta do Castelo – Ilha de Santa María) de latitud norte y 24º 46' 15'' (Ilhéus das Formigas – Ilha de Santa María) y 31º 16' 24'' (Ilhéu de Monchique – Ilha das Flores) de longitud oeste. Además de las 9 islas existen varios conos volcánicos submarinos. Algunas características destacadas se muestran en la Tabla 6.2.1. Ocupan una faja de transición. Las características climáticas son subtropicales (Cruz et al., 2017)



Figura 6.2.1 Archipiélago de las Azores: islas orientales, centrales y occidentales

Tabla 6.2.1 Características destacadas de las 9 islas del archipiélago de las Azores. https://es.wikipedia.org/wiki/Azores; otras fuentes

Isla, de E a W	Habitantes	Superficie, km²	Altitud máx., m	Precipitación Media, mm/a	En lugar más seco	En lugar más húmedo
Santa María	5490	97	1103	730-1290		
São Miguel	130.154	759	1103		830-1450	1420-3200
Terceira	54.996	403	1021		550-1170	1760-3100
São Jorge	9522	246	1053		490-1410	1440-2760
Pico	14.579	446	2361		710-1375	1110-7230
Faial	14.934	173	1043		495-1390	1770-3390
Flores	3949	143	943	2647	520-1570	550-4050
Graciosa	4708	62	402	760-1130 media 966		
Corvo	435	17	770	790-1430		
TOTAL	246.746	2333	2361	1090		

Sólo se tiene la escorrentía permanente que originan los numerosos nacientes y en los tramos en que al agua no se ha infiltrado en sus partes bajas, en las islas de Santa María, São Miguel, Faial y Flores. La escorrentía total media por unidad de superficie ES en las islas pequeñas crece al aumentar la densidad de drenaje ES, de modo que ES = 0,06 + 0,7(D/D_{max}), en la que ES está dada en m/a y la densidad de drenaje D en km/km², siendo D_{max} el valor máximo. La escorrentía superficial media se evalúa en 680 mm/a para el archipiélago, 134 mm/a para Ilha Graciosa y 1371 mm/a para Flores.

Para una temperatura media de 14 a 25 ºC y una humedad del 80%, en los suelos más frecuentes se tiene una evapotranspiración real media del archipiélago de 851 mm/a, que es de 502 mm/a para São Jorge y mm/a para Ilha Graciosa (Almeida y Brito, 2002).

6.2.2 Marco geológico

Las islas Azores se encuentran en una triple unión de placas tectónicas (americana, euroasiática y africana), que origina la meseta de Azores, atravesada por la Dorsal (Ridge) Centro-Atlántica. La actividad volcánica principal se inició hace unos 10 Ma, en el Tortoniense (Mioceno) y dura hasta la actualidad en las islas centrales, las más

próximas a la dorsal. Unas islas están a un lado de la dorsal y otras en el otro, con lo que la distancia entre islas extremas ha ido aumentando con el tiempo, a velocidad aproximada de 4 cm/a hacia cada lado.

Dominan las efusiones basálticas de lavas con abundante escoria (del 15% a 45%, Paradela, 1978), que dan origen a malpaíses (lavas a-a). Además, hay formaciones piroclásticas supeditadas a los conos volcánicos y a los bien formados cráteres de gran diámetro y calderas volcánicas. Los materiales en superficie son a veces muy recientes, pero el clima relativamente húmedo hace que pronto se establezca una cubierta vegetal que oculta los malpaíses. Las coladas de lava salidas por cráter fluyen por las laderas y se acumulan al pie, donde pueden alcanzar espesores grandes (Figura 6.2.2). Las coladas grandes pueden contener chimeneas vacías y tubos volcánicos, algunos espectaculares en Ilha Terceira. Los sedimentos no volcánicos sólo son importantes en la isla de Santa María.

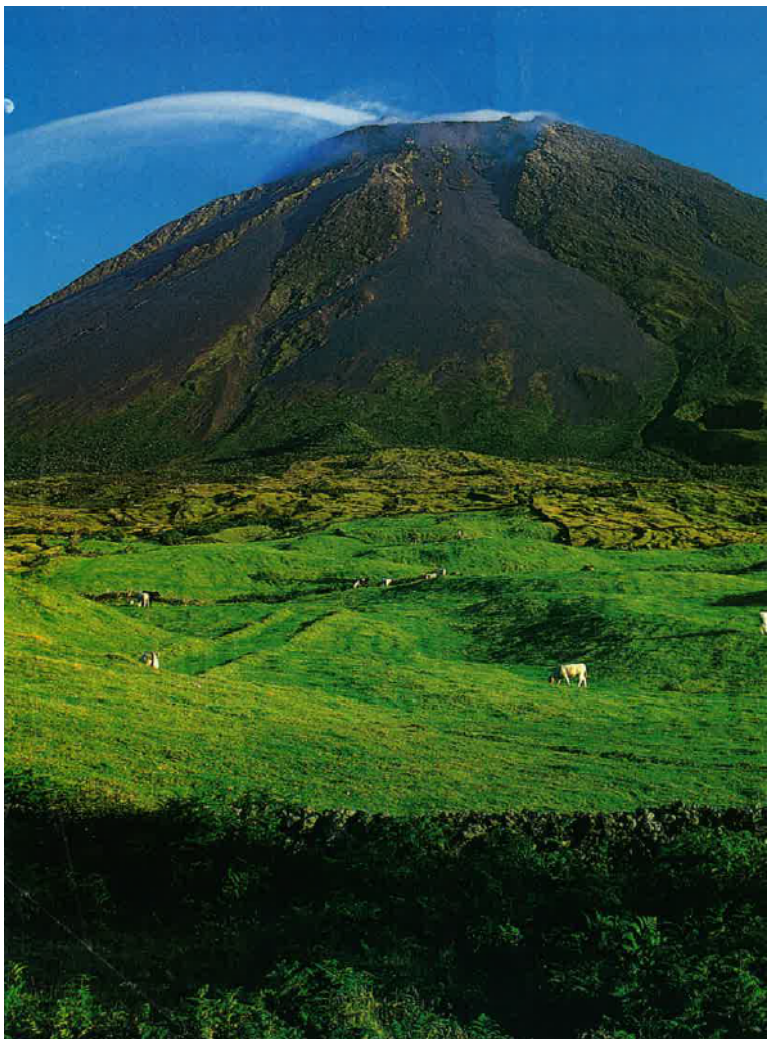


Figura 6.2.2 Colada volcánica en la isla de Pico que desciende de un cono volcánico y se acumula al pie, rellenando y alisando el relieve anterior y dando origen a un posible acuífero importante insularmente si el nivel de saturación es lo suficientemente alto.

Santa María es la isla más vieja, con 5,3 Ma en la parte emergida. Se está levantando por la acumulación de magma debajo (Ramalho et al., 2017), hasta unos 180 m, como también parece suceder en Madeira, Canarias y Cabo Verde. Contiene importantes depósitos de flujos de detritos (Serralheiro y Madeira, 1993). Hay nacientes altos de ≥ 10 L/s y pozos de 100-200 m, hasta 250 m, hasta por bajo del nivel del mar, sin efecto de marea, que producen 5-11 L/s con gran descenso. Hay algunos pozos inclinados en la costa, pero pocos. Existe una galería de 70 m (Paradela, 1978).

São Miguel corresponde a picos de vulcanismo basáltico con conos de escoria y fracturas de orientación NW. Tiene un extenso recubrimiento piroclástico y fracturas y diques importantes (Paradela, 1978). Existen 3 centros volcánicos: Sete Cidades, Fogo y Furnas. Se han registrado 57 eventos volcánicos en 5000 años. La Caldera de Furnas tiene 8 km x 5 km y una profundidad de 290 m, con 15 erupciones traquíticas en 5000 a, de ellas 10 dentro de la caldera, que está aún activa y con claras manifestaciones hidrotermales y salida de gases endógenos (Figura 6.2.3).



Figura 6.2.3 Vista de las emisiones de vapor y gases endógenos en el entorno del volcán de Furnas, en la isla de São Miguel.

La isla Terceira contiene esencialmente tres grandes volcanes (Figura 6.2.4), de los cuales el más oriental se corresponde actualmente con una gran caldera parcialmente rellena, lo que hace que resalte poco en el relieve. Las características de las formaciones son similares a las de la isla de São Miguel, con notables malpaíses en la parte central, parcialmente enmascarados por vegetación, y con chimeneas y túneles volcánicos. Hay nacientes. Los pozos no llegan al nivel del mar.

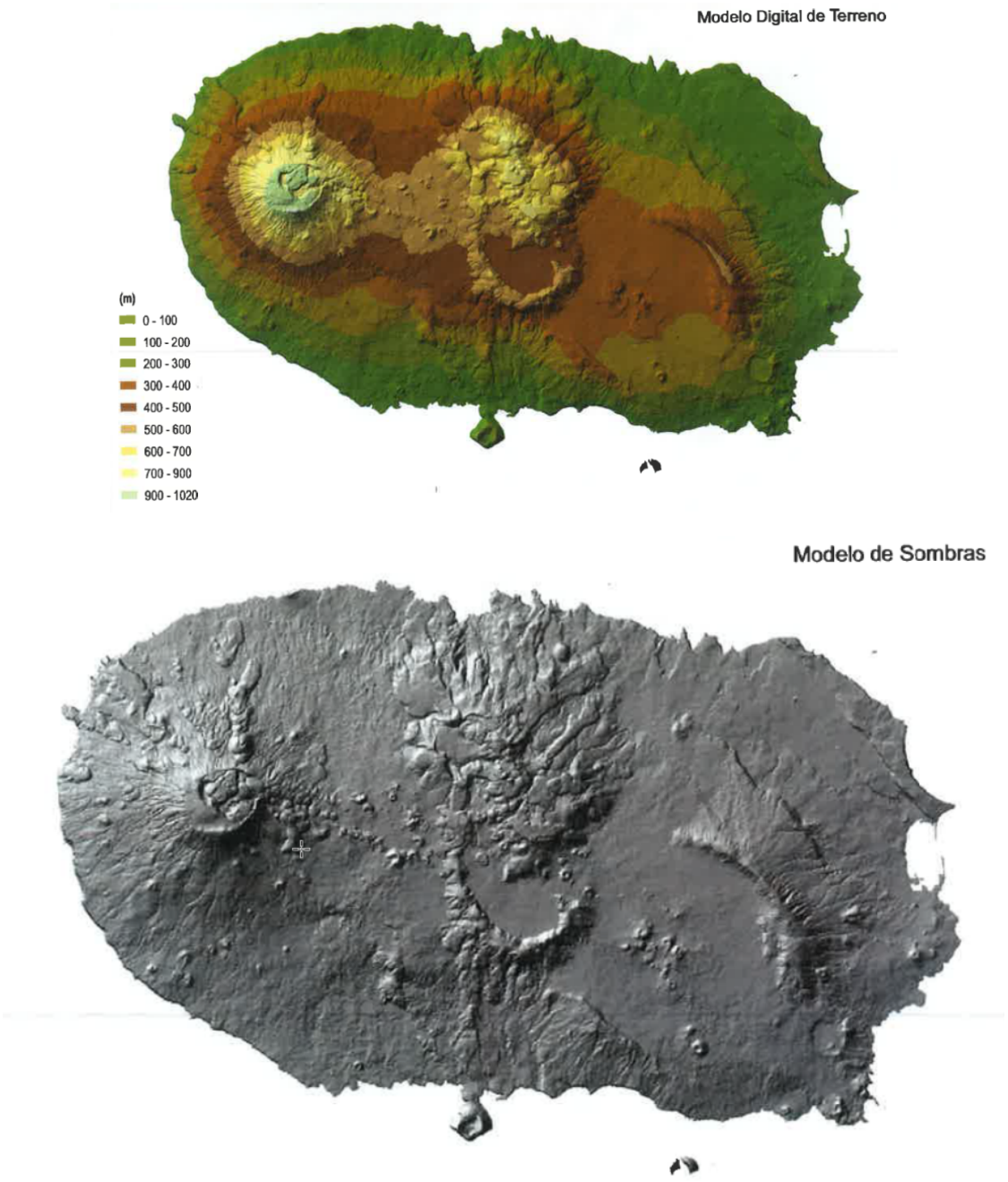


Figura 6.2.4 Mapa de altitudes (en m) y de sombras de la isla Terceira, con los tres grandes volcanes. El más oriental es actualmente una gran caldera parcialmente rellena, lo que hace que resalte poco en el relieve (Forjaz et al; 2014)

Faial tiene una base andesítica, con basaltos encima y recubrimiento de piroclastos (Paradela, 1978). Tiene nacientes.

La isla de Pico está formada por basalto de <0,3 Ma de edad y algo de andesitas y piroclastos. Dominan las lavas sobre los piroclastos. Las últimas erupciones se produjeron en 1718-1720 (Cruz et al., 2001). Montaña Pico es un estratovolcán de 16 km de diámetro y 2351 m de altura, con un cráter de 500 m diámetro, con abundantes lavas pahoehoe (cordadas), lava salida por cumbre, fisuras radiales y escasa meteorización. La Montaña Topo, de 1007 m altura y 2,03 Ma de edad, está formada por coladas de lavas pahoehoe con espesores de < 2 m y cenizas entre capas y grandes deslizamientos. El complejo fisural tiene conos estrombolianos de más de 25 ka de edad y coladas con 24º de inclinación; dominan los malpaíses con algo de piroclastos. Montaña Topo, de 2,03 Ma de edad, tiene 1007 m de altura y consiste en lavas pahoehoe con espesores de <2 m, cenizas entre capas y grandes deslizamientos. Hay algunos ríos que se infiltran. Los nacientes cerca de la costa son salinos. Hay 434 pozos de marea (Paradela, 1978).

La isla São Jorge está formada por rocas basálticas (la roca más productiva) y con andesitas y piroclastos subordinados. Hay ríos que caen al mar en cascada.

En Ilha Graciosa escasean los nacientes y los pocos que existen están en piroclastos y originan ríos que se infiltran. Muchas áreas no tienen escorrentía visible.

Flores tiene rocas de composición principalmente andesítica y además tiene una densa red de drenaje.

Corvo está formada por por rocas basálticas. Tiene nacientes de agua poco mineralizada.

6.2.3 Características hidrogeológicas

Aunque hay diferencias notables entre las distintas islas, en general reciben una alta precipitación, en especial en sus áreas altas. Se trata de vulcanitas relativamente jóvenes a recientes, de modo que se conserva parte de las características hidráulicas primarias. Hay pocas perforaciones y reconocimientos geofísicos profundos orientados a la hidrogeología, ya que los manantiales (nacientes) bastan para cubrir una parte importante de las necesidades y dan una razonable garantía de disponibilidad. El medio rural y de pequeñas poblaciones se surte de captaciones simples (chafariz) de esos manantiales. Por esta razón se sabe poco del comportamiento hidrogeológico profundo y no se conoce bien la existencia un núcleo volcánico bien desarrollado (Sección 4.5 del Capítulo 4). Entre los volcanes principales hay campos de lava de alta permeabilidad que permiten una gran penetración natural de la cuña de intrusión marina. La existencia de alguna forma de núcleo puede deducirse del maar de Sete Cidades

(Figura 6.2.5), en la isla de São Miguel. El volcán de Sete Cidades tiene 12 km de diámetro, una altura de 845 m, una superficie de 110 km^2 y 45 km^3 de volumen por encima del nivel del mar. Su caldera, de 5 km diámetro y una profundidad 300 m, resulta de un colapso hace 36-16 ka, tiene paredes de 30 a 400 m y alberga grandes erupciones posteriores con abundantes piroclastos de caída y de flujo; dentro de la caldera hay conos, maares, algunos domos y 4 lagos, entre ellos la Lagoa Azul de 3,58 km^2 y la Lagoa Verde de 0,82 km^2.

El modelo conceptual propuesto por Azevedo (2007) para la isla de Flores (Figura 6.2.6) se adapta bien al general cuando el núcleo tiene poca elevación relativa a la del mar, a efectos prácticos.



Figura 6.2.5 Lago de Sete Cidades en el NW de la isla de São Miguel, dentro de una gran caldera volcánica.

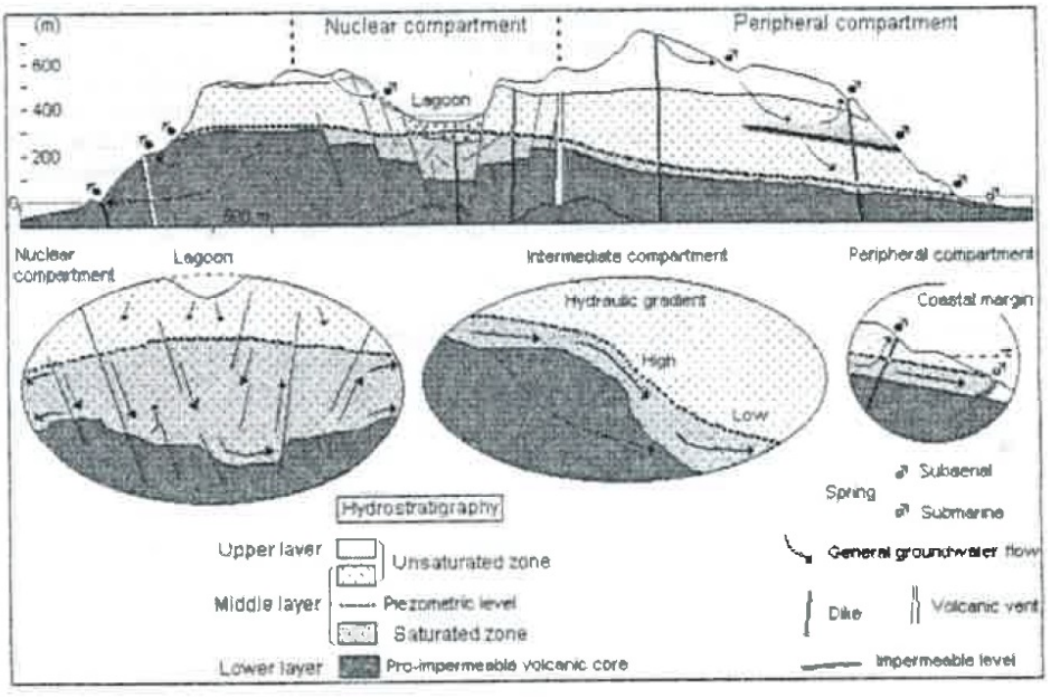


Figura 6.2.6 Corte esquemático y detalles del modelo de procesos en la isla de Flores (Azevedo, 2007). Las figuras inferiores son, de izquierda a derecha, representaciones de detalle del compartimento nuclear (con un maar), intermedio (paso del núcleo a las formaciones periféricas reciente más permeables) y periférico en formaciones permeables recientes, a la que muchos hidrogeólogos llaman de acuífero basal.

Se han realizado diversos estudios que relacionan las observaciones hidrogeológicas con la geología y en concreto con el vulcanismo (Cruz, 2003; Paradela 1980; Carbalho, 1999; Lopo Mendonça, 1992).

Para la Planificación hidrológica según la Directiva Marco del Agua europea, previamente a establecer las masas de agua subterránea, se definieron los diversos sistemas acuíferos, teniendo en cuenta los factores más relevantes de índole geológica, como la estratigrafía, la litología y los condicionantes estructurales, y los hidrogeológicos, como los parámetros hidrodinámicos. En términos generales, existen dos tipos principales de acuíferos: 1) altos, limitados por diques u otras discontinuidades, como niveles de piroclastos finos, paleosuelos intercalados en las secuencias de coladas lávicas o zonas compactas de las coladas y 2) acuíferos de baja altitud, caracterizados por un gradiente hidráulico muy reducido. Los primeros dominan en las zonas altas de las islas y tienen manantiales (nacientes). Los acuíferos de baja cota son libres y contienen agua salada más densa en su parte inferior. Se recargan directamente de la precipitación y de la transferencia de agua a partir de los acuíferos altos. Están en explotación.

Según Paradela (1980), todas las islas tienen nacientes altos, menos Ilha Graciosa y parte de São Miguel, Terceira, Pico y Faial. Existen ríos en el Este de São Jorge, Este de Faial, Flores y Corvo, pero no los hay en grandes áreas de São Miguel, Terceira, Graciosa, Pico, São Jorge y Faial. Hay lagunas en Flores, São Miguel, Terceira y Pico,

pero no hay en São Jorge, Santa María, Faial, Corvo y Graciosa. El número de nacientes por isla y sus caudales naturales en estiaje se indican en la Tabla 6.2.2.

Tabla 6.2.2 Número inventariado de nacientes por isla y sus caudales naturales en estiaje (Paradela, 1980). En Pico no hay nacientes, pero hay 43 pozos

Isla	Santa María	São Miguel	Terceira	Graciosa	São Jorge	Pico	Faial	Flores	Corvo
Número de nacientes	35	225	80	3	77	32	19	25	4
Caudal en m^3/d en estiaje	475	55000	17000	30	5000	235	753	1750	208

Según Almeida y Brito (2002), hay 500 puntos de toma de agua para consumo humano, 54 sistemas acuíferos, 650 nacientes (escasas en Pico; abundantes en Santa María) y 83 perforaciones. Los recursos se evalúan en 1588 hm^3/a. La permeabilidad es alta en Graciosa, Pico y Faial (transmisividad T > 1000 m^2/d) y pequeña en Santa María (T = 10-100 m^2/d). Para el conjunto del archipiélago, T = 1,4-34.800 m^2/d, con un valor medio de 3162 m^2/d. La relación entre los valores anuales medios de la recarga y la precipitación varía de 0,085 a 0,62, con los valores más altos en Pico, Terceira, Faial, São Miguel y Graciosa. Del agua total utilizada, el 97% es de origen subterráneo y el 3% superficial. Se usa el 17% de los recursos de agua, incluyendo la alimentación a numerosas minicentrales hidroeléctricas.

Según Lobo et al. (2002) en la isla de Corvo se tienen 212 días de lluvia en el año, lo que produce una escorrentía superficial de 550 mm/a y una recarga del 16-26% de la precipitación media, con una evapotranspiración real de unos 590 mm/a. Existen 32 nacientes. La isla tiene barrancos profundos.

En la Isla de Pico, el 84% del agua utilizada es agua subterránea, con un total de 1,2 hm^3/a (Cruz et al., 2001). Es muy permeable, con nacientes altos de aproximadamente 100 L/s. La transmisividad vale T = 1000-30.000 m^2/d, con una distribución log-normal de los valores de 10.000 ± 7000 m^2/d. No se nota el efecto de marea en los pozos de la franja costera. No hay galerías. La precipitación P varía entre 1100-1845 mm/a en la costa, 3176-4550 mm/a altitud de 800 m y quizás hasta 7500 mm/a en la cumbre a 2000 m de altitud. Esto permite que se pueda producir recarga R y escorrentía superficial a lo largo del año en las partes altas, en total 2562-3340 mm/a, con R/P = 0,507 según el balance de la deposición atmosférica de cloruros. En pequeñas cuencas es R/P = 0,82 en coladas recientes y = 0,24 en piroclastos algo alterados.

En la Tabla 6.2.3 se resumen las características hidráulicas más comunes encontradas en las distintas islas.

Tabla 6.2.3 Valores frecuentes de las características hidráulicas más comunes encontradas en las distintas islas del archipiélago de las Azores (Cruz, 2003; Cruz et al., 2009; França et al., 2003). Valores redondeados de la mediana y (máximo y mínimo). T = transmisividad, q = caudal específico, k = conductividad hidráulica, Q_n = caudal de nacientes, σ = coeficiente de agotamiento de los nacientes. Los datos hidrogeoquímicos son para aguas sin apreciación de intrusión marina. La relación rSO_4/rCl es la marina.

Isla	Azores	Santa María	São Miguel	Terceira	Faial	Pico	São Jorge	Graciosa
T m^2/d	40 (15-35000)	60 (2-1300)	135 (60-12000)	1600 (130-20000)	(1000-7000)	10000 (900-30000)	(400-25000)	(4000-20000)
q L/s/m	30 (0,14-270)	0,16 (0,14-2,7)	1,1 (0,5-100)	13 (1,1-170)	300	90 (7,5-250)	200 (3,3-230)	10000 (160-30000)
k m/d	400 (0,02-20000)	10 (2-200)	10 (0,02-1300)	200 (20-6000)	140	1000 (80-5000)	4000 (400-9000)	3000 (300-20000)
Q_o L/s		0,21 (0,03-1,5)	1,4 (0,13-5,4)		1,55 (0,13-1,9)			
1/α , d		100 (30-400)	700 (70-800)		900 (700)			
nº nacientes		70	420	230	78	6	64	22
nº pozos perforados		6	18	14	12	20	3	10
mg/L Cl		30-100	2-50	2-3	3	3-50	1-8	4-7
Tipo de agua		Na-Ca-Cl-HCO_3	Na-(Ca-Mg)-HCO_3-Cl	Na-Ca-Cl-HCO_3	Na-Mg-HCO_3-Cl	Na-Ca-Cl-HCO_3	Na-Ca-Cl-HCO_3	Na-Ca-Cl-HCO_3

En Flores hay 50 nacientes, sin pozos. Cl = 2-3 mg/L, HCO_3-Cl-Na-Ca

En Corvo hay 9 nacientes, sin pozos. Cl = 3-7(?) mg/L, Na-Ca-Cl-HCO_3. Según Lobo et al. (2002) es pH = 7,1, Cl = 52,3 mg/L, NO_3 = 1,63 mg/L

6.2.4 Características hidrogeoquímicas, isotópicas y de calidad del agua

Con carácter general, las aguas subterráneas son poco mineralizadas y tienen relaciones iónicas similares a las del mar. En lugares con mucha vegetación, sobre materiales volcánicos jóvenes se puede producir una meteorización de la roca que resulte en que domine el ion HCO_3, con cationes según la mineralogía de la roca. En general, el contenido en sílice disuelta es elevado y muy elevado en caso de temperaturas altas en profundidad. Hay excepciones. La más común es la contaminación marina en las proximidades del litoral y en especial en los pozos costeros, ya que, en formaciones muy transmisivas, la cuña de intrusión marina puede ser muy penetrante naturalmente y aún más si hay explotación del acuífero. Otra importante excepción se produce en los lugares afectados por las emanaciones volcánicas, que afecta a las aguas subterráneas y a las aguas superficiales que resultan de los nacientes que están relacionados. Esto se traduce en aguas bicarbonatadas sódicas, a veces carbónicas, con componentes menores a concentraciones excesivamente altas, como en Fe, Mn, B y F. El F puede además provenir de los materiales volcánicos jóvenes por meteorización por el CO_2 del suelo.

Diversos estudios consideran los datos existentes (Freire et al., 2013; 2015; Cruz y Andrade, 2015; Cabral et al., 2015; Antunes y Cruz, 2005; Cruz y Amaral, 2004), en buena parte destinados a cumplir con los requisitos de la Directiva Marco del Agua europea. Los mecanismos y efectos de salinización en las islas de Pico y Graciosa se consideran en Cruz y Silva (2000) y en Cruz et al. (2017), considerando la relación Cl/Br. En Pico hay 43 pozos con 64-5440 mg/L Cl y con salinidad alta a casi 2 km de la costa.

El contenido en flúor de las aguas subterráneas de São Miguel varía entre 0,17 y 2 mg/L de F y cambia poco temporalmente. Puede llegar a 5 mg/L en el entorno hidrotermal del volcán de Furnas (Cordeiro et al., 2012). En la isla de Santa María sólo una de las muestras analizadas resultó saturada en CaF_2. En Furnas, el alto contenido en F es debido a las emanaciones profundas, mientras que en las otras aguas procede de la simple meteorización de las rocas volcánicas.

También el contenido en boro de las aguas asociadas a manifestaciones volcánicas actuales puede ser elevado y superar los límites para el agua potable y para el agua de regadío. A este efecto, Morell et al. (2005; 2008) compararon la isla de São Miguel con la de Ischia (46 km^2), en el golfo de Nápoles (Italia). En ambas islas hay manantiales a >100 ºC y fumarolas a 70 ºC, con aguas con 1-2 g/L HCO_3 y hasta 15 mg/L B y $\delta^{11}B$ = -15‰. En Furnas, para las cenizas volcánicas es $\delta^{11}B$ = -9,5‰ a -4,9‰, para el condensado de fumarolas +2,3‰ a + 8,3‰ y para las fumarolas, mayor en coladas que en piroclastos, y para numerosos manantiales termales y fríos con CO_2 (más de 400), con $\delta^{11}B$ = -6,2‰ a + 6,3‰ y -2,9‰ a + 3,3‰, respectivamente. El fraccionamiento isotópico $^{10}B/^{11}B$ permite identificar 4 grupos de aguas en São Miguel: carbónicas frías, carbónicas calientes, hirvientes y ácidas hirvientes.

Hay diversos trabajos realizados en relación con contaminaciones de porciones de los acuíferos por actividades agropecuarias y en relación con la degradación de explosivos en antiguas instalaciones militares y con el almacenamiento de hidrocarburos, que no se consideran aquí. Hay una especial atención a que la actividad agropecuaria y residencial no afecte a las aguas subterráneas que descargan en las lagunas de Sete Cidades y sea causa de eutrofización debido al aporte de NO_3 de los prados agrícolas, donde se pueden superar los 40 mg/L, hasta más de 80 mg/L de NO_3, en un sistema mayormente cerrado (Cruz et al., 2013). La alteración de la roca volcánica aporta naturalmente fósforo. Existe una red de observación y control en cada isla, según lo regulado en la Directiva Marco del Agua (Cruz et al., 2010).

6.2.5 Efectos geotérmicos

Según Carbalho et al., (2015), los fluidos geotérmicos a 220-250 ºC de las calderas volcánicas de Ribeira Grande, relacionados con el volcán Fogo (isla de São Miguel), proceden de coladas de lavas almohadilladas de traquita alcalina e hiperalcalina. Están en una caldera de 3,4 km x 2,2 km y profundidad de 400 m, de 15 ka de edad y con la cámara magmática a 4 km bajo la misma. La emanación consiste en fumarolas de alto contenido en CO_2, pH <3 y 70-90 ºC. Los isótopos del He confirman el origen profundo de los gases para la Meseta de las Azores (Tolstikhin et al., 1991).

La Figura 6.2.7 muestra el esquema de flujos másicos de agua y CO_2 en la parte superior del volcán de Furnas, São Miguel. La interacción roca-agua comienza con el lixiviado de iones de las rocas, primero estequiométricamente y después controlado por las solubilidades de los minerales, según temperatura, tiempo y profundidad. Si en el recorrido del agua subterránea existe una fuente de calor, puede resultar un manantial caliente en superficie. El esquema de la Figura 6.2.7 muestra la alimentación de nacientes termales en la isla de São Miguel, como modelo aplicable a las otras situaciones en las Azores, se muestra en la figura 6.2.8. La disposición de las manifestaciones geotérmicas e hidrogeotérmicas en Furnas se muestra en la Figura 6.2.9

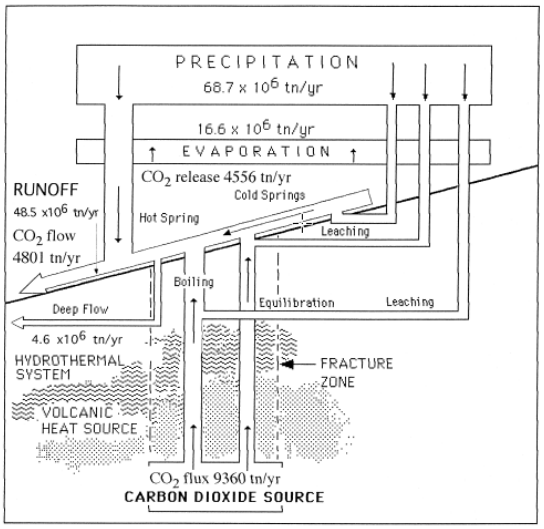


Figura 6.2.7 Esquema de flujos másicos de agua y CO2 en la parte superior del volcán de Furnas, São Miguel, Azores, según Cruz et al. (1999). La interacción roca-agua comienza con el lixiviado de iones de las rocas, primero según la estequiometria y después controlado por las solubilidades de los minerales, según temperatura, tiempo y profundidad. Si en el recorrido del agua subterránea existe una fuente de calor puede resultar un manantial caliente en superficie.

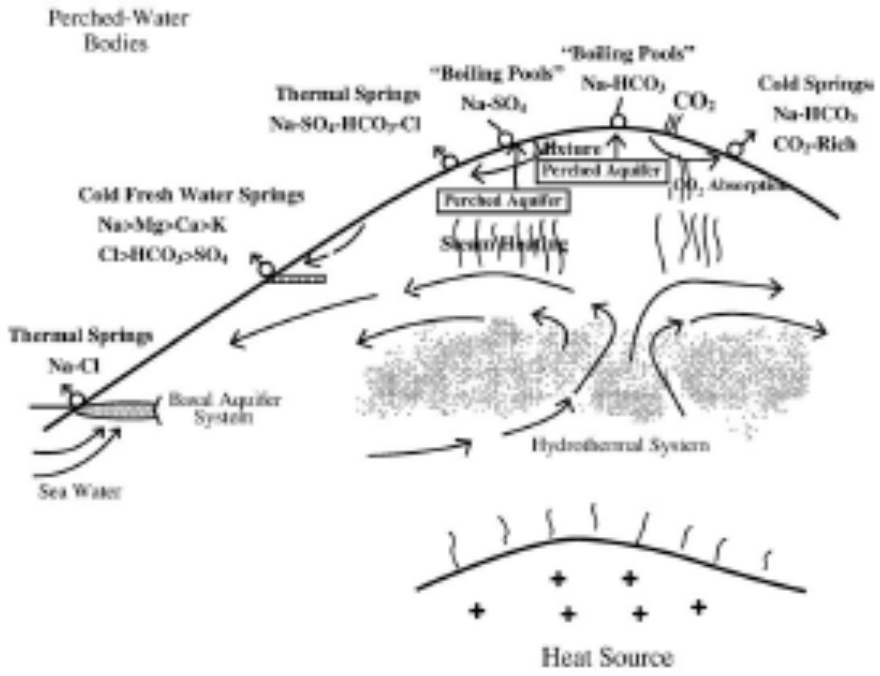


Figura 6.2.8 Esquema que muestra la alimentación de nacientes termales en la isla de São Miguel, como modelo aplicable a las otras situaciones en las Azores (Cruz y França, 2006)

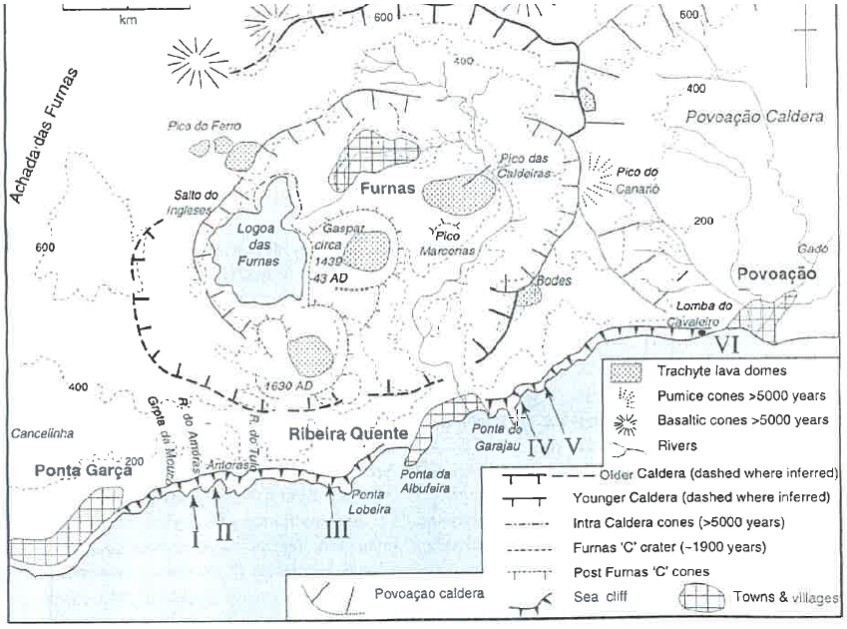


Figura 6.2.9isposición de las manifestaciones geotérmicas e hidrogeotérmicas en el volcán de Furnas, isla de São Miguel (Guest et al., 1999)

En las Azores hay lagos interiores (maares) con afección volcánica. En ellos se detecta una entrada ocasional de carbono inorgánico de origen volcánico, como en la Lagoa Verde de Sete Cidades, en la isla de São Miguel (Antunes et al., 2011).

6.2.6 Consideraciones sobre los recursos de agua subterránea

Los recursos de agua subterránea del archipiélago de Azores contribuyen cerca de 98% del agua para abastecimiento (L. Ribeiro en Anexo A.9.4.3 de RAEMIA, 2019). La determinación de la disponibilidad de recursos de agua subterránea se hizo con el modelo CIELO, acoplado a un módulo específico que permite determinar la escorrentía superficial y la recarga. El total de recursos hídricos subterráneos del archipiélago de las Azores se evalúa en 1587 hm^3/a (Tabla 6.2.4). El agua realmente utilizada en las islas poco pobladas puede ser mucho menor que los recursos. Así, en Pico, con 446 km^2 y casi 16.000 habitantes, el 83,7% del agua de abastecimiento es subterránea, de un total de 1,2 hm^3/a (Cruz y Brito, 2002; Cruz et al., 2017).

Tabla 6.2.4 Recursos de agua de las islas del archipiélago de las Azores, en valores redondeados según el Plan Hidrológico de Portugal. No se define el concepto de recursos totales

Isla	Recursos totales, hm³/a	Recarga/precipitación, mínimo y máximo
Santa María	25	0,14 a 0,33
São Miguel	370	0,16 a 0,45
Terceira	193	0,16 a 49
Faial	74	0,12 a 0,47
Graciosa	15	0,08 a 0,36
Pico	582	0,18 a 0,62
São Jorge	219	0,19 a 0,54
Flores	101	0,14 a 0,32
Corvo	8	0,16 a 0,26

Las aguas minerales de Azores tienen valor económico (Freire, 2013).

Hay aprovechamientos hidroeléctricos de los manantiales altos (Pinto, 2010), en Flores (Além Fazenda), São Miguel (Canário Furnas,Tambores Furnas ,Foz da Ribeira-Ribeira Quente, Túneis-Ribeira Quente, Fajã Redonda (Salto do Cabrito)-Ribeira Grande, Fábrica Nova Água de Alto y Ribeira da Praia Água), en Faial (Varadouro, Capelo, Horta) y en Terceira (Nasce d'Água- Angra do Heroísmo y São João de Deus-Angra do Heroísmo). Además se dispone de los aprovechamientos (centrales) geotérmicos en São Miguel, de Pico Vermelho Conceição-Ribeira Grande y Ribeira Grande Conceição-Ribeira Grande.

6.3 Macaronesia Centro: Archipiélago de Madeira

6.3.1 Introducción

El archipiélago de Madeira está formado por la isla alta de Madeira, la principal, y una isla menor de baja altitud, Porto Santo. Es la Región 10 de la Planificación hidrológica de Portugal. Se localiza en el océano Atlántico, entre los paralelos 30°01' y 33°08' de latitud norte y los meridianos 15°41' y 17°16' de longitud oeste. Comprende el territorio de las islas de Madeira y de Porto Santo y dos grupos de islas próximas sin población permanente, las Desertas y las Selvagens (Salvages), con un total emergido de 801,1 km^2. La situación geográfica puede verse en la Figura 6.3.1. La isla de Madeira tiene 270.000 habitantes, una superficie de 737 km^2 (58 km x 23 km) y una altitud máxima de 1861 m en Pico Ruivo.



Figura 6.3.1 Situación de las islas de Madeira, Porto Santo y Desertas. Para la ubicación de las islas Salvages (Selvagens), véase la Figura 6.1.3

En el litoral de Madeira se tiene una temperatura media de 17,5 ºC y de 9 ºC en mesetas y cumbres. La temperatura del aire T varía con la altitud h, según T (ºC) = 17,22-0,0056h (m). La precipitación media P varía entre 500 mm/a en la costa y 1300-1350 mm/a una altitud de 1200-1300 m, con un máximo 2966 mm/a en Bica da Cana, a 1560 m. Hasta <500 m de altitud, P crece lentamente y después rápidamente entre 500 y 1400 m y estacionaria entre 1400 y 1860 m. En las laderas N es P = 1262,3 + 1,19h y en las laderas S es P = 692,5 + 1,53h, para P en mm/a y h (altitud) en m. Hay nieblas condensantes en lugares entre 800 y 1600 m de altitud durante 235 días/a, como en la

meseta de Paul da Serra, a 1400-1600 m altura. La isla es boscosa, pero se ha talado la vegetación arbórea por debajo de 500 m. La agricultura se extiende hasta 600 m de altitud. La recarga estimada es de R = 1956 mm/a. Hay ríos de caudal variable con la estación.

Porto Santo tiene unos 5500 habitantes. El relieve es moderadamente agreste, con picos de 440-517 m y otros de 176 y 227 m en la zona llana. Tiene 12 km x 5 km y 4,2 km^2 de superficie. La parte llana del W está acondicionada para un importante aeropuerto militar. Alrededor hay varias isletas: Ilhéu de Baixo (da Cal), de Cima (do Farol), do Ferro, da Fonte de Areia, das Cenouras, de Fora, Baixa dos Barbeiros y Baixa do Meio. La temperatura media anual es de 18,7 ºC (19,7 ºC en el mar) y la mensual varía entre 15,6 ºC (mínima absoluta de 7 ºC) y 22,6 ºC (máxima absoluta de 33 ºC). La precipitación media es de unos 361 mm/a, muy variable de un año a otro (Gomes y Silva, 1997).

6.3.2 Aspectos geológicos

La isla de Madeira es un estratovolcán intraplaca de 6000 m sobre un fondo oceánico a 4000 m de profundidad, del que aflora el 4%. Se trata de un punto caliente de 130 Ma de edad, pero con <5,2 Ma (Mioceno) de edad en la parte subaérea. El núcleo central es del Mioceno-Plioceno, con laterales post-miocénicos. Hay abundantes fracturas y diques basálticos de orientación N-S, NE-SW, NW-SE y E-W (Paradela, 1978). La última erupción se produjo hace 6000-7000 a. La Figura 6.3.2 es un esbozo de la geología.

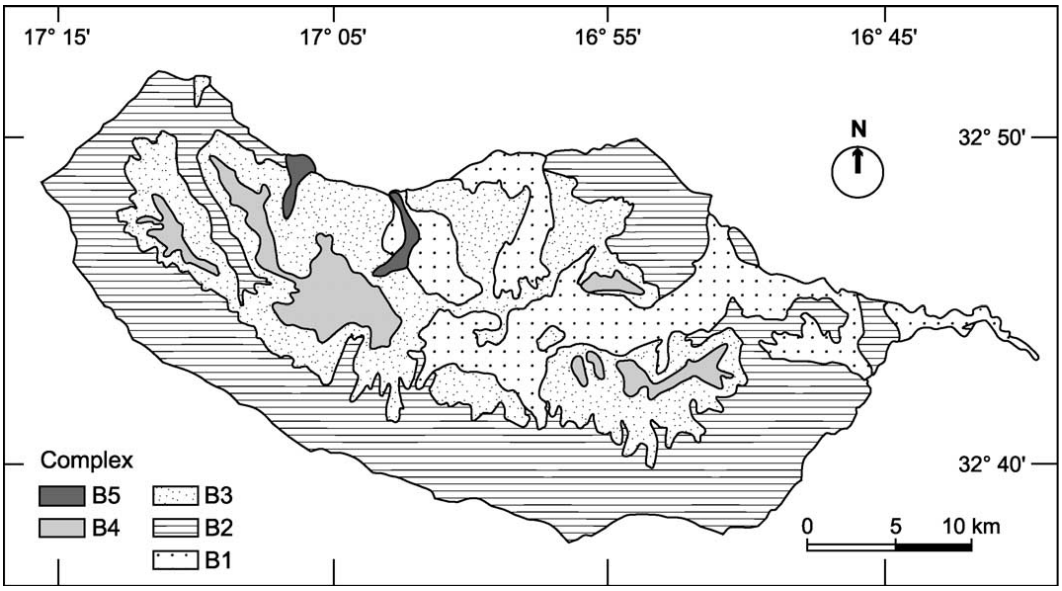


Figura 6.3.2 Esquema geológico de la isla de Madeira, según Mata-1996, procedente de un mapa original de Zbyszewski et al.-1975

De más antiguo a más moderno se distinguen las siguientes formaciones geológicas:

- Complejo volcánico antiguo, efusivo, explosivo, con diques. Dominan los piroclastos en la parte central, que están de poco a moderadamente meteorizados. En Lameiros-São Vicente se encuentran pequeños afloramientos de caliza marina de 5,2 Ma de edad.
- Unidad de conglomerado brechífero grueso y coladas de detritos. De poco a muy alterado. Muy poca permeabilidad
- Complejo volcánico principal, Plioceno. Serie inferior: volcanismo explosivo y efusivo, hawaiano y estromboliano, con grandes conos de escoria y lapilli y grandes coladas de lava y diques subordinados. Tobas de piroclastos alterados, muy poco permeables. Serie superior: volcanismo efusivo en general, con algunas capas de piroclastos subhorizontales.
- Volcanitas basálticas jóvenes estrombolianas, de 120 a 6 ka. Las coladas modernas llegan al mar por los valles.
- Depósitos sedimentarios recientes: depósitos de ladera, llanos litorales (fajãs), depósitos de deslizamiento, depósitos de flujos de lodo, arenas de playa, arenas de dunas fósiles, terrazas fluviales, coluvión y aluvión.

Pla isla de Porto Santo está formada por materiales volcánicos alterados a arcillas y muy poco permeables, con calcarenitas permeables en el 25% de la isla. Se originaron en el Mioceno, con coladas submarinas y subaéreas, basaltos y traquitas y piroclastos. El volcanismo subaéreo se inició hace 13,5 Ma y duró 5 Ma (Gomes y Silva, 1997).

6.3.3 Hidrogeología y aguas subterráneas

En la isla de Madeira hay acuíferos discontinuos de moderada a elevada productividad, asociados esencialmente al Complejo Volcánico Principal, y acuíferos poco productivos en el Complejo Volcánico Antiguo, aunque localmente pueden tener buena productividad. Con frecuencia se habla de acuíferos colgados (en realidad altos), compartimentados donde hay abundantes diques, y acuíferos de base (basales) a lo largo de buena parte de la costa. Se supone que los diques están muy fracturados y conducen agua. Hay grutas y túneles lávicos visitables. Se captan los manantiales (nacientes, nascentes), que llegan hasta 1500 m de altitud, y sus aguas se conducen al lugar de utilización urbana, agrícola o hidroeléctrica (Figura 5.2.6 de la Sección 5.2 del Capítulo 5) mediante levadas, que son canales excavados en el terreno, con un total transportado de 4,5 m^3/s. La levada puede pasar de una cuenca a otra mediante furados (túneles), que en general no aportan más agua, excepto el Túnel dos Tornos, de 5100 m de longitud y que produce 600 L/s para riego de 9900 ha (Paradela, 1978; 1980). Otros túneles producen 300-400 L/s, que en general proceden de los niveles entre coladas (en Drogue, 1988). Los pozos tienen profundidades hasta 150 m y se localizan en lo posible en zonas de fractura. Producen 10-60 L/s en el acuífero superior de basaltos y 2,2

L/s/m en el acuífero insular bajo con diques (en Drogue, 1988). Los manantiales altos de Madeira producen 3650 L/s y a baja altitud los túneles proporcionan 1100 L/s y los pozos 1199 L/s, con agua de conductividad eléctrica entre 43 y 3300 µS/cm (Prada et al., 2005).

En la isla de Porto Santo, los acuíferos son poco productivos, con permeabilidad pequeña o muy pequeña y sólo ocasionalmente tienen buena productividad local. Es debido a sus materiales antiguos, a lo que se suma la pequeña dimensión, poca altura y escasa precipitación de la isla. La precipitación media es de 370 mm/a y que varía 250 y 570 mm/a. La producción media de los pozos es de 10-20 m^3/d (0,11 a 0,22 L/s), con 250 a 3500 mg/L de Cl (Ferreira, 1987).

En la Tabla 6.3.1 se resumen los volúmenes medios anuales de agua captada por masa de agua subterránea (MASb) y la recarga media anual a largo plazo.

Tabla 6.3.1 Relación entre recarga media anual a largo plazo, por masa de agua subterránea (MASb) en el archipiélago de Madeira y los consumos por tipología de captación. Valores redondeados del Plan Hidrológico de Portugal

MASb	**Recarga media hm³/a**	**Abastecimiento público, hm³/a**		**Riego, hm³/a**		**Otros, hm³/a**
Madeira		Perforaciones, galerías y túneles	Nacientes	Pozos	Nacientes y canales*	
Paul da Serra	148	1,8	1,3	-	19,2	0,9
Macizo central	159	12,6	6,9	-	24,6	1,5
Caniçal	7	0,4	-	-	-	-
Porto Santo	0,9	-	-	0,05	-	-
Total	315	14,8	8.2	0,05	43,8	2.4

*Levadas

A partir del balance de agua, con el código BALSEQ (Sección 4.8.3 de RAEMIA, 2019) se obtiene, para valores en mm/a y P = precipitación media:

Escorrentía directa media Q, según logQ = -4,1069 + 2,0235logP

Recarga media R = 922,7·lnP – 6114,6, sin considerar la lluvia horizontal, que resulta en 909±191 mm/a en promedio, que se compara bien con los 1221±243 mm/a obtenidos a partir de la deposición atmosférica de cloruro.

Los resultados varían poco de un suelo a otro, que en general son andosoles úmbricos y leptosoles mólicos/úmbricos en terreno rocoso y escarpado. En la fracción de ⩽2 mm dominan las esmectitas, que drenan mal y son poco permeables. Los suelos con alofana /imogolita y gibbsita tienen muy buen drenaje. En las cumbres dominan los andosoles con caolinita, vermiculita, gibbsita, alofana (alúmina amorfa), fases

ferruginosas, hematites, Al ligado a materia orgánica, argilita y micas. En la Figura 6.3.3 se muestra la relación entre la escorrentía superficial y recarga con la precipitación, para valores anuales.

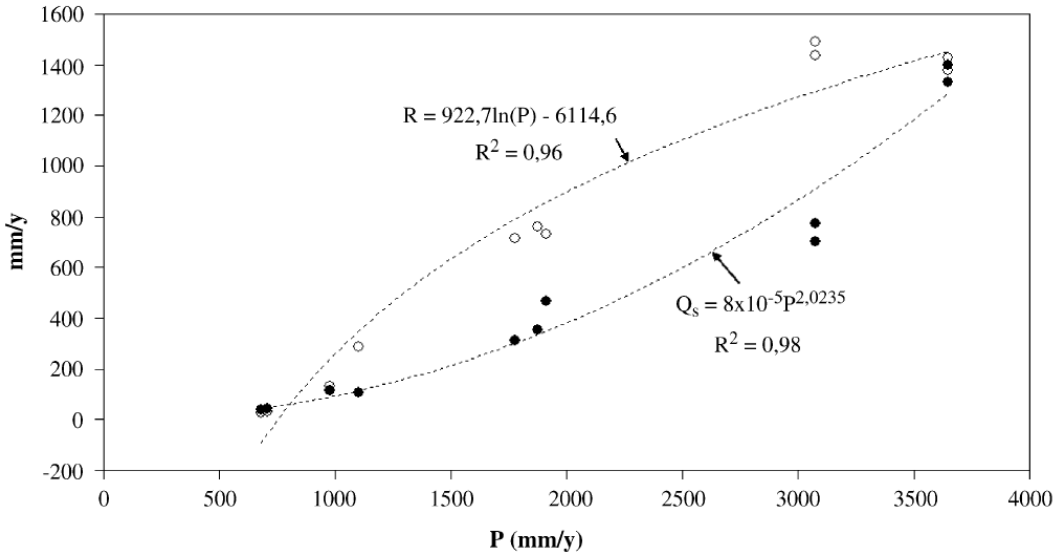


Figura 6.3.3 Relación entre escorrentía superficial Qs y recarga R con la precipitación P en Madeira, según cálculos anuales en mm/a realizados con los datos de Ribeira de São Vicente, Ribeira dos Socorridos, Ribeira Brava y Ribeira de Machico (Novo et al.-1994 en Prada et al., 2005b)

Como modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico, Prada et al. (2001) propusieron el esquema de la Figura 6.3.4, en que la zona saturada no alcanza las cumbres y deja abierta la posibilidad de la existencia de acuíferos altos colgados, mantenidos por una recarga casi permanente. No se ha dispuesto de estudios de hidrogramas para verificarlo. Este modelo conceptual se complementa con el de la Figura 6.3.5, en el que se trata de resaltar el papel de los diques compartimentando el medio y muestra las captaciones de aguas subterráneas altas y bajas.

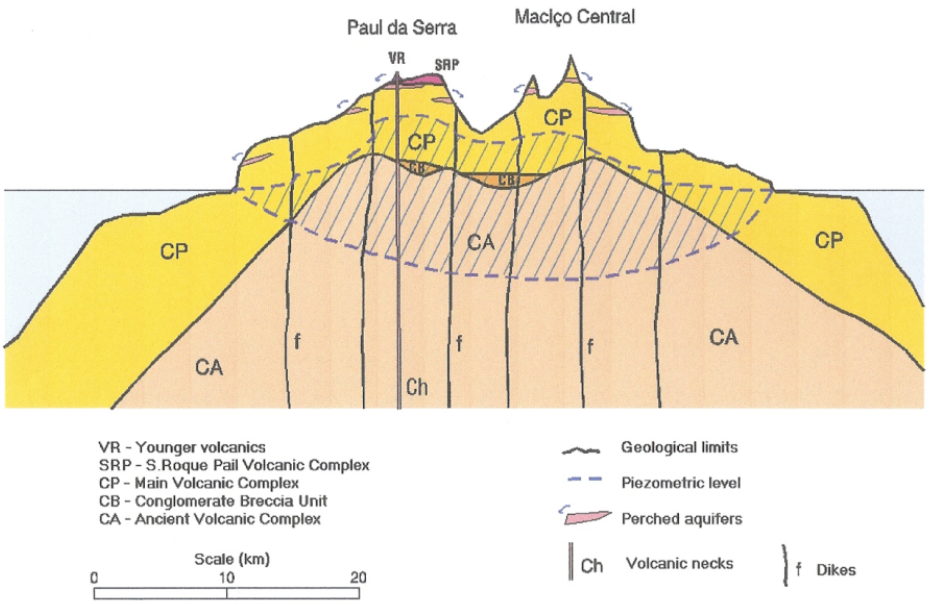


Figura 6.3.4 Modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico propuesto por Prada et al. (2015), en que la zona saturada no alcanza las cumbres y deja abierta la posibilidad de la existencia de acuíferos altos colgados, mantenidos por una recarga casi permanente. No se ha dispuestos de estudios de hidrogramas para verificarlo.

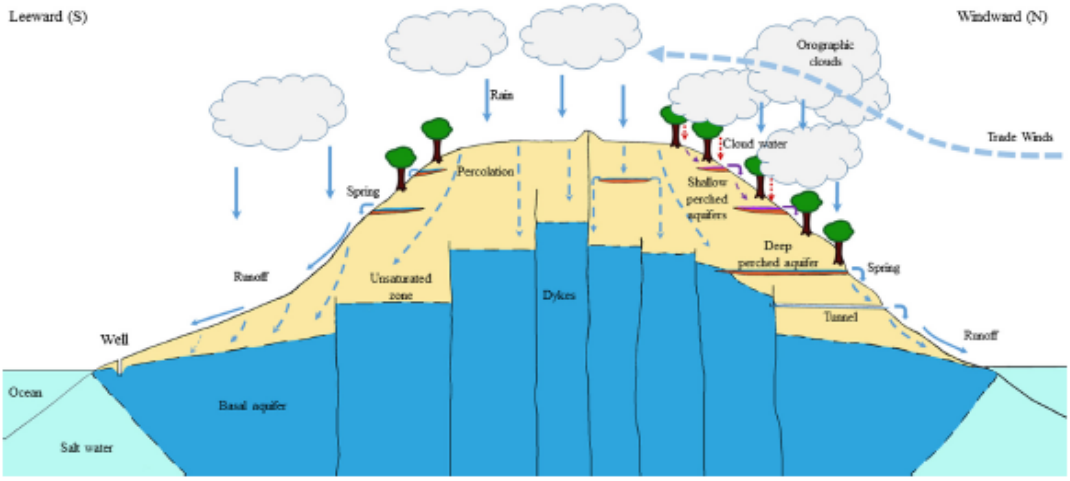


Figura 6.3.5 Modelo conceptual hidrogeológico que complementa el de la Figura 6.3.5, en el que se trata de resaltar el papel de los diques compartimentando el medio y muestra las captaciones de aguas subterráneas altas y bajas, además del papel de la orientación de la isla relativa a los vientos alisios y la lluvia horizontal

.

6.3.4 Consideraciones hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales

La composición química del agua subterránea en Madeira está directamente influenciada por el aerosol marino, según la recopilación de datos de Almeida et al. (1984). La conductividad eléctrica de las aguas altas es de 33 a 62 µS/cm, algunas de ellas con exceso de Na relativo al Cl. La lluvia tiene 0,183±0,037 mmol Cl (6,5±1,3 mg/L),

incluyendo la niebla. El agua se hace notablemente más salina en los pozos de la franja costera por efecto directo del agua marina.

En los puntos de agua de Porto Santo se tiene 400-3500 mg/L Cl, con una mediana de 1000 mg/L Cl.

El polvo sahariano aporta 1,5 g/m^2/a, con 20% de cuarzo, 22% de carbonatos, 11% de feldespato K y 10% de plagioclasas. Como el agua está muy subsaturada respecto a la calcita, los carbonatos del polvo se disuelven.

El orden de velocidad de alteración de los minerales en la isla de Madeira, de más a menos, es olivino, piroxeno y plagioclasa, para originar esmectita, vermiculita, haloysita, alofana, gibbsita y hematites. La tasa de denudación química se evalúa en 12-37 g/m^2/a (van der Weijden y Pacheco, 2003). Los suelos son generalmente ricos en materia orgánica (ácido fúlvico).

La lluvia caída sigue la línea del agua meteórica mundial media de $\delta^2H = 8\delta^{18}O + 10‰$, con $\delta^{18}O$ entre -2‰ y -9‰, con líneas altitudinales de $\delta^{18}O‰ = -0{,}0015h - 2{,}11$ (gradiente altitudinal -0,15‰/100 m) para barlovento y $\delta^{18}O‰ = -0{,}0011h - 2{,}24$ (gradiente altitudinal -0,11‰/100 m) para sotavento, para la altitud h en metros (Prada et al., 2015).

La composición isotópica del agua subterránea en relación con la de la precipitación apunta a que el agua de los túneles se recarga en mesetas deforestadas y a que los manantiales asociados a acuíferos someros altos están recargados por la lluvia y condensación de las nubes interceptadas por vegetación de laderas o bien son de acuíferos altos recargados en la meseta central y similar a la de los túneles (Prada et al., 2016). La recarga se produce principalmente en otoño e invierno. El agua que cae por las laderas y se infiltra cerca de cauces tiene signos isotópicos de evaporación, que se refleja en los pozos próximos.

6.3.5 Lluvia horizontal en la cumbre de Madeira

La lluvia horizontal (lluvia oculta) producida por la interceptación de la niebla condensante por la vegetación arbórea es un fenómeno bien conocido en la cumbre de la isla de Madeira. También lo es en las cumbres de otras islas altas de la Macaronesia, como en Tenerife y La Gomera, en Canarias. Véase la Sección 4.2.4 del Capítulo 4 y la Sección 2.4.3 de RAEMIA (2019). En Madeira, la vegetación ocupa 2/3 de la isla. La cobertura de nubes es principalmente orográfica y persiste más 200 d/a entre 800 y 1600 m de altitud. Las nieblas estivales quedan entre 500 y 1200 m y las nieblas generales entre 600 y 1600 m. La mayor condensación se produce de abril a septiembre.

Los colectores horizontales de niebla han recogido 6-21 L/m²/d, hasta 33-56 L/m²/d bajo brezo blanco. Se ha observado un goteo bajo la vegetación 3,5 veces mayor que precipitación anual (Prada et al., 2001). Entre 600-800 m y 1000 m de altitud ha llegado a medir hasta 250 mm/d, según el viento (Prada y Oliveira da Silva, 2001). Para medir la lluvia horizontal se instalaron colectores de lluvia a través del bosque (percolación) en brezos a 1580 m de altitud, en brezos secundarios a 1385 m y en laurisilva a 1050 m. La interceptación depende de la arquitectura del árbol y de la forma de las hojas. En brezos altos, la interceptación medida es el 225% de la precipitación bruta (Prada et al., 2009; 2011). Con esas cifras se determinó que con 45 mm/d y abundante vegetación nativa (unos 125 km²), durante 235 d/a se obtendría una lluvia total de 10.500 mm/a. Este valor fue posteriormente corregido a 4000-5000 mm/a en bosque de brezos a 1560 m de altitud, con una media diaria de 30 mm. Este valor ha sido causa de grandes controversias ya que parece excesivo para áreas extensas. Regalado et al. (2010; 2013) consideran que es muy alta la contribución de agua de niebla antes aludida, que se estima que es un orden de magnitud más que en otros lugares. Lo atribuyen a un número insuficiente de medidores y a que la contribución de la niebla se obtiene como la diferencia entre lluvia total y la trascolación, lo que es muy propenso a la propagación de errores. Según Prada et al. (2010b; 2013), no parece que en número de medidores sea una causa de desviación y la corrección de la lluvia según el viento no parece alterar los resultados.

Al efectuar los cálculos debe corregirse la lluvia por efecto de pérdida de viento tras la primera línea de brezos y comparar con lluvia a través (trascolación) y otras variables climatológicas (Prada et al., 2011). La medida de 28 mm/d de agua de nube, con un 68% de trascolación total, supone 190% de precipitación bruta. Se observa una correlación directa de las medidas con los días de niebla y la velocidad del viento e inversa con la humedad relativa. La captación de agua de nube a lo largo de la masa arbórea decrece logarítmicamente con el recorrido en el sentido del viento.

El agua subterránea en esas áreas tiene una composición isotópica intermedia entre la lluvia ligera y el agua más pesada isotópicamente de la nube (Figura 6.3.6). El agua de las nubes está enriquecida isotópicamente en comparación con la lluvia a la misma altitud, debido a la reposición continuada de vapor de agua de las nubes orográficas, al hecho de que se trata de una etapa temprana de condensación de la humedad del aire y al menor tamaño de las gotículas de agua de la niebla en comparación con las de la lluvia (Prada et al., 2015). El agua subterránea no muestra efectos isotópicos de evaporación (Prada et al., 2010).

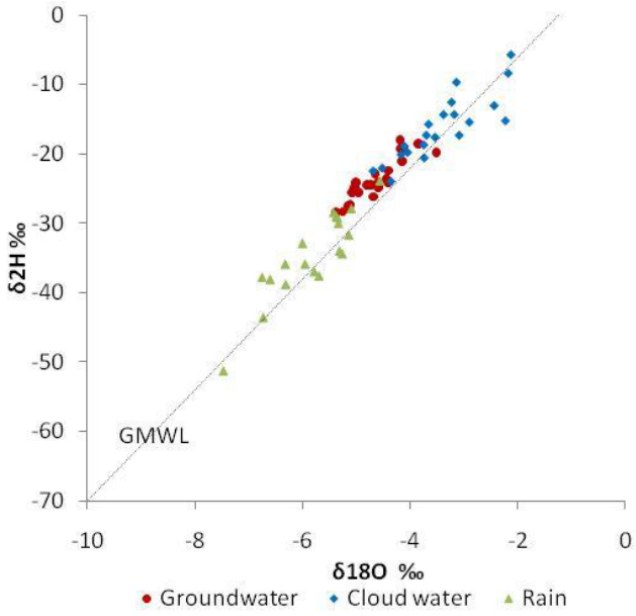


Figura 6.3.6 Composición isotópica estable del agua de lluvia, de las nubes y del agua subterránea en los lugares en que se produce la lluvia horizontal.

6.3.6 Recursos de agua subterránea

La producción de agua subterránea es aproximadamente: manantiales 3850 L/s, túneles 1100 L/s y pozos (0,2-667 L/s/m) 1100 L/s, los que en total suman 5500 L/s. El agua de los túneles (galerías) se transporta por canales (levadas) de 500 a 3000 m de recorrido, mayormente entre 600 y 1500 m, con una longitud total de >1000 km. Además, hay 7 centrales hidroeléctricas. Se localizan 8 manantiales termales de 28 ºC y 0,5-2,25 g/L CO_2.

Para 270.000 habitantes, los recursos subterráneos utilizados para el abastecimiento público, industria, regadío y producción de energía totalizan 185 hm^3/a. La recarga se produce predominantemente en las zonas altas y llanas de la isla, a partir de la lluvia, complementada por lluvia horizontal (Prada et al., 2005). La escorrentía por la red hidrográfica es debida directamente a la precipitación, a flujo hipodérmico y a la descarga de los acuíferos.

En la isla de Madeira hay 50 levadas que llevan 0,345 hm^3/d (12,5 hm^3/a). El Túnel dos Tornos, de 5100 m de longitud, produce 560 L/s. 375 nacientes producen 40.000 m^3/d (1,4 hm^3/a) y otros 373 nacientes producen 30.000 m^3/d (1,1 hm^3/d), con un caudal medio de 82 m^3/d (0,9 L/s), entre 1,5 y 920 m^3/d.

En la isla de Porto Santo, 31 nacientes producen 596 m^3/d (0,22 hm^3/a), con un caudal medio de 18 m^3/d (entre 2 y 180 m^3/d).

6.4 Macaronesia Centro: Islas Canarias

6.4.1 Situación y características generales

El archipiélago volcánico de Canarias está situado en el océano Atlántico oriental, frente a las costas africanas del Sahara. Las siete islas principales se extienden de E a W a lo largo de 400 km (Figura 6.4.1-1). La superficie total es de 7470 km^2. Tienen algo más de 2 millones de habitantes. En la Tabla 6.4.1-1 se dan los datos básicos fisiográficos generales y en la 6.4.1-2 se incluyen datos geológicos e hidrogeológicos.

Se trata de islas altas comparadas con su tamaño, aun considerando las más orientales, que son las más erosionadas, a pesar de que se denominan islas bajas en el contexto local, ya que la designación hace referencia a que intercepten o no los vientos alisios. Una buena parte del territorio presenta fuertes pendientes y contiene profundos barrancos. La población se asienta preferentemente cerca de la costa y en vegas interiores de medianías (altitudes medias). Las cumbres apenas tienen población.

Cada isla tiene su propia administración, los Cabildos Insulares, que son entidades locales de notable autonomía y poder de gestión, cada uno actuando a través de un Consejo Insular de Aguas. Las dos islas con mayor población, actividad económica y desarrollo de agua subterránea son Gran Canaria y Tenerife.

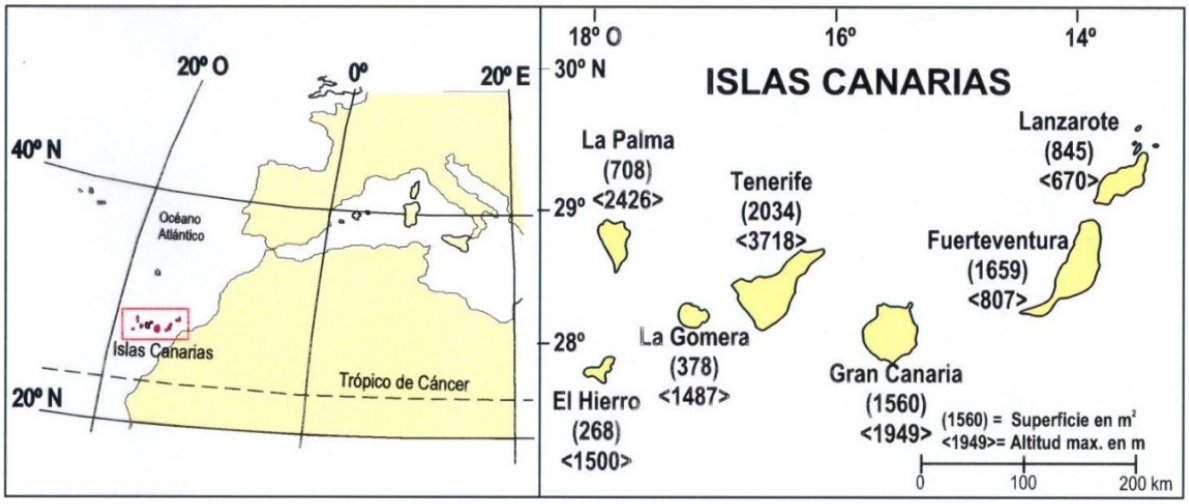


Figura 6.4.1-1 Situación de Canarias y de las islas, con su superficie (km2) y altitud máxima <m>

Tabla 6.4.1-1 Datos básicos fisiográficos generales de las Islas Canarias. La población es la de la década del 2000. Las siglas son: LZ = Lanzarote; FV = Fuerteventura; GC = Gran Canaria; TF = Tenerife; GO = La Gomera; HI = El Hierro

Isla	LZ	FV	GC	TF	LP	GO	HI	Total
Superficie, km^2	850	1650	1570	2050	710	370	270	7470
Altitud máxima, m	670	807	1954	3718	2426	1484	1501	
Longitud de costa, km	140	240	170	254	112	76	86	1064
Perímetro litoral, km	402	558	1010	1315	535	256	174	4270
Población, miles hab.	142	103	848	905	87	23	11	2119

Tabla 6.4.1-2 Síntesis de datos básicos generales, geológicos e hidrogeológicos de las Islas Canarias según Custodio y Cabrera (2008). Estos datos pueden diferir de otros que se dan en el texto al provenir de trabajos y contextos diferentes

Island	Lanzarote	Fuerteventura	Gran Canaria	Tenerife	Gomera	La Palma	Hierro
Surface, km^2	835	1729	1558	2036	378	706	278
Altitude, m	670	807	1950	3718	1484	2426	1501
Erosion stage	Final	Final	Advanced	Going on	Going on	Regular	Incipient
Character	Shield. Recent	Submarine elevation. Shield. Intrusive bodies.	Shield. Intrusive bodies. Rift. Large caldera New shield.	Shield. Rift. Large caldera.	Submarine elevation. Shield. Rift. New shield	Submarine elevation.	Core. Recent
Recent effusive activity	Conspicuous	Regular	Present	Important	No	Conspicuous	Conspicuous
Shield stage age, Ma	15,5	20,6	14,5	11,6	12,0	1,8	1,1
Structure	2 cores and peripherics	Core and peripherics	Core and slopes	3 cores and slopes	Core and slopes	Core and peripherics	Core and peripherics
Climate	Arid	Arid	Semiwet to arid	Wet to semiarid	Wet to semiarid	Wet	Semiwet
Average precipitation, mm/a	90–250	60–250	100–900	200–1000	100–900	300–1400	200–700
Surface runoff	Low	Scarce	Medium	Scarce	Medium	Scarce	Scarce
Average recharge, mm/a	4–10	4–20	5–600	10–600	20–500	20–600	30–300
Saline climatic effect	Important	Important	Exists	Exists	No	No	No
Chemical effects	—	Old marine	Occasional	Na–HCO_3	Occasional	No	No
Local contamination	NO_3	NO_3	High NO_3	High NO_3	Occasional	NO_3	Occasional
Coastal marine intrusion	Natural in some areas	Natural in some areas	Induced	Small	Small	Small	Natural in some areas
GW development	Low	Medium	High	High	Medium	High	Medium
Main conceptual knowledge sources	SGOP SPA–15	IGME 1 doc. thesis	SGOP, IGME, SPA–15 4 doc. thesis	SGOP, IGME, PHI SPA–15	IGME, C–PH 1 doc. thesis	PHI, 3 doc. thesis	SGOP, PHI

SGOP = Geological Service for Public Works (extinct)

SPA–15 = Reports from the Canaries SPA–15 project (main and complementary)

IGME = Geological and Mining Institute of Spain

PHI = Island hydrological planning

C–PH = Complementary study for the island hydrogeological planning

Con carácter general, el clima es semiárido a árido, lo que, unido a una gran población, importantes actividades agrícolas y actualmente gran desarrollo turístico, hace que la

demanda de agua sea muy grande con respecto a los recursos naturales. De ahí una continuada lucha histórica para obtener un recurso esencial sustentable (FCA, 2021).

El clima es benigno, como corresponde a una posición próxima al Trópico de Cáncer y está moderado por corrientes oceánicas frías atlánticas. El archipiélago está en un área de altas presiones, lo que ocasiona un ambiente general árido, extensión del sahariano. Sin embargo, los vientos alisios húmedos del NNE producen un notable incremento de lluvias en las laderas N y NE de las islas altas al ser interceptados por las elevaciones insulares, en especial en las islas centrales y occidentales. Se pueden superar medias pluviométricas de 800 mm/a entre 800 y 1800 m de altitud, con una disminución a mayor altitud a causa de los vientos contralisios secos. Ocasionalmente pueden producirse lluvias tormentosas intensas procedentes del SW, sobre todo en las partes áridas del S y SW insular, que pueden ir acompañadas de ocasionales fuertes avenidas de agua en los barrancos, las que pueden ser una fuente de recarga para las áreas más áridas del sur y Sudoeste si las condiciones hidrogeológicas son favorables. En las áreas costeras del Sur y Sudeste, la precipitación media está entre 80 y 150 mm/a, distribuida irregularmente, como es esperable en clima árido. En la Figura 6.4.1-2 se muestra de forma simplificada la precipitación media de las islas, donde se manifiesta claramente el efecto de los vientos alisios húmedos del NNE sobre las laderas N de las islas altas, el efecto de sombra a sotavento y las grandes variaciones de una isla a otra y dentro de una misma isla. La lluvia es mayor en invierno y escasa en verano.

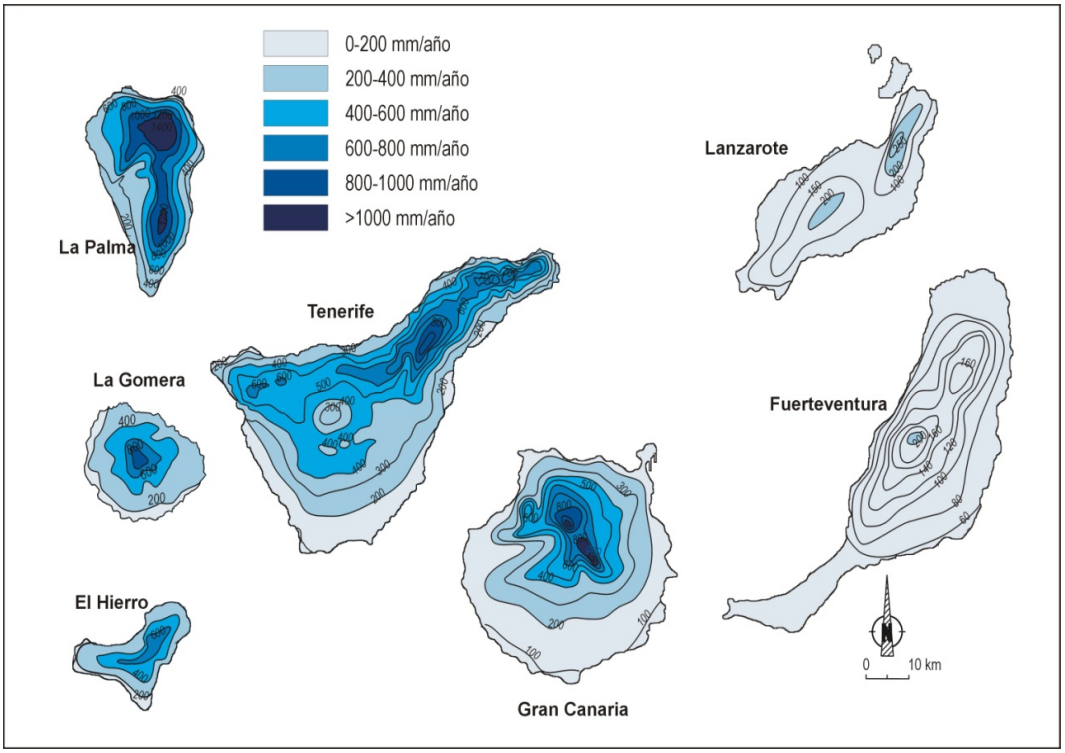


Figura 6.4.1-2 Simplificación de la precipitación media de las islas. Se manifiesta el efecto de los vientos alisios húmedos del NNE sobre las laderas N de las islas altas, el efecto de sombra a sotavento y las grandes variaciones de una isla a otra y dentro de una misma isla.

También hay grandes variaciones en la precipitación de un año a otro. La Figura 6.4.1-3 muestra las desviaciones acumuladas de la precipitación del año hidrológico (septiembre-agosto en Canarias) respecto a la media de la Estación de Lomo Aljorradero, en las medianías de Gran Canaria, para el periodo 1929/28-1970/71.

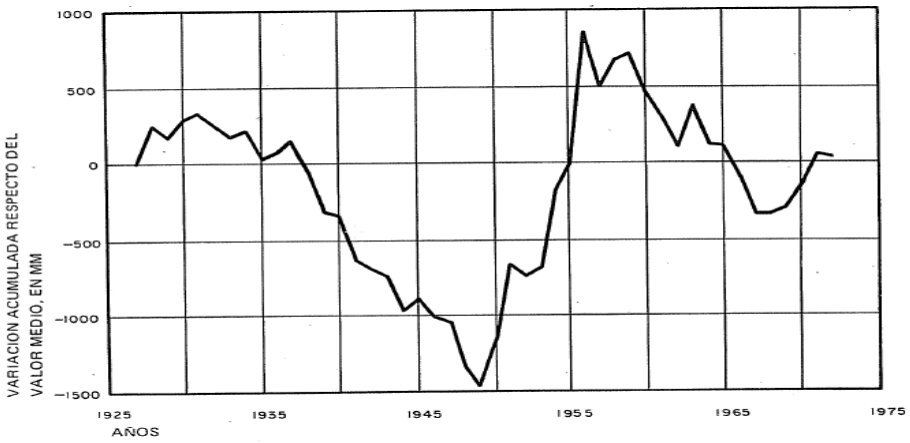


Figura 6.4.1-3 Desviaciones acumuladas de la precipitación del año hidrológico (septiembre-agosto) respecto a la media de la Estación de Lomo Aljorradero (P 625), cerca de San Mateo (medianías de Gran Canaria), para el periodo 1929/28-1970/71, según SPA-15 (1975)

6.4.2 Consideraciones geológicas generales

En el sector centro-oriental se elevan diversos volcanes sobre el fondo oceánico atlántico, de los que afloran las islas del archipiélago de Canarias, Madeira y Selvagens (Salvajes) y una serie de montes submarinos (guyots, seamunts), como muestra la Figura 6.4.2-1. Las Islas Canarias están sobre un fondo en el entorno de 3000 m a 4000 m. Sólo la isla de Fuerteventura toca el borde continental africano. El origen del volcanismo se muestra en la Figura 6.4.2-2. Deriva de un gran punto caliente bajo el borde occidental africano. La corteza oceánica tiene una edad de >140 Ma y un espesor medio de 6,4 km.

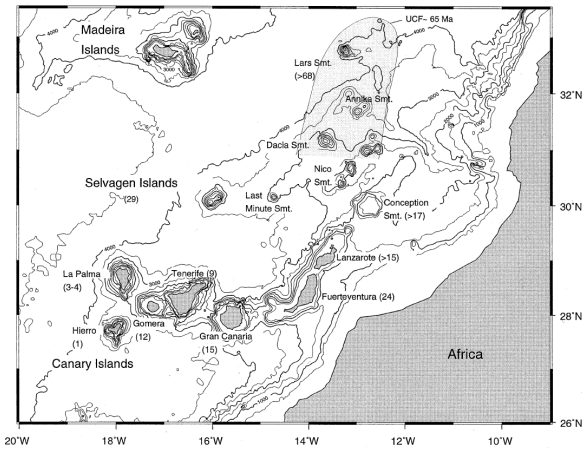


Figura 6.4.2-1 Situación geográfica de los archipiélagos de Canarias, Madeira y Selvagens (Salvajes) y relieve del fondo marino. Las cifras indican la edad mayor de las rocas muestreadas, en Ma.

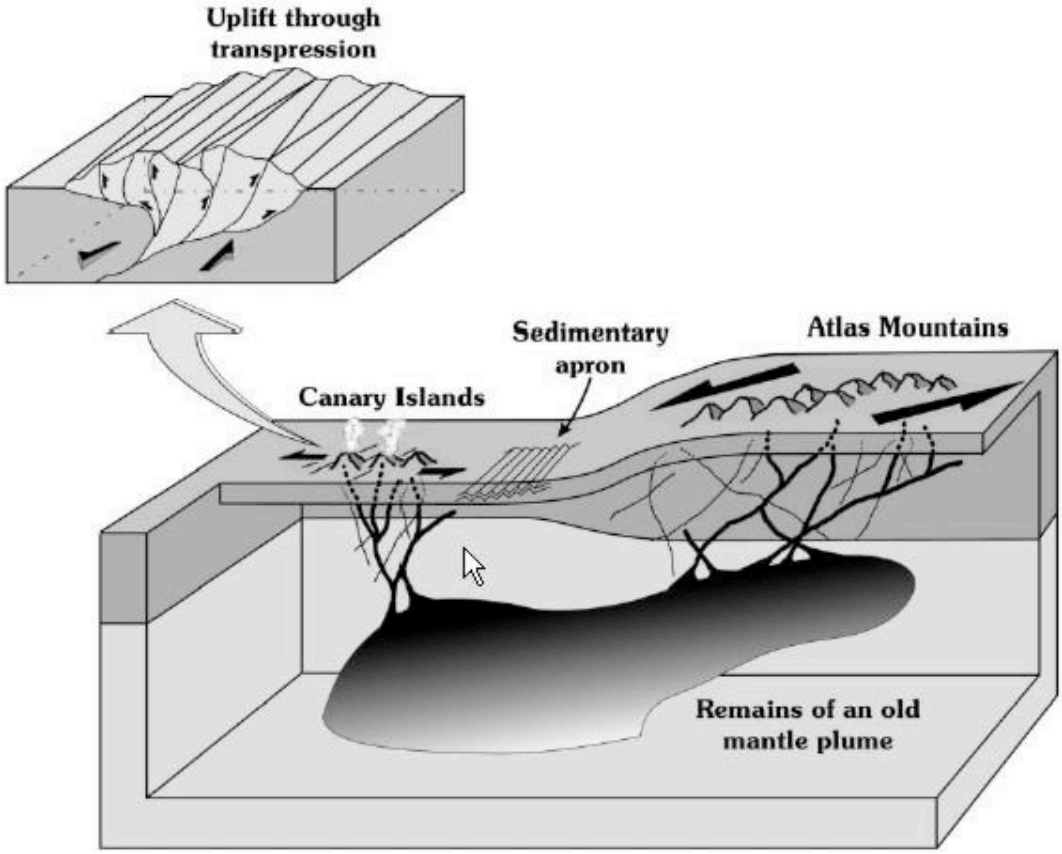


Figura 6.4.2-2 Antiguo modelo de hipótesis unificadora para explicar el origen de las Islas Canarias (Iribarren Rodríguez, 2014). La figura adicional representa una fase transgresiva, donde las islas emergen con estructuras de tipo flor (Anguita y Hernán. 2000). Tiene valor histórico, pero actualmente el modelo está superado.

El movimiento de la placa tectónica africana, alejándose de la americana por extensión de la dorsal centro-atlántica ha hecho que la actividad magmática de escudo se haya desplazado desde el Mioceno del E hacia el W unos 400 km en 11 Ma, dejando una cadena de volcanes sobre el fondo marino. Es una cordillera importante con

elevaciones de hasta 6700 m sobre el fondo marino, del que sobresalen las 7 islas y las islas menores asociadas al entorno de Lanzarote (Figura 4.6.2-3). Las rocas más antiguas que afloran están en Fuerteventura, de 22 Ma y las más recientes son actuales.

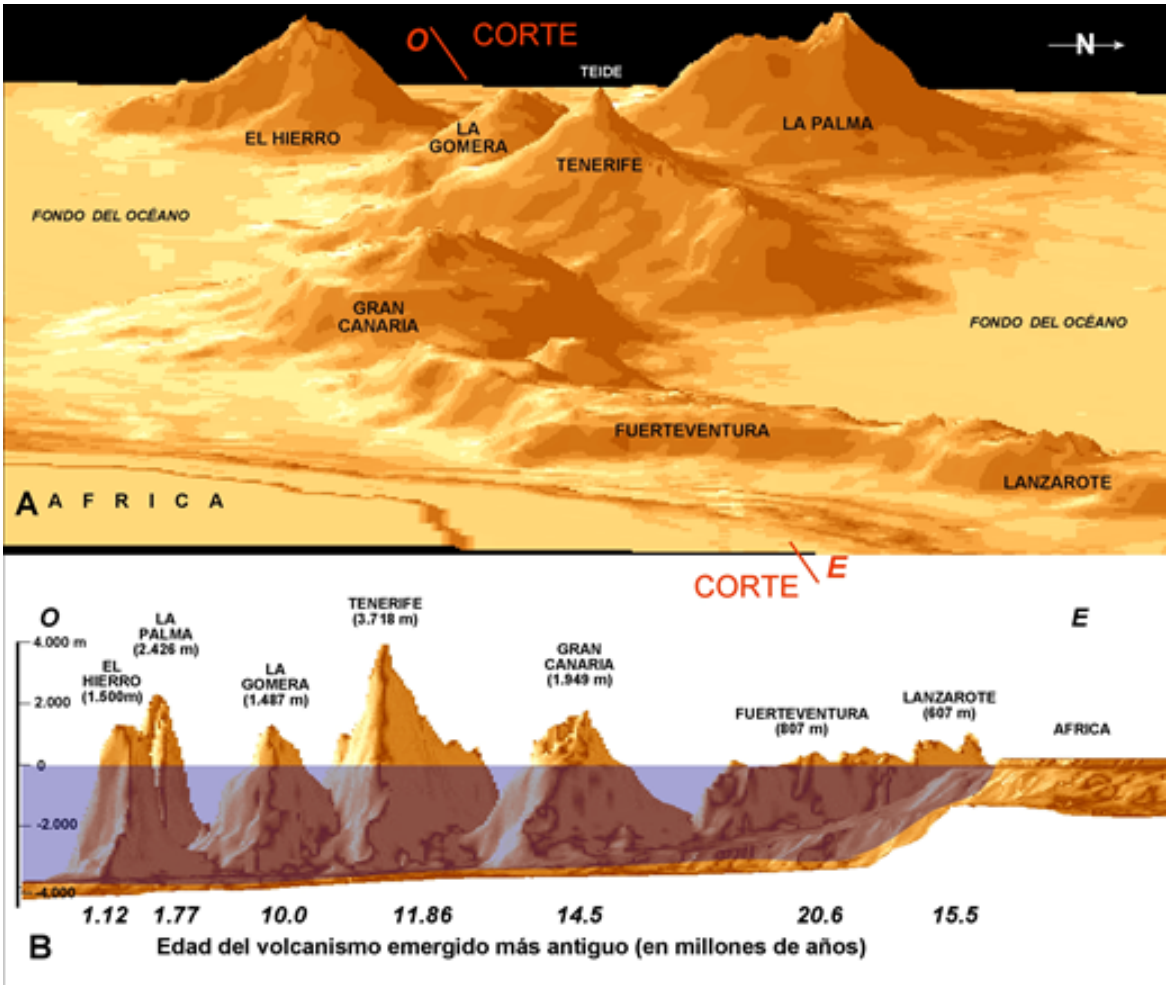


Figura 4.6.2-3 Vistas de la cordillera volcánica submarina de la Islas Canarias sobre el fondo marino a 3000 m de profundidad (Carracedo y Tilling, 2003)

El volumen de magma emitido para formar el escudo principal de la isla de Tenerife se evalúa en 150.000 km^3, entre hace 16 y 6 Ma, a una tasa de 6-20 hm^3/a, que es similar al de las islas de La Reunión y del archipiélago de Cabo Verde, pero menor que en Hawaii (Watts et al., 1997). En Tenerife, la fosa (hendidura, rift) tiene un relleno de 2-3 km de potencia mientras que en Hawaii es de >4 km.

La evolución de las islas sigue la pauta de las islas de punto caliente que se explica en la Sección 3.1.3 del Capítulo 3, aunque con algunas complejidades y la coalescencia de dos o más volcanes principales en algunas de las islas. La Figura 6.5.2-4 sintetiza las diferentes etapas en la evolución volcanológica en 5 de las 7 islas del archipiélago de Canarias

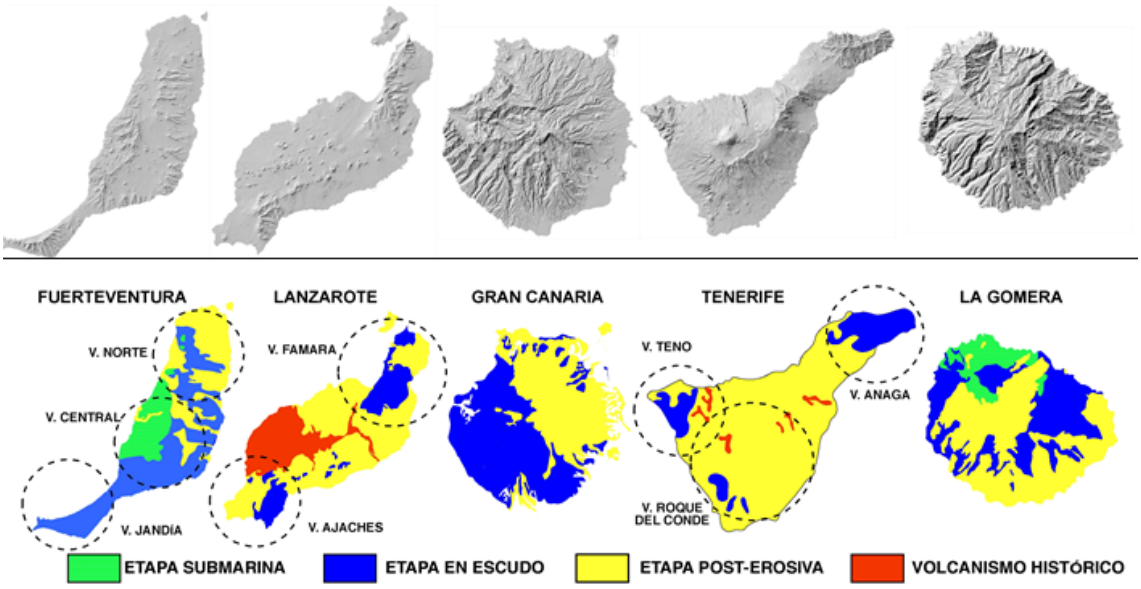


Figura 6.5.2-4 Diferentes etapas en la evolución volcanológica en 5 de las 7 islas del archipiélago de Canarias (Carracedo y Tilling, 2003; Carracedo, 1994)

Dentro del programa internacional ODP (Ocean Drilling Program) se han realizado en el área de Canarias 7 sondeos geológicos a lo largo de unos 1000 km de una traza oceánica de orientación WNW (ODP Leg 157, 1996). En Gran Canaria, la mayor tasa de deposición volcanoclástica en los fondos oceánicos se corresponde con la etapa de escudo del Mioceno medio. La serie de materiales se inicia con potentes tobas de hialoclastitas clasificadas y coladas de detritos (debris flows), a veces con clastos grandes de basaltos subaéreos procedentes de posibles grandes deslizamientos. Sobre estas rocas se encuentran brechas y tobas de lapilli correspondientes al paso del volcanismo submarino al subaéreo, con muy numerosas capas finas de turbiditas. Existe un importante hiato volcánico entre 4,5 y 9,5 Ma, con escasos aportes de material. Llega material erupcionado y deslizado desde hace 6,5 Ma y continua, con los flujos mayores de decenas a centenas de km^3, cada pocas decenas de miles de años.

La Figura 6.5.2-5 muestra esquemáticamente la contribución de magma profundo y su desplazamiento cerca de la litosfera a causa del movimiento de la placa tectónica en la ubicación de las Islas Canarias. La importancia de la contribución de magma de penachos profundos relativa a la de magma de origen litosférico se ha estudiado mediante el desequilibrio de los isótopos del uranio (Lundstrom et al., 2003).

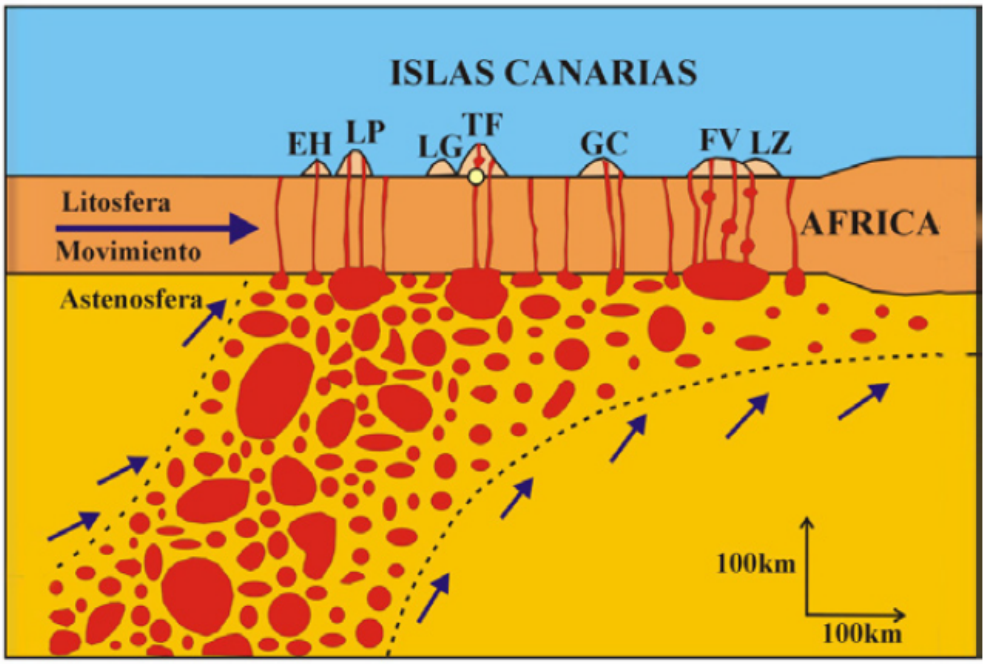


Figura 6.5.2-5 Representación esquemática de la contribución de magma profundo y su desplazamiento cerca de la litosfera a causa del movimiento de la placa tectónica en la ubicación de las Islas Canarias (Carracedo y Pérez-Torrado, 2001)

En diversas islas de Canarias afloran los materiales de las fases submarinas (Mitchell-Thomé, 1976). Hay extensos afloramientos en Fuerteventura (lavas almohadilladas hasta 400-500 m de altitud), La Gomera y La Palma (hialoclastitas hasta 1200-1300 m de altitud) y recientemente se ha localizado un afloramiento al nivel del mar en el lado N del Macizo de Anaga, en Tenerife. Estos afloramientos son realmente submarinos y no coladas de origen subaéreo que han llegado y superado la costa del momento. Hay arrecifes atravesados por diques.

6.4.3 Consideraciones hidrogeológicas generales

Los materiales volcánicos y los que se derivan de los mismos, que forman la totalidad de las islas, tienen características hidrogeológicas muy variables. Forman complejos sistemas notablemente heterogéneos, con estructuras asociadas a su génesis, evolución, edad de sus materiales y procesos endógenos de alteración de las rocas. A grandes rasgos, cada centro o alineación de volcanismo principal, uno o varios por isla, ha dado origen a un núcleo de baja permeabilidad, cubierto y rodeado de formaciones volcánicas más recientes, progresivamente menos alteradas y más permeables, aunque cada vez menos extensas y más abundantes a cotas bajas, donde se han acumulado. En el caso de Canarias, muchas de estas formaciones suelen quedar por encima del nivel actual del mar.

Bajo un punto de vista hidrogeológico se consideran acuíferos insulares únicos, aunque en detalle son complejos y separables en unidades con características propias, aunque estrechamente relacionadas. Una primera síntesis sobre las características geológico-hidrogeológicas de las Islas Canarias se publicó en 1969 por el US Geological Survey (Dingman y Nuñez, 1969). Cada isla tiene condiciones hidrogeológicas distintas y hay notables variaciones dentro de una misma isla, en función de su génesis, edad, estado de formación y erosión, rasgos que modulan la precipitación y la distribución espacial de la misma.

El Estudio Científico de los Recursos de Agua en las Islas Canarias, realizado entre 1970 y 1974 (SPA–15, 1975), sentó las bases del conocimiento hidrológico e hidrogeológico de Canarias. Los estudios fueron más extensos y detallados en Gran Canaria y Tenerife. Se elaboró un modelo conceptual general de los acuíferos insulares volcánicos, el cual se ha ido mejorando y universalizando progresivamente, como recogen Cabrera et al. (2011a) hasta 2011.

En el Simposio Internacional de Arrecife de Lanzarote de 1975 (Custodio, 1978) se expusieron los conocimientos generales, que después se han ido desarrollando y profundizando, los que se contrastaron con los del momento en otras islas y terrenos volcánicos de otros lugares. Se han producido aportaciones posteriores generales de interés dentro del proyecto CANHIDRO, desarrollado a continuación entre 1985 y 1990 por el Gobierno español y las instituciones canarias, con orientación socio–económica, pero cuyos resultados han quedado mayormente inéditos.

La existencia de galerías penetrables y de pozos de gran diámetro a los que se pudo bajar con los dispositivos existentes (denominados localmente winche y cacharrón) permitió un reconocimiento de detalle del terreno en profundidad, muestreos en el lugar de afloramiento del agua dentro de las captaciones y observar la posición del nivel freático. Estos reconocimientos, mediciones y muestreos han sido esenciales para el progreso del conocimiento, aunque entrañaron notables riesgos, pero son costosos por la preparación y medidas de seguridad. Actualmente requieren solicitar permisos especiales, de modo que la observación periódica en profundidad se ha ido haciendo cada vez más difícil o acaba resultando impracticable.

El modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico es el que se expone en la Sección 4.6 del Capítulo 4. Consiste en un acuífero constituido por un núcleo de baja permeabilidad y una cobertera y periferia de materiales más permeables que conducen el flujo de agua, con un espesor notable que puede estar no saturado en cumbres y medianías (Custodio, 1989; 2007; Custodio y Cabrera, 2008; 2013). Este esquema debe adaptarse a la geología y morfología locales en cada caso particular y da lugar a muy distintas realizaciones.

La superficie del terreno insular es en general permeable, lo que facilita la infiltración de la precipitación y favorece que ésta se convierta en recarga. En cumbres puede tener cierta relevancia la nieve y la lluvia oculta que produce la niebla (Sección 12.1.4 del

Capítulo 12). El papel de la escorrentía superficial es variable según las circunstancias locales. La relación entre los valores medios anuales de la recarga y la precipitación puede variar desde menos del 2% en las áreas áridas costeras, o sea menos de 2 mm/año, hasta más del 50% en las áreas más lluviosas de las medianías y cumbres, o sea entre 100 y 250 mm/año y hasta 300–400 mm/a en Gran Canaria (Cabrera et al., 2013b; 2013c; 2013d; Naranjo et al., 2014; 2015). En las áreas áridas costeras periféricas del sur de las islas, la recarga puede ser salobre por alta evapoconcentración y mayor deposición atmosférica de sales (Custodio, 1993; Custodio y Custodio-Ayala, 2002; Herrera y Custodio, 2001b; 2003).

Los parámetros hidráulicos más frecuentes de los acuíferos, principalmente de Gran Canaria y Tenerife, obtenidos de los inventarios de captaciones y de ensayos específicos, incluidos los pozos canarios de gran diámetro, se resumen en la Tabla 6.4.3-1

Tabla 6.4.3-1 Parámetros hidráulicos característicos de las formaciones volcánicas de Gran Canaria estudiadas en el proyecto SPA-15 (1975), según Sáenz Oiza y Jiménez Suárez (1980)

Formación	Transmisividad, m^2/d	Conductividad hidráulica, m/d	Porosidad drenable, %
Basaltos antiguos	5-20	0,05-0,50	0,5-1
Fonolitas, Ignimbritas	5-10	0,1-0,5	0,01-0,1
Brechas, Conglomerados	10-200	0,3-0,75	1,5-5,0
Basaltos modernos	40-200	1,5-8	1,0-2,0
Aluviones, Sedimentos	200-800	5-25	5,0-10,0

6.4.4 Consideraciones hidrogeoquímicas

A grandes rasgos se observa un aumento progresivo de la salinidad de las aguas subterráneas desde las zonas altas hacia la costa. Es debido a la cada vez menor precipitación, la mayor evapotranspiración, cierto aumento de la deposición atmosférica con la mayor proximidad a la costa y la mayor superficie en el caso de disposiciones circulares. Es lo que se denomina efecto de ladera, climático o de aridificación (Custodio, 1990; 1993; 2009; Custodio y Jódar, 2016). La salinidad de la recarga es un notable problema en las islas de Fuerteventura y Lanzarote y en las áreas áridas del sur de otras islas, en especial de Gran Canaria. Esta recarga es muy pequeña y no aporta significativamente a los recursos de agua renovables, pero es la que por acumulación forma las reservas locales, aunque sea salobres.

Es posible una contribución del aporte de CO_2 volcánico al aumentar la meteorización profunda de las rocas, aunque generalmente no incrementa significativamente el contenido en cloruros. A esto se unen los retornos de riego a partir del agua aplicada, que en muchos casos puede ya tener una salinidad alta, y la intrusión marina (Custodio, 1988b; 2010).

Hay una relación entre la composición mayoritaria de la roca donde se produce la alteración y la del agua resultante, cuando no domina el efecto climático (Figura 6.4.4-1).

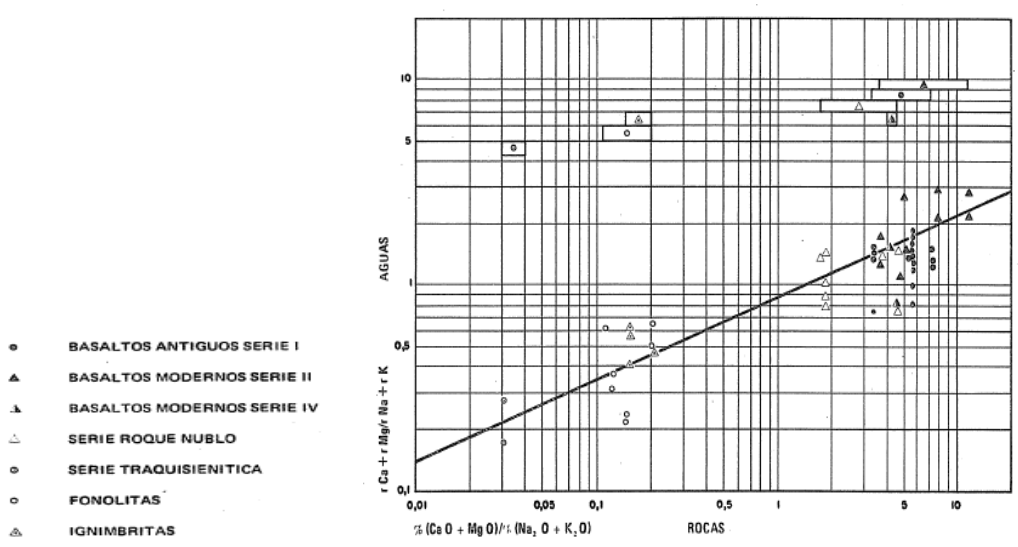


Figura 6.4.4-1 Relación entre la composición mayoritaria de la roca donde se produce la alteración y la del agua resultante, cuando no domina el efecto climático. Se considera la relación ponderal entre óxidos alcalinotérreos y alcalinos en la roca y la relación en meq/L de los iones alcalinotérreos y alcalinos en el agua (SPA-15, 1975).

La explotación ha producido en diversas partes de las islas un progresivo deterioro de la calidad del agua subterránea captada, por salinización en las áreas costeras –adicional a la natural de las partes más áridas– y, en especial en Tenerife, por evolución hacia aguas fuertemente bicarbonatadas sódicas (existentes en profundidad y lateralmente) y con altos contenidos en flúor. Es esperable que parte de las aguas existentes a mayor profundidad de las que hoy se captan tengan mala calidad por efecto del aporte de gases volcánicos, con tendencia a ser bicarbonatadas sódicas y con posibles altos contenidos de flúor y a veces de hierro y manganeso.

Como regla general, las aguas subterráneas captadas en Canarias contienen oxígeno disuelto a concentración próxima a la de saturación (Bravo y Coello, 1979), ya que se trata de aguas de renovación relativamente rápida en ausencia de reductores fácilmente reactivos en la roca y en el suelo por el que se produce la recarga. Las excepciones corresponden a aguas profundas de pozos y galerías o de manantiales surgidos por fracturas y con frecuencia asociados en superficie a depósitos de carbonato cálcico (pérdida de CO_2 de origen endógeno) y de óxidos de Fe y Mn al oxidarse las especies reducidas por el oxígeno de la atmósfera. Los consumidores de

O_2 de la roca son el olivino (iddingsitización) y la augita (cloritización), que contienen Fe(II), y los sulfuros que puedan estar presentes en los complejos basales.

La agricultura, que en general es de regadío, produce retornos de riego salinos, con frecuencia con altos contenidos en nitrato (Custodio et al., 1983; Davis y Jiménez-Suárez, 1975), que pueden ser una fuente importante de recarga a los acuíferos costeros de las zonas áridas del Sur de las islas.

Los aspectos isotópicos ambientales se consideran al tratar de cada isla, siguiendo las líneas generales de la Sección 4.5 del Capítulo 4.

6.4.5 Recursos de agua subterránea

La capacidad de transmisión y el almacenamiento temporal de la recarga en el medio subterráneo es variable, pero en general se hace con escasas manifestaciones permanentes del agua subterránea en superficie. En estado natural, el agua recargada en cada isla fluía de cumbre a mar, con descarga difusa periférica a lo largo de la costa y también con algunas importantes descargas en nacientes (manantiales) en islas altas de núcleo, como es el caso de Gran Canaria, y en fondos de barranco. Esto era lo que sucedía en los siete "ríos" históricos de Gran Canaria, si bien ya no fluyen desde mediados del siglo XX debido al descenso del nivel freático por la intensa explotación del agua subterránea (MASE, 2015). En Tenerife, sus diferentes circunstancias favorecen la descarga de agua subterránea lo largo de la costa, con escasas y pequeñas descargas en el interior de la isla.

La escorrentía superficial directa es muy esporádica y en general se reduce a la que se produce en los eventos intensos de lluvia. La notable permeabilidad de las formaciones superiores hace difícil almacenar en superficie el agua de crecidas de los barrancos, mediante presas de embalse. Gran Canaria y La Gomera son las dos excepciones, al existir condiciones geológicas que favorecen la escorrentía de tormentas y que han permitido construir numerosas presas de embalse debido al afloramiento de formaciones profundas o alteradas por el más avanzado estado de erosión.

La explotación del agua subterránea mediante pozos y galerías es intensiva. Esto ha producido importantes descensos freáticos en las islas centrales, de hasta varios metros anuales en zonas medias (medianías) y altas (cumbres) y abatimientos acumulados de hasta más de 300 m, con una progresiva disminución de los caudales captados y merma de los nacientes, muchos de los cuales se han secado. En las áreas costeras los descensos piezométricos han sido menores, pero hay lugares con niveles freáticos por debajo del nivel del mar. La salinidad del agua subterránea costera puede ser naturalmente alta por efecto de aridez climática y empeora por ascenso de aguas salinas profundas y localmente por intrusión marina lateral actual (Custodio 1990; 2010). Cada isla tiene condiciones propias, que en algunas de ellas se reflejan en sus

planes hidrológicos. Los detalles pueden verse en MASE (2015), SASMIE (2017) y SPA–15 (1975).

La tipología y las características de las captaciones de aguas subterráneas en Canarias se consideran en la Sección 13.3 del Capítulo 13. En la Tabla 6.4.5-1 se indica aproximadamente el número de captaciones existentes en 1975. Con posterioridad se han clausurado algunas y se han adicionado menos del 10% a las existentes en aquel momento. En la Tabla 6.4.5-2 se muestran los recursos medios de agua en Gran Canaria y Tenerife en la década 2000–2010. En la Tabla 6.4.5-3 se da la evolución temporal de los recursos medios captables de agua en el archipiélago de Canarias. En la Tabla 6.4.5-4 se aporta el número de captaciones de aguas subterráneas.

Tabla 6.4.5-1 Número de obras de captación de aguas subterráneas en las formaciones volcánicas canarias, según el proyecto SPA-15 (1975), en Sáenz Oíza y Jiménez Suárez (1980). Las siglas son: LZ = Lanzarote; FV = Fuerteventura; GC = Gran Canaria; TF = Tenerife; GO = La Gomera; HI = El Hierro

	GC	FV	LZ	TF	LP	GO	HI
Pozos	1900	1500	120	150	52	22	25
Galerías	339	3	6	950	160	7	12
Nacientes	20	-	-	75	150	26	-
Presas	64	3	1	17	1	15	-

Tabla 6.4.5-2 Recursos medios de agua en Gran Canaria y Tenerife en la década 2000–2010. La extracción de agua subterránea y el consumo de reservas ha ido decreciendo, según datos de las memorias de los planes hidrológicos de los respectivos Consejos Insulares de Aguas. Las cifras pueden variar algo de una fuente de información a otra. Valores en hm^3/a.

Isla	GC	TF
Precipitación	465	865
Escorrentía superficial	75 (16%)	15 (2%)
Recarga	90 (19%)	400 (46%)
Descarga al mar	40	280
Recarga - descarga al mar	50	120
Recursos captables o disponibles		
Superficiales	24	2
Subterráneos[2]	100	180
Nacientes	0,1	5
Desalinización	60	20
Desalobración	18	- [1]
Reutilización	12	9
TOTAL	214	216

[1] No se consideran aquí las plantas para corrección química de la calidad, como la eliminación de flúor, que tienen importancia en Tenerife

[2] Superan a la recarga pues hay uso de reservas de agua subterránea.

Tabla 6.4.5-3 Evolución temporal de los recursos medios captables de agua en el archipiélago de Canarias. Según datos de las memorias de los planes hidrológicos de los respectivos Consejos Insulares de Aguas. Los valores pueden variar algo según las fuentes de información y de cómo se agrupen. Valores en hm³/a.

Año	1973	1978	1956	1991	1993	2000	2009	
Aguas subterráneas	459	450	411	393	386	326	343	decrece
Aguas superficiales	25	19	20	21	21	25	27	estable
Desalobración	---	---	---	---	---	32	25	
Desalinización	7	16	21	34	37	92	107	crece
Reutilización	---	---	---	---	---	21	19	
TOTALES	491	485	452	448	444	496	516	estable

Tabla 6.4.5-4 Número de captaciones de aguas subterráneas. No se incluyen obras menores o nacientes de escaso caudal. Valores redondeados a partir de varias fuentes. Dependen en parte de la forma de agrupación de las tipologías

Isla		GC[1]	TF[2]	Archipiélago[3]	
Nacientes grandes que subsisten		---	---		
Galerías	total	410	1670 (1700 km)	2 en La Palma y 1 en La Gomera	
	en explotación	---	1050	1500	(8,2 hm³/a)
Pozos y sondeos	total	2130	380 (150 km)		
	en explotación	1330	172	3800	(5,5 hm³/a; max. 130 L/s)

[1] PHGC (2008)

[2] PHTF (2013)

[3] Jiménez Suárez (2013)

La mayor parte de los grandes manantiales (nacientes) se secaron en el entorno de 1950 a 1960, en especial en Gran Canaria, donde eran mayores y más numerosos. Los cursos de agua son actualmente barrancos de funcionamiento ocasional.

La capacidad de desalinización de agua marina ha pasado de 18.000 m³/d en 1970, con 3 plantas de destilación multiefecto, hoy fuera de servicio, a 140.000 m³/d. En 1998 la capacidad era de 138.000 m³/d para producir 34 hm³/a (68% de utilización), de los que el 56% se destinaba a usos urbanos, turísticos e industriales. Actualmente todas son plantas de ósmosis inversa.

Para reducir la salinidad de aguas salobres subterráneas (desalobración) existen numerosas plantas de ósmosis inversa y unas pocas plantas de electrodiálisis reversible, todas ellas en el área costera o a moderada distancia de la costa. Del agua captada en el Sur, principalmente para abastecimiento de los grandes núcleos turísticos (El Inglés y Maspalomas), 8 hm^3/a tienen exceso de salinidad y se requiere dilución o tratamiento previo al uso. La capacidad instalada es de 18.000 m^3/día en el Norte (principalmente en el municipio de Gáldar) y 19.000 m^3/d en el Este (municipio de Telde) y Sudeste, más una planta singular de 20.000 m^3/d de electrodiálisis reversible en el SE, construida en la década de 1980 y hoy desmantelada. La capacidad total actual se evalúa en 80.000 m^3/d, con un retorno de salmueras entre 500 y 1000 m^3/d.

El aprovechamiento de aguas residuales tratadas se inició en la década de 1970, asociado a la planta depuradora de aguas residuales (EDAR) de Barranco Seco, en Las Palmas de Gran Canaria. Desde entonces, las mejoras a nivel insular han sido notables. La capacidad de tratamiento insular actual es de 33 hm^3/a, de los que se reutilizan 9 hm^3/a. Parte de esa agua regenerada es sometida a un proceso de disminución de la salinidad por ósmosis inversa o electrodiálisis ya que el agua original ya suele tener una salinidad relativamente elevada. El agua regenerada se distribuye mediante una red costera periférica oriental que va desde el Noroeste hasta el Sur, además de algunas redes parciales interiores. Dado el alto coste de la elevación, esa agua regenerada no llega a las medianías, donde sólo se reutiliza el agua tratada local. Los usos principales son agrícolas en el Norte y para parques, jardines y campos de golf en Sudeste y Sur.

Hay manifestaciones calientes en Lanzarote, Gran Canaria, Tenerife y El Hierro, pero sólo fumarolas en El Teide (Tenerife) y gases calientes no condensables en Timanfaya (Lanzarote). Algunos de los primeros trabajos se reúnen en Ortiz y Araña (1986).

6.4.6. Canarias orientales: isla de Lanzarote

Características generales

Lanzarote está a 125 km la costa africana del Sahara, en un ambiente árido que no se modifica por la acción de los vientos alisios húmedos ya que su altura no es suficiente para interceptarlos, a pesar de alcanzar los 650 m en el N del macizo de Famara. La forma de la isla es la de una dorsal orientada de N a S, interrumpida en el centro, donde se formó muy recientemente una nueva dorsal volcánica más baja, con numerosos volcanes, piroclastos y malpaíses.

Las precipitaciones anuales en Lanzarote son escasas, tanto más cuanto más hacia el Sur. La vegetación existente se justifica por la importancia de las precipitaciones "ocultas", en parte como rocío nocturno (Sección 4.3.2 del Capítulo 4). En la costa, la precipitación apenas supera 80 mm/a en promedio, hasta unos 250 mm/a en las partes más altas. Las condiciones climáticas y de generación de aerosol marino en un área ventosa hace que la recarga sea salobre, lo que repercute en las aguas subterráneas.

Las laderas de los Riscos de Famara, en basaltos miocenos, tienen recubrimientos eólicos muy arenosos y expuestos a los vientos húmedos que soplan en el sector NNE a NE. La precipitación "oculta" aporta notable cantidad se agua al suelo, que es suficiente para mantener la vida en esas laderas.

Consideraciones geológicas

La isla de Lanzarote consiste en los restos erosionados de dos escudos basálticos miocenos de punto caliente y de los estratovolcanes que siguieron (Thomas et al., 1999): macizo de Famara al N y macizo de los Ajaches al SE. Nuevas erupciones plio-cuaternarias han acabado de configurar la isla, en especial en el centro (Timanfaya) y el NE (La Corona). Tras las recientes grandes erupciones residuales del siglo XVII y menores del XIX, la isla creció 1/3 mediante extensos malpaíses, que aún se conservan en estado próximo al original debido a la aridez climática. La Figura 6.6.5-1 es un mapa geológico simplificado (véase también la Figura 3.2.14 del Capítulo 3) y la Figura 6.4.6-2 muestra los sucesivos depósitos volcánicos de la erupción del Timanfaya (véase también la Figura 3.2.15 del Capítulo 3), que se inició en 1730 (modificado de Carracedo y Badiola-1991, en Carracedo y Tilling, 2003)

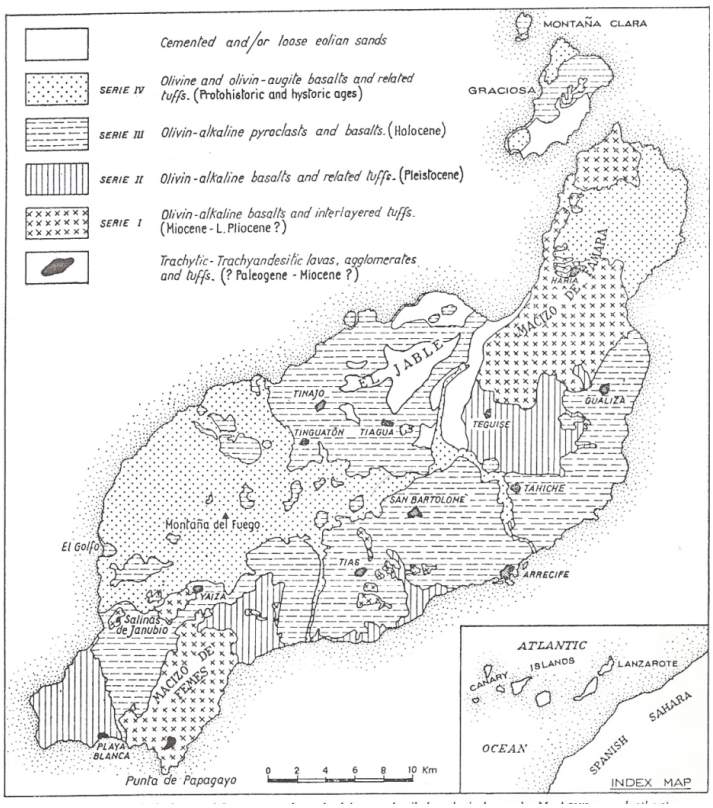


Figura 6.4.6-1 Mapa geológico esquematizado de Lanzarote, según Calamai y Cerón (1970)

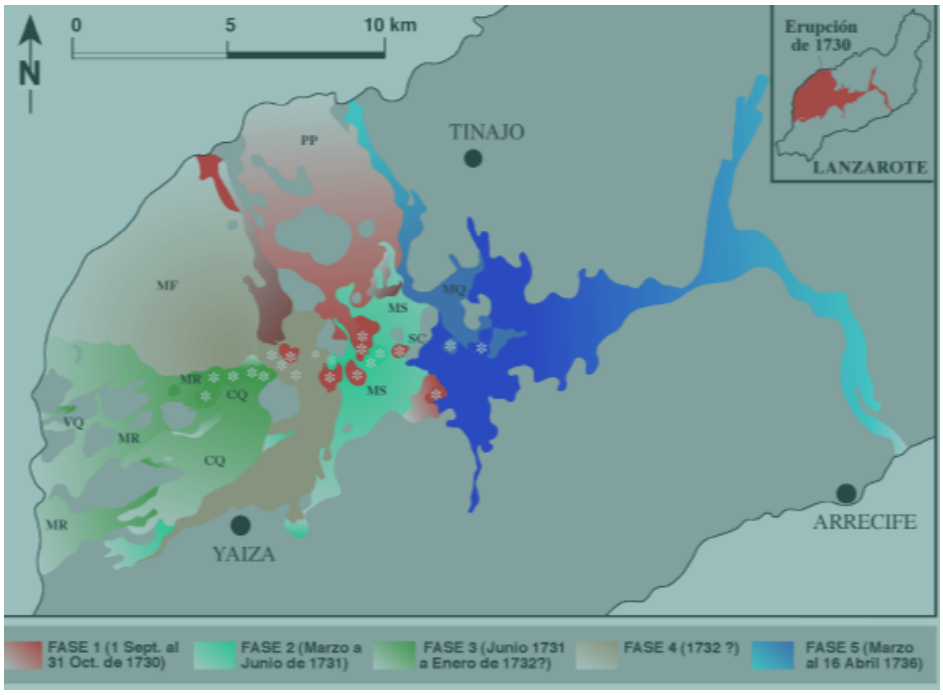


Figura 6.4.6-2 Sucesivos depósitos volcánicos de la erupción del Timanfaya, isla de Lanzarote, Islas Canarias, que se inició en 1730 (modificado de Carracedo y Badiola-1991, en Carracedo y Tilling, 2003). Las sucesivas fases son: 1.- en rojo 01-1730 a 31-07-1730, 2.- verde-azulado 03-1731 a 06-1731, 3.- verde 06-1731 a 01-1732, 4.- gris 1732? y 5.- azul 03-1736 a 18-04-1736.

Se dispone de observaciones de la erupción de 6 años de duración, de 1730 a 1736, gracias al diario mantenido por D. Andrés Lorenzo Curbelo, cura párroco de la población de Yaiza, justo en el lado S, que comienza "…. la tierra se abrió de pronto cerca de Timanfaya, a dos leguas de Yaiza…. La lava se extendió hacia el norte, al principio con tanta rapidez como el agua, pero bien pronto su velocidad se aminoró y no corría más que como la miel… La masa de lava llegó y destruyó en un instante los lugares de Maretas y Santa Catalina … se vio elevarse una inmensa montaña que el mismo día se hundió en su propio cráter con un ruido espantoso y cubrió la isla de cenizas y piedras". El malpaís cubre hoy lo que entonces fue una vega habitada.

Los lugares de volcanismo activo reflejan control tectónico a través de un punto caliente. Por lo menos hay dos fases de volcanismo activo: 1) Serie I, limitada por afloramientos de traquitas y actividad desde hace 19 Ma, que se reduce a 15,5 Ma para Lanzarote. 2) Series II a IV del Plio-cuaternario, con erupciones multifocales continuas desde hace 2,7 Ma, hasta las recientes de La Corona hace 54 ka, Timanfaya en el periodo 1730-1736 con emisión de 1 km^3 de material y 1824 al W de Timanfaya, con 3 focos (Thomas et al., 1999). Véanse las fotografías de las Figuras 3.3.11, 3.3.12 y 3.5.5 a 3.5.7 del Capítulo 3).

Para el volcanismo principal se estima una generación de 2-3% de fundido a 58-73 km de profundidad, cerca de la transición de granate a espinela, surgiendo a 3,5 cm/a aproximadamente constante y con una única columna de fundido y diferentes profundidades de extracción. Para el volcanismo reciente se estiman 28 km de profundidad y 200-800 ka de tiempo de transferencia, al menos con dos componentes fundidos de diferente profundidad, que se mezclan dentro del manto al ascender desde 60-0 km, donde erosiona a la base de la litosfera (Thomas et al., 1999).

Para caracterizar geofísicamente las formaciones volcánicas recientes se hicieron estudios con el método magnetotelúrico (García, 1986) en el entorno de un sondeo de 12 m en Timanfaya, que alcanza una temperatura de 605 ºC, con puntos a >100 ºC en cráteres y proximidades de las fracturas. Se aplicó en piroclastos ya que en lavas se encontró un exceso de resistencia eléctrica y de ruido. La conductividad eléctrica del basalto en proceso de enfriamiento muestra dos transiciones bien diferenciadas a 700 y 1050 ºC. Existe un horizonte conductor a 15 km de profundidad asociado al moho y que se corresponde con los perfiles sísmicos, fuera del área de la erupción de 1730-1736. En la vertical de Timanfaya, el cuerpo magmático está entre 900 y 1100 ºC, en un radio de no más de 0,5 km bajo el cráter del Timanfaya. Las acumulaciones magmáticas bajo Timanfaya han ido evolucionando a lo largo del tiempo (Yuguero et al., 1986).

Consideraciones geológicas

Buena parte de la información sobre el agua subterránea en Lanzarote es la que se produjo durante el proyecto SPA–15 (1975) y que está contenida en buena parte en un informe específico (Custodio y Sáenz Oiza, 1972) y en un estudio hidrogeoquímico

(Custodio et al., 1974). La Figura 6.4.6-3 muestra las litologías de Lanzarote y sus islotes en relación con su permeabilidad. Los materiales de las erupciones históricas y del Pleistoceno superior-Holoceno son potencialmente muy permeables cuando están saturados. Las rocas más antiguas, tardi-miocenas y pliocenas, son las de los edificios volcánicos de Los Ajaches y Famara y son las menos permeables.

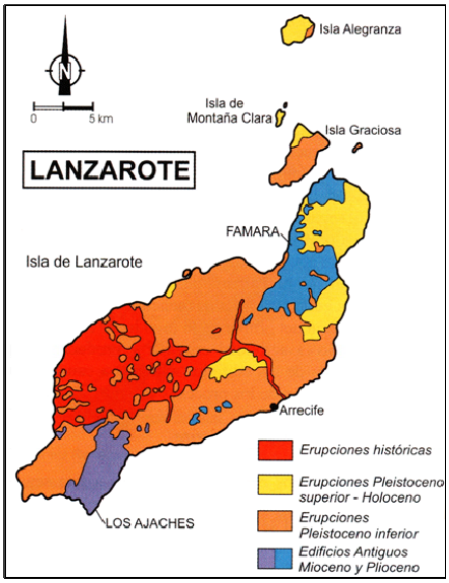


Figura 6.4.6-3 Litologías de Lanzarote y sus islotes (figura modificada de Ancochea, 2004). Los materiales de las erupciones históricas y del Pleistoceno superior-Holoceno son potencialmente muy permeables. Las rocas más antiguas, tardi-miocenas y pliocenas, son las de los edificios volcánicos de Los Ajaches y Famara y las menos permeables.

En Timanfaya se realizó un sondeo profundo de 2700 m para reconocimiento geotérmico, del que se ha derivado una notable mejora del conocimiento geológico (Sánchez Guzmán y Abad, 1986):

0000-0300 m Basaltos con intercalaciones de paleosuelos

0300-1250 m Tobas con basaltos intercalados

0890-0904 m capa con foraminíferos del Oligoceno superior

1250-1800 m Basaltos con intercalaciones de paleosuelo

1800-2600 m Tobas y basaltos alternantes

2130-2170 m capa de foraminíferos del Oligoceno medio inferior

2598 m capa de calizas silicificadas del Paleoceno medio-superior

2598- 2004 m capa de margas

2604-2702 m Arcillas con intercalaciones de margas del Paleoceno medio

Hay formaciones volcánicas históricas, recientes y modernas a lo largo de la costa, muy permeables y con un apreciable espesor. En ensayos realizados en la década de 1970 por el Servicio Geológico de Obras Púbicas cerca de Puerto Naos (justo al N de Arrecife de Lanzarote) se obtuvieron transmisividades hidráulicas superiores a 10.000 m^2/día. En estas condiciones, con poca recarga dada la aridez climática y cuencas pequeñas, cabe esperar que la cuña de agua marina sea notablemente penetrante en las formaciones más jóvenes, hasta que el núcleo se eleve por encima del nivel del mar. En las galerías del Macizo de Famara se realizaron en la primera mitad de la década de 1970 diversos estudios, con perforaciones y medidas piezométricas y toma de muestras para análisis químico, que permitieron un primer modelo del comportamiento hidrogeológico a nivel de macizo, como se expone en la Sección 4.4 del Capítulo 4.

Recursos de agua

En la década de 1960 y 1970 se realizaron observaciones, medidas y ensayos en cuatro galerías en el acantilado del lado W del macizo basáltico de Famara, que sirvieron de apoyo al modelo conceptual actual de funcionamiento de las islas volcánicas de núcleo (Sección 4.4 del Capítulo 4 y Secciones 3.6.3 y 3.6.5 del Capítulo 3).

El desarrollo de aguas subterráneas en Lanzarote es pequeño a causa de la falta de buenos acuíferos y de que los materiales más permeables o no están saturados o en la costa contienen agua marina. Hay numerosos pozos excavados someros en algunas áreas, como los tradicionales de la Vega de Haría, en la parte alta del macizo de Famara, pero son domésticos y poco utilizados. La captación principal de agua subterránea se hizo mediante 7 galerías en el flanco costero occidental del macizo de Famara, de las que sólo 4 fueron productivas, con una longitud de 7 km. Se construyeron en el entorno de 1970, con producción de agua salobre. La producción de las galerías de Famara ha decrecido desde 10,5 L/s en la década de 1970 a 4,6 L/s en 1988 y hoy es posiblemente de sólo 0,2 L/s, con una salinidad total de 4,5 g/L.

La extracción total de agua subterránea en 1972 se estimó en 0,36 hm^3/año y en 0,2 hm^3/año en 2017. Para una recarga estimada de 3,5 hm^3/año, el índice de explotación ha pasado de 0,1 a 0,06. La diferencia entre la recarga y la extracción determina la descarga insular al mar a lo largo de la costa y en especial por los tramos costeros con materiales volcánicos más recientes. La escasa explotación de aguas subterráneas, en especial cerca de la costa, hace que no se manifiesten problemas de intrusión marina en captaciones, aunque puede haberlas en servicios secundarios en algunos hoteles.

El agua disponible es dominantemente de desalinización del agua del mar, con una capacidad instalada de 71.500 m^3/día, ampliables hasta 89.500 m^3/día. Adicionalmente hay hasta unas 60 pequeñas plantas de desalobración privadas para reducir la alta salinidad de las aguas naturales. Se recupera el 75% del agua usada y de esta se depura el 86%. Se reutiliza una pequeña fracción para riego de áreas verdes y explotaciones agrícolas.

Se ha especulado repetidas veces sobre la posibilidad de recursos de agua subterránea bajo los recientes malpaíses de Timanfaya argumentando que hay algunas tormentas intensas ocasionales y que la permeabilidad superficial es muy grande. Pero también la evaporación en esos terrenos sin vegetación puede ser alta ya que puede circular el aire por las masas muy agrietadas en espesores de hasta por lo menos 50 cm, lo que facilita la difusión del vapor y hace que la posibilidad de un excedente para recarga sea posiblemente muy pequeña y salobre. No hay reconocimientos mecánicos que aporten datos para evaluar esta situación. Un reciente estudio geofísico por tomografía eléctrica (A. Casas, comunicación personal, 2019) no ha podido aportar mejoras al conocimiento ni clarificar si hay posibilidad de un medio saturado permeable no afectado por intrusión marina.

Manifestaciones geotérmicas

Diversos lugares del Parque Nacional de Timanfaya, en el extenso malpaís de Lanzarote, son bien conocidos turísticamente por sus manifestaciones térmicas, consistentes principalmente en la salida de gases muy calientes por una fractura, hasta más de 700 ºC, y en la muy pronta y violenta vaporización del agua vertida en un sondeo somero. Los gases de las fumarolas secas están dominados por nitrógeno del aire que entra del exterior, que pierde el oxígeno por reacción con una espina de roca muy caliente y descarga al exterior por convección térmica a lo largo de una fractura principal. Se trata de un sistema seco hasta gran profundidad, por ser la formación muy permeable y la recarga casi nula en el ambiente árido reinante. Los intentos para lograr una central electrogeotérmica no han dado resultados por no haber agua para generar vapor, pero el sondeo profundo de 2700 m realizado ha dejado interesantes resultados. Las Figuras 6.4.6-4 y 6.4.6-5 son esquemas de funcionamiento.

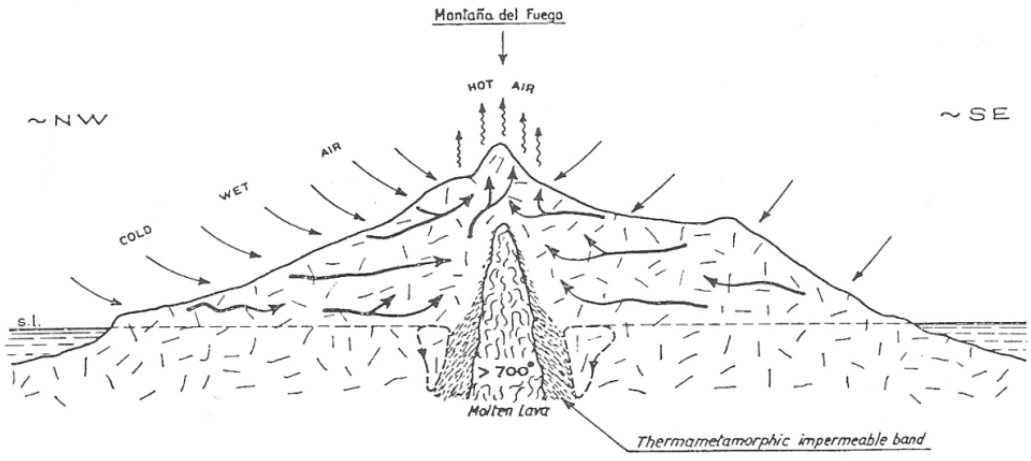


Figura 6.4.6-4 Interpretación de las manifestaciones calientes de Montaña del Fuego, Timanfaya, Lanzarote (Calamai y Cerón, 1970)

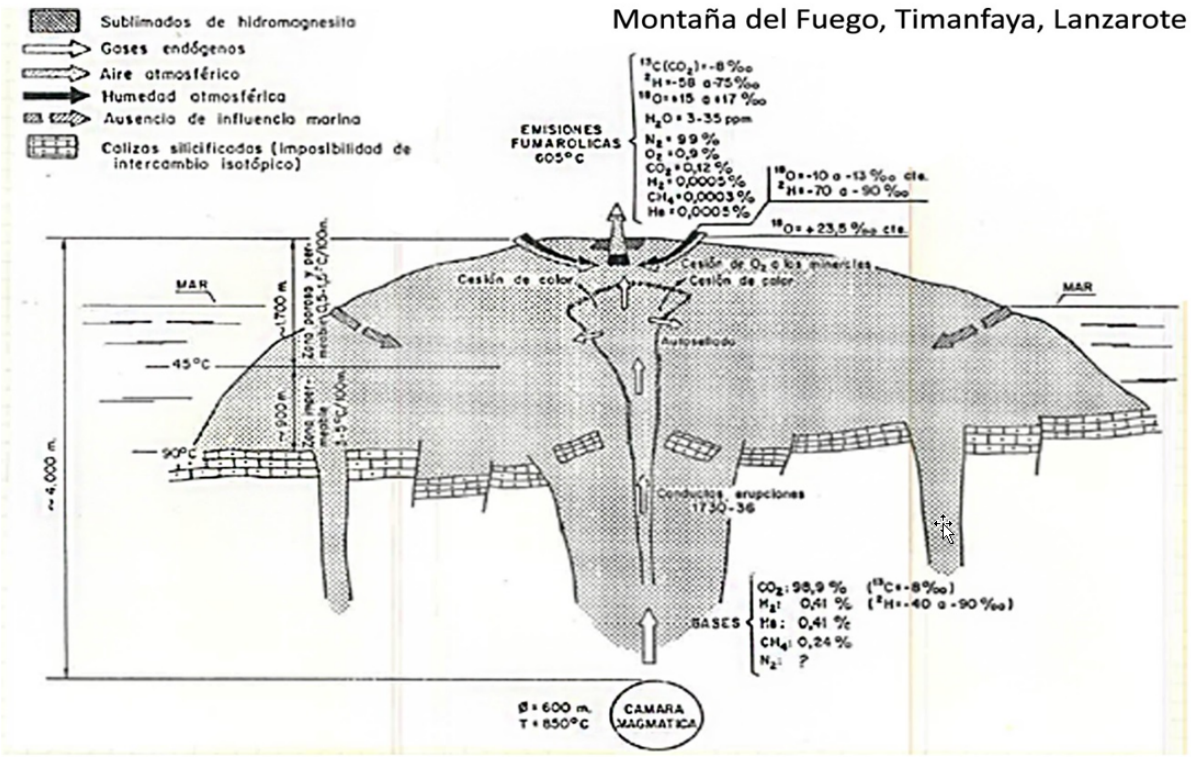


Figura 6.4.6-5 Interpretación de las manifestaciones calientes de Montaña del Fuego, Timanfaya, Lanzarote, según Yuguero et al. (1986).

Enarenados y aprovechamiento del rocío en agricultura

El cultivo de secano en enarenado es característico de Lanzarote en las áreas con volcanismo muy reciente y con una capa de recubrimiento de lapilli casi inalterado sobre suelo que recubre materiales volcánicos antiguos. El enarenado se comenzó a utilizar en Lanzarote tras las sucesivas erupciones volcánicas de 1730 a 1736. El enarenado (arenado) de Lanzarote consiste en una capa de picón (lapilli), limpio y vítreo, sobre el terreno que se desea cultivar, con un espesor entre 10 y 12 cm. La baja retención de agua del picón permite que una fracción del agua de las lluvias tormentosas llegue al suelo que está debajo, a unos 20 a 50 cm de profundidad, a lo que se suma el agua depositada por condensación (rocío) durante el enfriamiento nocturno (mantiene una humedad que facilita la penetración del agua de lluvia). La capa de lapilli reduce la evaporación por difusión de vapor de la humedad del suelo que está debajo. Es un efecto natural similar al del mantillo (mulch). Además, la capa de recubrimiento evita la escorrentía superficial y protege al suelo de la erosión eólica y de las lluvias intensas. La humedad disponible no es suficiente para mantener una vegetación que recubra el terreno, ni esta se desarrolla si no puede enraizar lo suficientemente profundo para alcanzar el suelo debajo. Por esta razón, el cultivo que se practica es el de plantas capaces de enraizar profundamente (vid, higuera) separadas unas de otras entre 5 y 7 m (250 a 300 plantas/ha), en el fondo de una depresión preparada manualmente y rodeada de un murete de materiales volcánicos

de tamaño grande, lo que ayuda a crear en el interior de los recintos condiciones de mayor humedad (Figura 6.4.6-6). Esta disposición en hoyos (calderas) de 1,25 m de profundidad disminuye la transpiración de las plantas, que son de variedades que no crecen en altura y se mantienen adaptadas a la superficie del terreno, incluso las higueras. El picón se va oxidando con el tiempo y se hace más retentivo y menos radiante, por lo que, para mantener un área de enarenados, como el de La Geria, debe reemplazarse el recubrimiento manualmente cada una o dos décadas, con picón nuevo de canteras locales.



Figura 6.4.6-6 Vista de un área de enarenados en La Geria, Lanzarote

Algo similar se consigue con recubrimientos naturales o modificados de arena eólica (jable), de 5 a 20 cm de espesor, que se forman en las áreas sometidas a viento permanente, como en el entorno NW del macizo de Famara. Esto es más común y utilizado en la vecina isla de Fuerteventura, para cultivos de hortalizas, como tomate, sandía y tubérculos.

La elevada salinidad de las aguas drenadas por las galerías del Macizo de Famara es debida a la aridez climática y relativa alta deposición de cloruro atmosférico por la proximidad al mar y ambiente ventoso, con variaciones de un lugar a otro, lo que se refleja en cada galería (Figura 6.3.6-7).

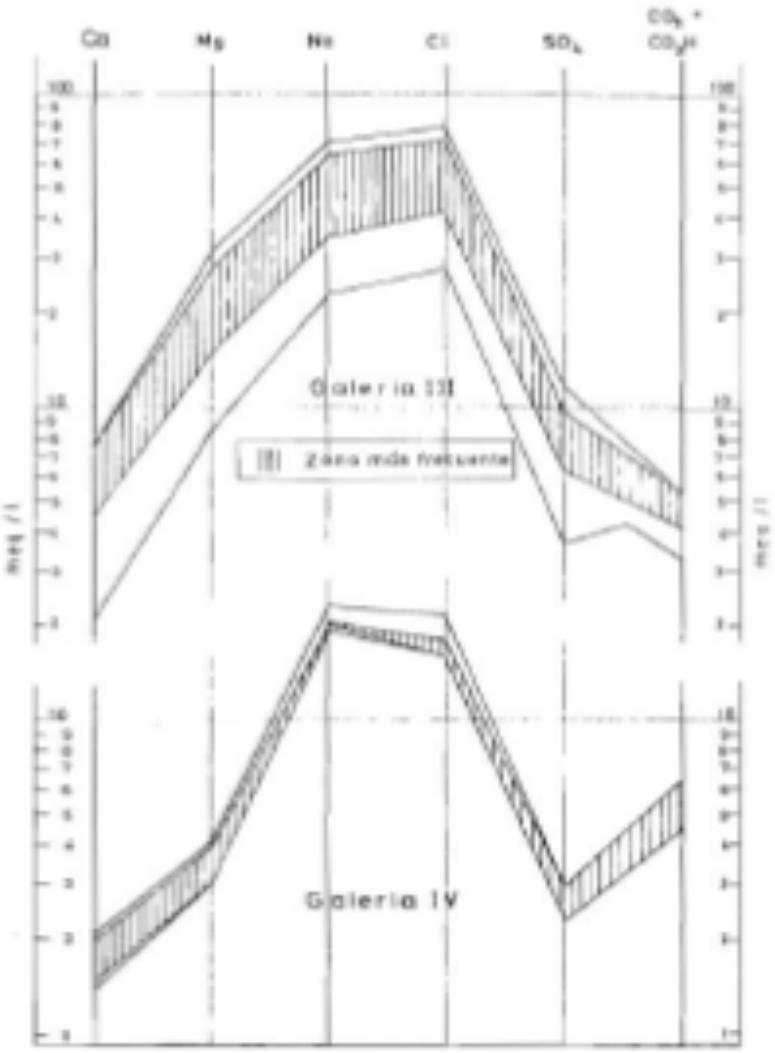


Figura 6.4.6-8 Diagramas hidroquímicos de columnas verticales logarítmicas (Schoeller-Barkaloff) de las aguas de las galerías III y IV del Macizo de Famara. La parte rayada comprende la mayoría de los análisis y las líneas exteriores los valores mayores y menores encontrados. El orden de los iones, de izquierda a derecha es Ca Mg Na Cl SO_4 HCO_3

6.4.7. Canarias orientales: isla de Fuerteventura

Características generales

Fuerteventura está a 150 km la costa africana del Sahara, en un ambiente árido que no se modifica por la acción de los vientos alisios húmedos ya que su altura no es suficiente para interceptarlos, a pesar de alcanzar los 800 m en el macizo central de Betancuria. El grado de erosión es grande, aunque aún se conservan relieves notables, como en Los Cuchillos, que toma el nombre de las divisorias agudas entre los barrancos excavados en basaltos de edad pliocena. De N a S existe un amplio valle central.

En la costa, la precipitación P apenas supera 80 mm/a en promedio, hasta unos 250 mm/a en la cumbre. Las condiciones climáticas y de generación de aerosol marino en un área que es muy ventosa, hace que la recarga sea salobre, lo que se repercute en las aguas subterráneas. Según el Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica de Fuerteventura de 2015, el ITGE consideró una posible recarga R = 0,078P.

Consideraciones geológicas

La isla de Fuerteventura es geológicamente compleja. En ella afloran sedimentos depositados sobre la corteza oceánica, rocas intrusivas profundas y formaciones volcánicas submarinas de lo que se denomina complejo basal. Sobre ellas yacen los escudos volcánicos basálticos miocenos y las efusiones posteriores, que incluyen las subrecientes, algunas de las cuales son malpaíses locales que ocupan parte del fondo de algunos valles y alcanzan la costa, pero con pequeña extensión. Se ha producido una progresiva elevación de toda la isla. Hay importantes formaciones de dunas.

La Figura 6.4.7-1 muestra la geología simplificada. Las rocas más antiguas que afloran tienen 22 Ma. Es uno de los raros lugares insulares con existencia de carbonatitas (Sección 2.3 y Tabla 2.3.6 del Capítulo 2).

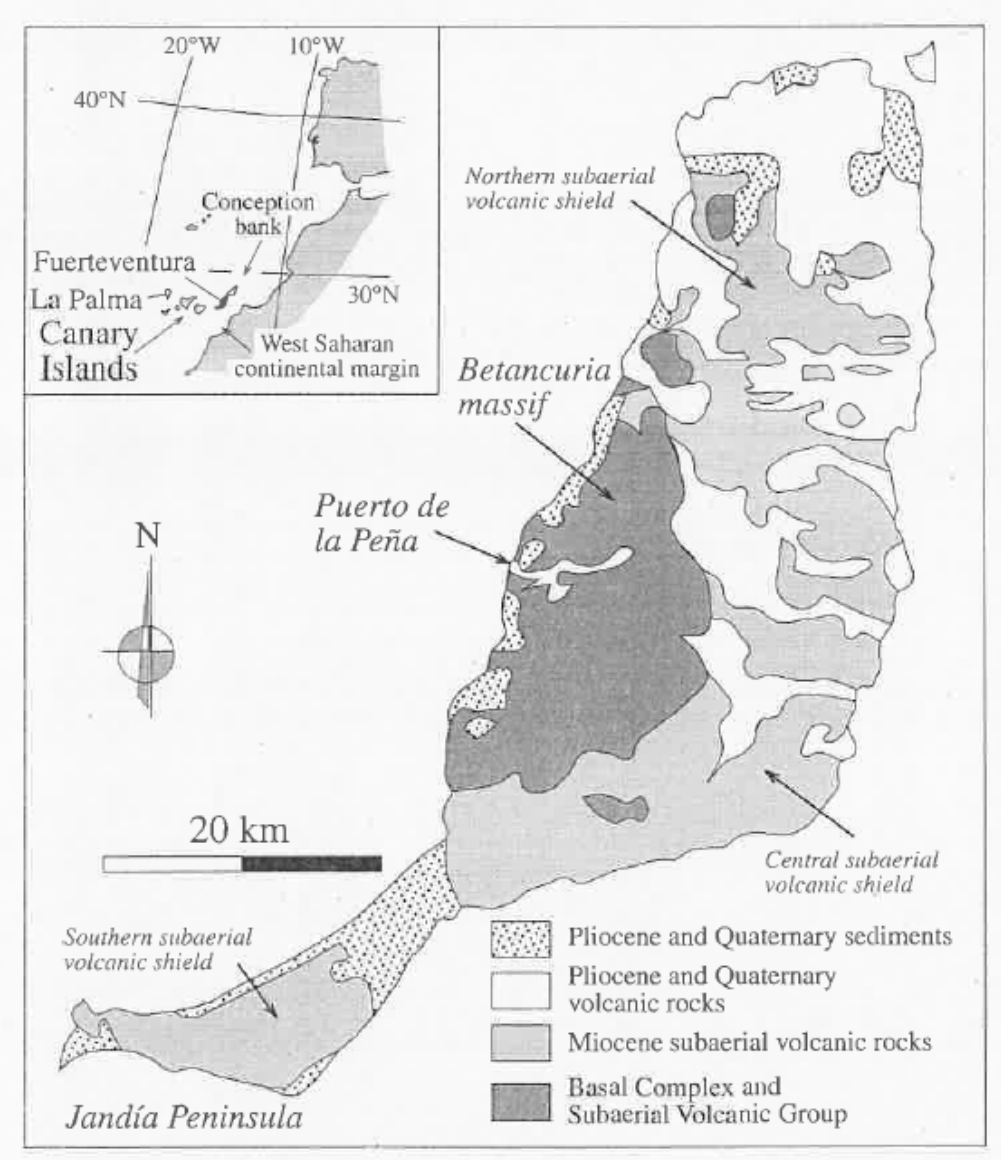


Figura 6.4.7-1 Mapa geológico simplificado de la isla de Fuerteventura. Modificado de Ancochea et al.-1993 (en Gutiérrez et al., 2006)

De abajo arriba se encuentran las unidades (Gutiérrez et al., 2006): 1) grupo volcánico submarino (base), 2) grupo volcánico de transición, 3) grupo volcánico subaéreo. Aparecen series ígneas ultra-alcalinas a) en el frente de un gran deslizamiento lístrico orientado al SSW, b) sintectónicamente respecto a una inversión final de los deslizamientos lístricos y c) en un segundo episodio de extensión WNW. El crecimiento y paso de la etapa submarina a la subaérea no es una secuencia simple, como muestra la Figura 6.4.7-2 y detalla la Figura 6.4.7-3

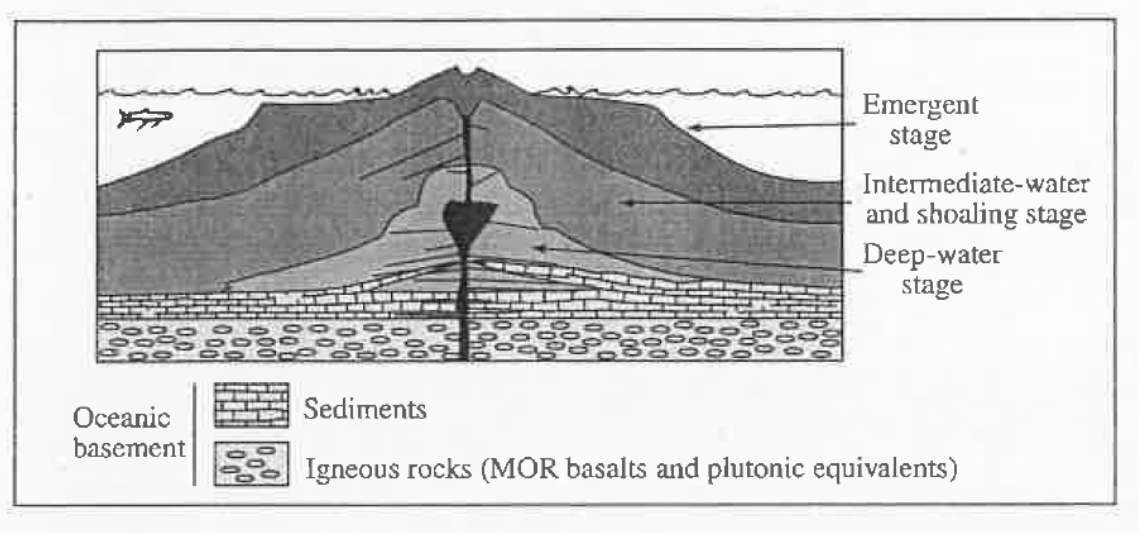


Figura 6.4.7-2 Esquema simplificado de evolución del crecimiento de un volcán submarino, según Staudigel y Schminke-1984 (en Gutiérrez et al., 2006), aplicable a Fuerteventura. Las formaciones en gris representan rocas intrusivas. Las rocas ígneas consisten en basaltos centro-oceánicos (mid ocean basalts) y sus equivalentes plutónicos. La Figura 6.4.7-3 muestra la evolución

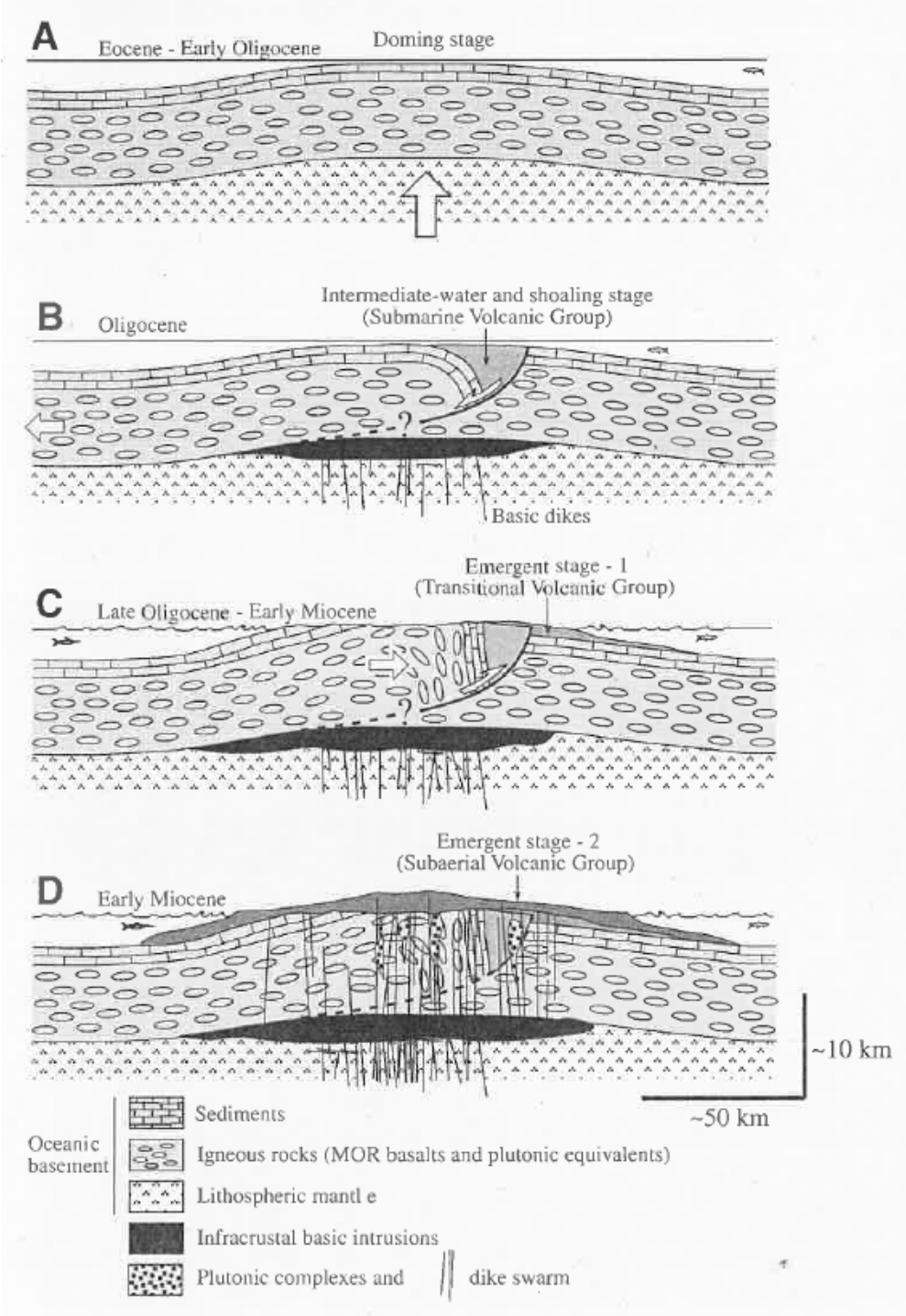


Figura 6.4.7-3 Modelo conceptual de evolución de un volcán submarino del tipo esquematizado en la Figura 6.4.7-2, según Staudigel y Schminke-1984 (en Gutiérrez et al., 2006), que puede representar el caso de la isla de Fuerteventura. La escala vertical está muy exagerada respecto a la horizontal. Etapa A: abombado amplio de la corteza oceánica por esfuerzos sublitosféricos; Etapa B: colapso del cuerpo en forma de domo a causa de grandes fallas extensionales y generación de rocas volcánicas submarinas en el lado levantado; Etapa C: inversión de los bloques separados en la extensión como fallas inversas, lo que inicia una emersión transitoria de la cuenca y su basamento, con generación de una unidad volcánica de transición que contiene facies subaéreas y de aguas someras; Etapa D: renovación de los desplazamientos de extensión, con emisión masiva de lavas predominantemente subaéreas, con afloramiento definitivo de la isla. En Fuerteventura, la etapa D se solapa con la B.

El resultado del levantamiento y erosión la parte profunda del volcán submarino es la existencia de formaciones basales con muy alta densidad de diques (Figura 6.4.7-4), con extensos afloramientos en el macizo central de Betancuria, la parte más alta de la isla y con relieve relativamente suave (Figura 6.4.7-5).

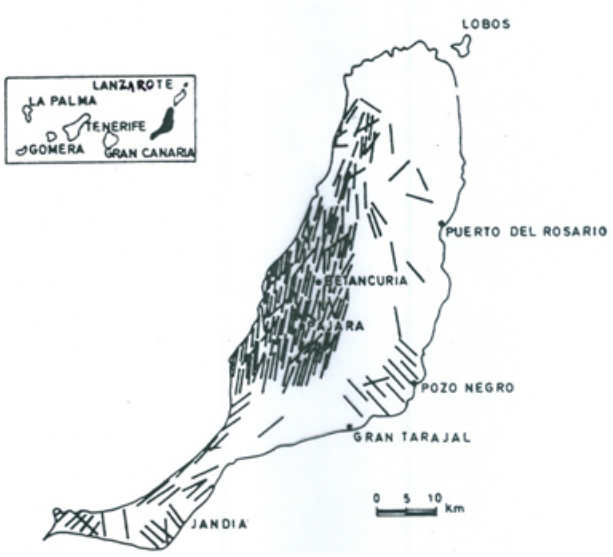


Figura 6.4.7-4 Diques volcánicos y del complejo basal de la isla de Fuerteventura.

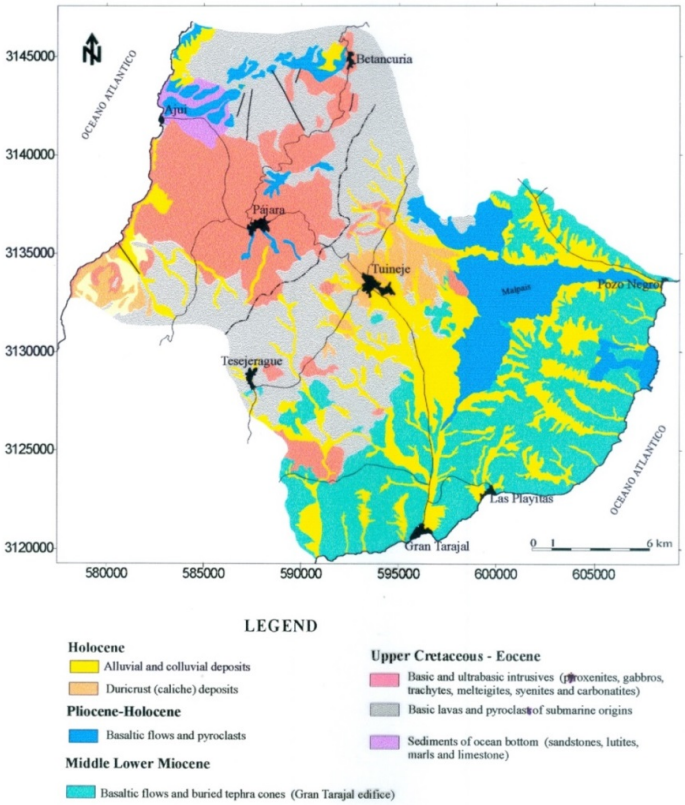


Figura 6.4.7-5 Mapa geológico de la zona central de la isla de Fuerteventura, Islas Canarias, que incluye el macizo de Betancuria y el complejo volcánico submarino y basal. Tomado del mapa geológico de España, del IGME.

Los depósitos eólicos alóctonos saharianos y de partículas biogénicas (principalmente carbonato cálcico de conchas trituradas) son especialmente notorios en Fuerteventura. La mayor actividad se produjo en los episodios secos OIS 4, hace 26 a 46 ka y en Corralejo (en el N) desde hace 14 ka hasta la actualidad. Están sobre valles y laderas y tienen incisiones producidas por los barrancos, en especial durante el periodo húmedo intermedio, con formación de rellanos en los taludes (talus flatirons) (Gutierrex-Elorza et al., 2013). Actualmente, la mayoría de las superficies expuestas están cubiertas por costras carbonatadas (caliche) de origen edáfico.

Características hidrogeológicas

Hay pocos estudios hidrogeológicos de detalle de Fuerteventura, debido a la escasa importancia actual de las aguas subterráneas en el contexto general urbano y turístico, aunque no en el rural. Con posterioridad al estudio SPA–15 (1975), el IGME mantuvo hasta el inicio de la década de 2000 diversos estudios y observaciones. Una parte importante del conocimiento de detalle se concentra en el Macizo de Betancuria y su entorno, en la parte central de la isla, como una investigación de las características y funcionamiento de los acuíferos, incluyendo estudios hidrogeoquímicos e isotópicos ambientales (Herrera, 1996; Herrera y Custodio, 2008; 2014). La existencia de algunos pozos excavados (pozos canarios) profundos y sondeos penetrantes para captación de agua permite definir la disposición de las formaciones en la vertical (Figura 6.4.7-6).

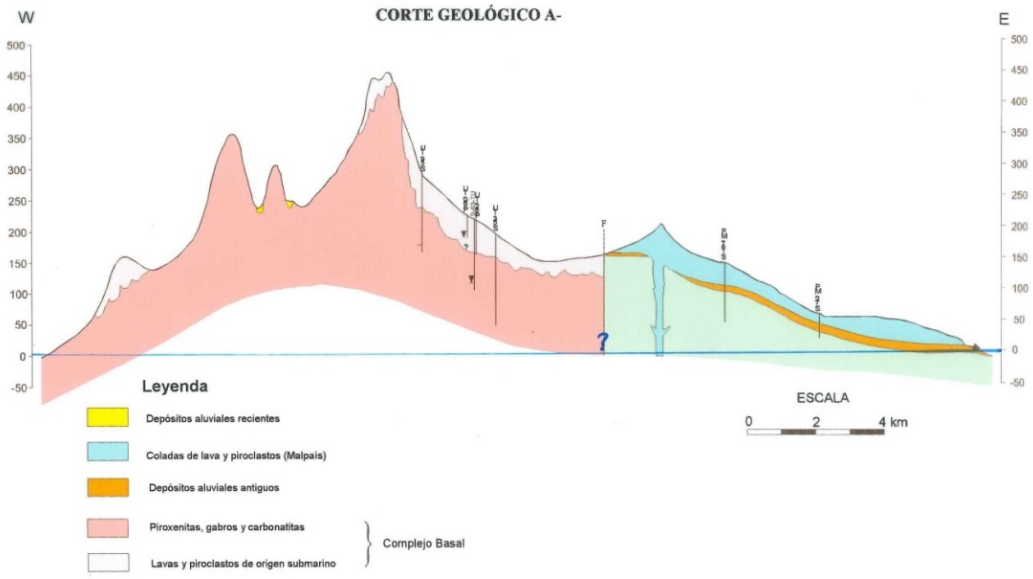


Figura 6.4.7-6 Corte geológico W-E de la zona central de la isla de Fuerteventura, Islas Canarias, con la distinción entre la zona elevada del complejo basal y lavas submarinas de la de escudo basáltico de Los Cuchillos del lado oriental (Herrera, 2000). La separación entre ambas unidades hidrogeológicas no está resuelta. Puede ser por posición estratigráfica, por falla (que podría seguir el trazado del valle central) o por existencia previa de un acantilado

La aridez climática hace que las aguas subterráneas sean con frecuencia salobres (Herrera, 2000; Herrera y Custodio, 2001a; 2001b). En parte pueden ser residuales de épocas pasadas, de hace unos 200 años, cuando existía una cobertera arbustiva extensa de matorral evapotranspirante. Sólo hay agua moderadamente dulce bajo las cubiertas de dunas y en especial en los malpaíses recientes. En profundidad hay aguas de elevada salinidad, que se interpretan como aguas marinas antiguas, posiblemente paleoaguas marinas plio–miocenas, con alteración hidrotermal y que se han conservado parcialmente por encima del nivel actual del mar tras la elevación insular, debido a la muy pequeña permeabilidad a nivel de formación (Herrera y Custodio, 2003).

La Figura 6.4.7-7 muestra los perfiles de temperatura según la altitud sobre el nivel del mar de varios de los sondeos profundos del Macizo de Betancuria, en la zona central de la isla de Fuerteventura. Los perfiles casi lineales, salvo alguna distorsión somera, indican que casi no hay flujo de agua subterránea, a pesar de los notables gradientes piezométricos, como corresponde a formaciones de muy baja permeabilidad. Los perfiles de conductividad eléctrica según la altitud sobre el nivel del mar del agua de varios de esos sondeos profundos muestran un aumento brusco o escalonado de la salinidad a determinada profundidad (Figura 6.4.7-8), lo que indica la existencia de un cuerpo superior de agua salobre sobre un cuerpo más profundo de agua salada. El cambio en el perfil de conductividad eléctrica no necesariamente muestra el cambio en el terreno, ya que aquel es simplemente el resultado del equilibrio hidrodinámico dentro del sondeo, cuando el potencial hidráulico y la densidad son variables verticalmente.

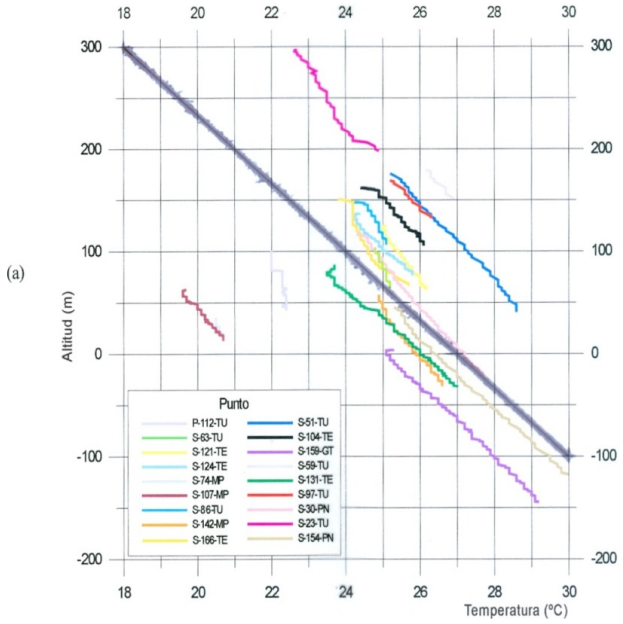


Figura 6.4.7-7 Perfiles de temperatura según la altitud sobre el nivel del mar de varios de los sondeos profundos del Macizo de Betancuria, en la zona central de la isla de Fuerteventura, Islas Canarias (Herrera, 2000). La línea diagonal es la que corresponde a un gradiente de 3 oC/100 m. TU = Tuineje, TE = Tesejerague, MP = Malpaís, GT = Gran Tarajal y PN = Pozo Negro.

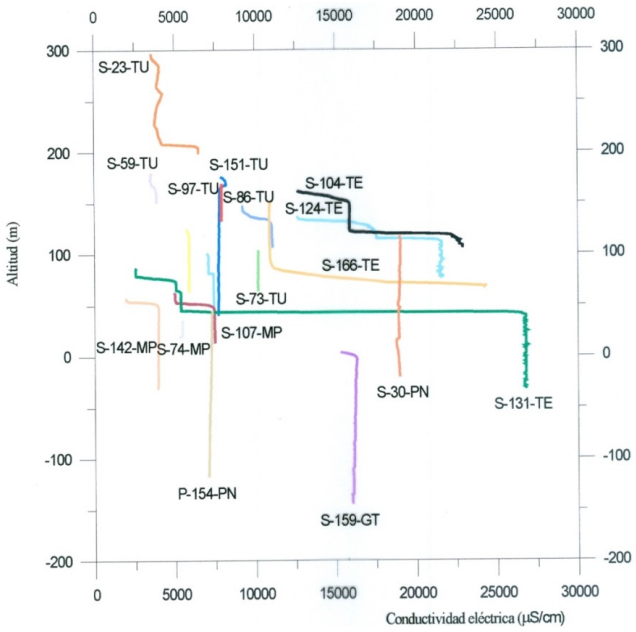


Figura 6.4.7-8 Perfiles de conductividad eléctrica según la altitud sobre el nivel del mar del agua de varios de los sondeos profundos del Macizo de Betancuria, en la zona central de la isla de Fuerteventura (Herrera, 2000). TU = Tuineje, TE = Tesejerague, MP = Malpaís, GT = Gran Tarajal y PN = Pozo Negro.

La salinidad del agua de recarga se manifiesta en los diagramas de columnas verticales logarítmicas (Schoeller-Barkaloff) de diferentes pequeños nacientes del Macizo de Betancuria de la Figura 6.4.7-9 (Herrera, 2000). Se conserva el carácter marino debido al aerosol, si bien el esperable pequeño déficit de Na relativo al Cl se convierte en un pequeño exceso atribuible a la alteración del basalto alcalino por el CO_2 edáfico. Se desconoce si hay alguna contribución volcánica, que no se manifiesta con los datos existentes ni cerca de los lugares recientes de erupción. Las variaciones hidrogeoquímicas espaciales y según la profundidad se manifiestan en las Figuras 6.4.7-10 y 6.4.7-11 de diagramas de Stiff modificados.

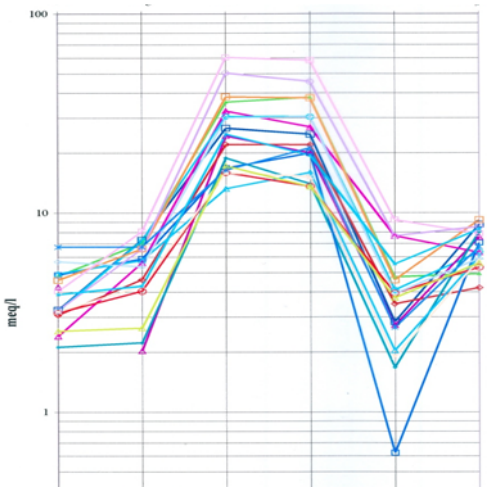


Figura 6.4.7.9 Diagramas de columnas verticales logarítmicas (Schoeller-Barkalof) de diferentes pequeños nacientes del Macizo de Betancuria, en la zona central de la isla de Fuerteventura, Islas Canarias (Herrera, 2000)

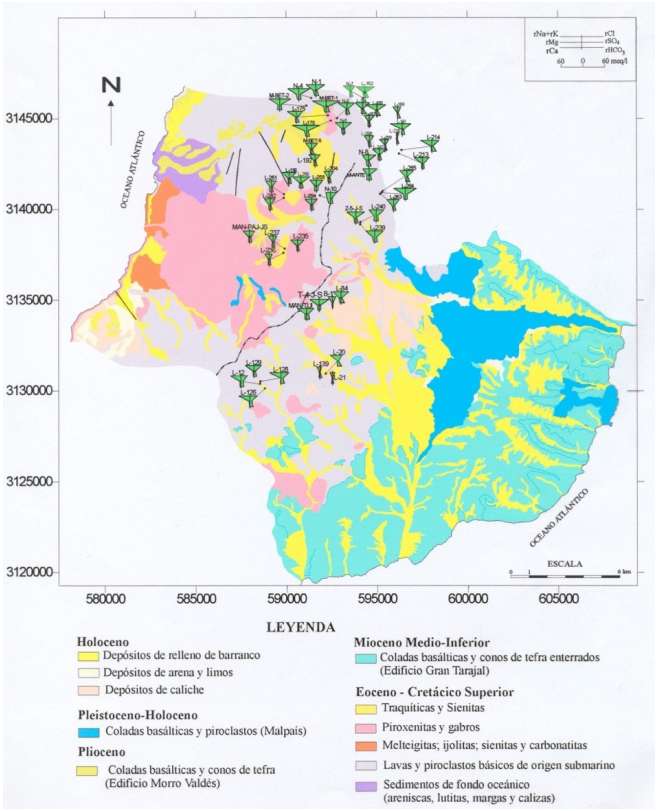


Figura 6.4.7-10 Diagramas modificados de Stiff del agua de nacientes y diferentes pozos poco penetrantes del Macizo de Betancuria, en la zona central de la isla de Fuerteventura (Herrera, 2000)

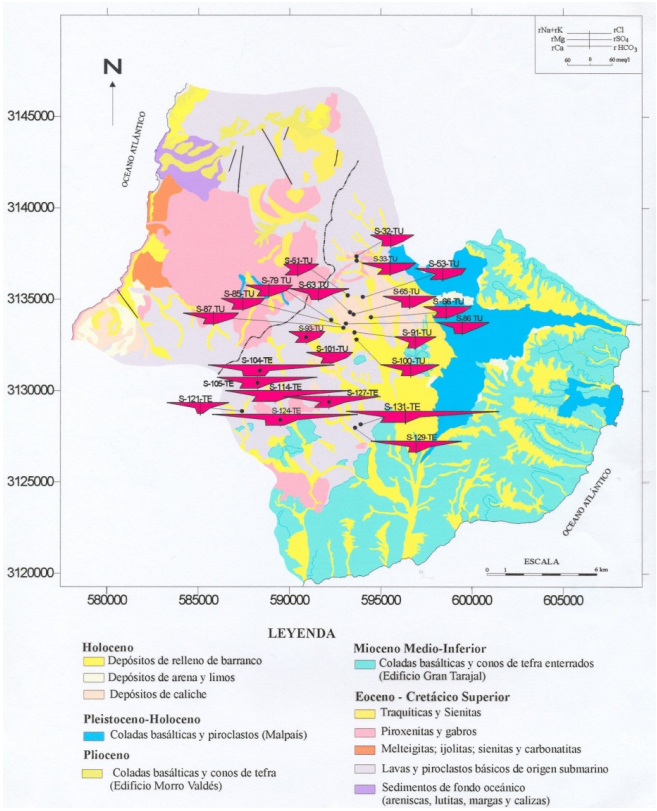


Figura 6.4.7-11 Diagramas modificados de Stiff del agua sondeos profundos del Macizo de Betancuria, en la zona central de la isla de Fuerteventura (Herrera, 2000)

El origen del ion cloruro se refleja en la relación rCl/rBr (r = meq/L) en función del contenido en cloruros (mg/L) para las aguas subterráneas del Macizo de Betancuria (Herrera y Custodio, 1998) de la Figura 6.4.7-12. Las aguas más salinas tienden a la relación marina, lo que indica su posible presencia. De no haber otros factores, lo mismo cabría esperar de la salinidad debida al aerosol marino por evapoconcentración, como sucede en otros ambientes. Sin embargo, se observa consistentemente una relación notablemente mayor. Salvando posibles sesgos analíticos, una posible explicación es que al aerosol, además de las gotículas de agua marina que levanta el viento sobre la superficie del mar, se une el NaCl depositado sobre las playas del litoral al evaporarse parcialmente el agua que las baña. El NaCl está fraccionado al quedar el Br excluido del microcristal formado y retornar al mar con el reflujo. Casi todas las aguas tienen un notable exceso de SO_4 relativo al valor marino para igual contenido en Cl, como muestra la Figura 6.4.7-13 de la relación rSO_4/rCl (r = meq/L) en función del contenido en cloruros (meq/L) para las aguas subterráneas del Macizo de Betancuria. Parte de la causa del exceso de SO_4 en la precipitación puede ser por acumulación en el litoral al evaporarse parcialmente al agua marina y ser arrastrado el precipitado por el viento, uniéndose al aerosol. Pero para las aguas salinas profundas posiblemente se trate de oxidación de pirita formada por reducción del agua del mar en las etapas de volcanismo submarino, como se expone en la Sección 2.5.2 del Capítulo 2.

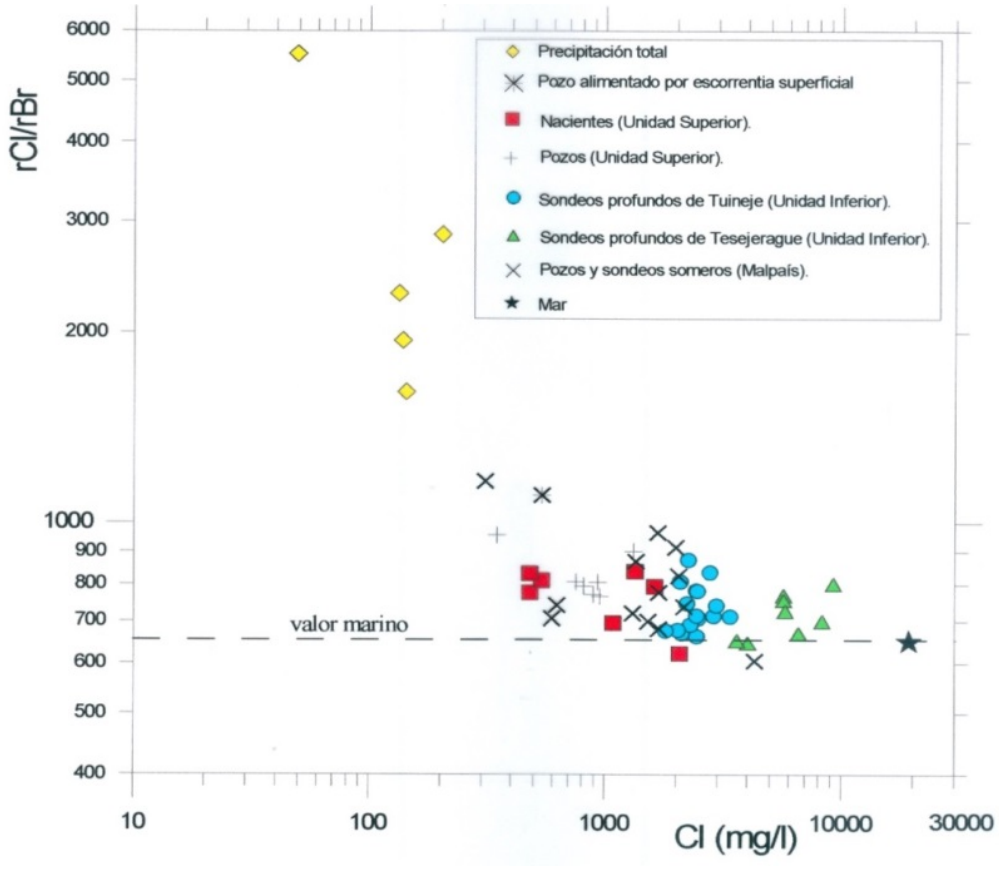


Figura 6.4.7-12 Relación rCl/rBr (r = meq/L) en función del contenido en cloruros (mg/L) para las aguas subterráneas del Macizo de Betancuria, isla de Fuerteventura (Herrera y Custodio, 1998)

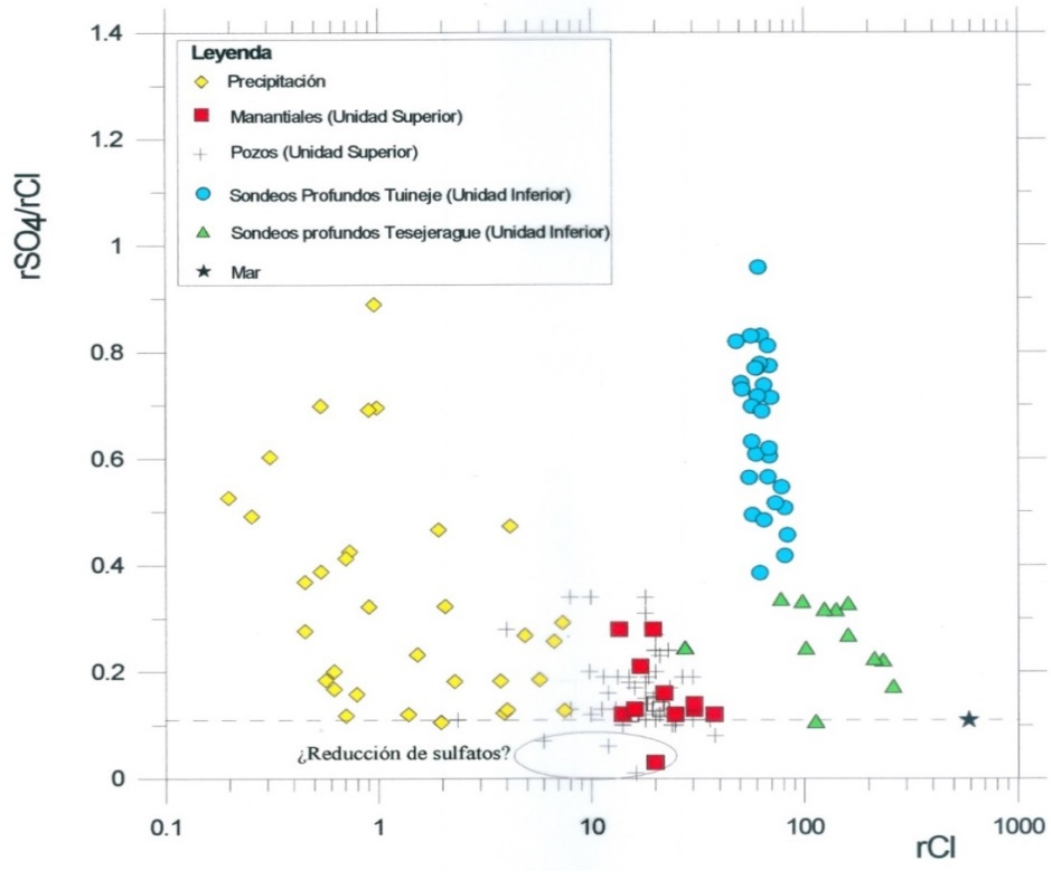


Figura6.4.7-13 Relación rSO4/rCl (r = meq/L) en función del contenido en cloruros (meq/L) para las aguas subterráneas del Macizo de Betancuria (Herrera y Custodio, 1998)

La composición isotópica de las aguas subterráneas de Fuerteventura es notablemente variable (Figura 6.4.7-14), más de lo esperable de las variaciones de altitud insulares. Para una línea meteórica local de pendiente 8 y que corresponde a un exceso de deuterio de d =15‰), se observa que las aguas subterráneas sufren un desplazamiento a la derecha. Para las aguas dulces y moderadamente salobres es debido a evaporación en el suelo por escasa cobertera de vegetación y para las salinas a procesos hidrotermales.

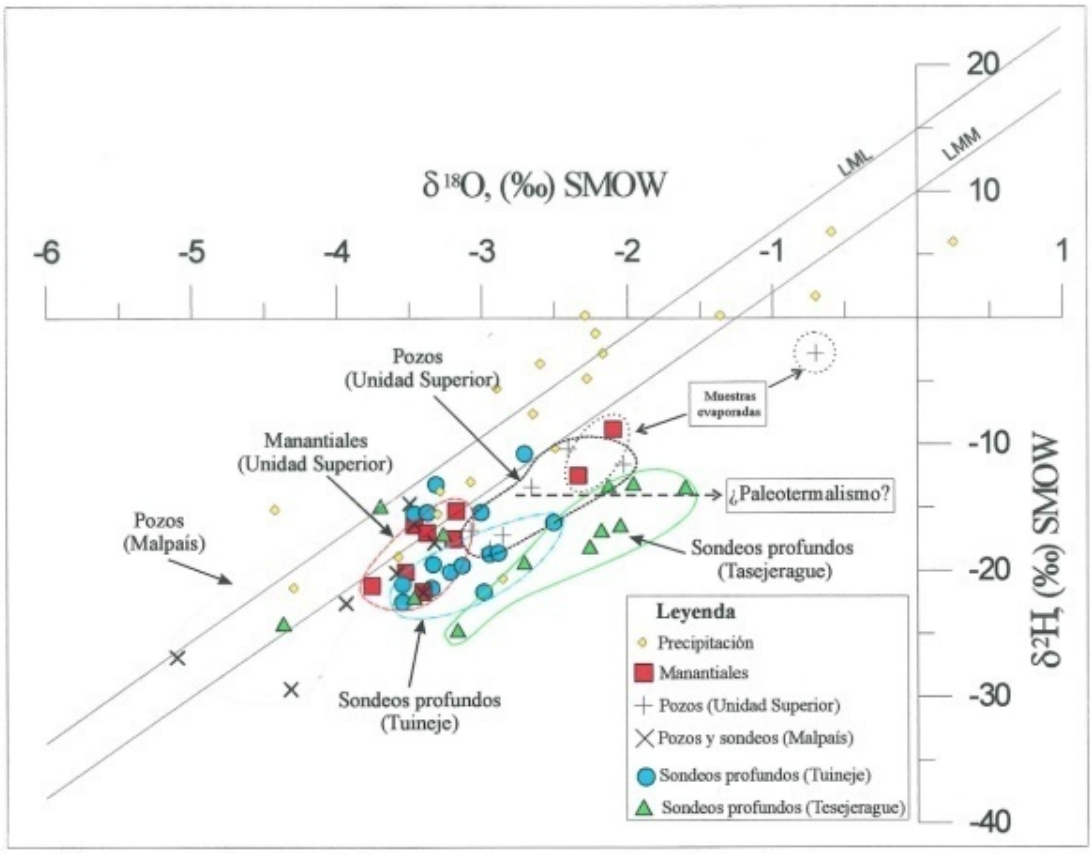


Figura 6.4.7-14 Composición isotópica de las aguas subterráneas de Fuerteventura (Herrera y Custodio, 2002; 2003). Es más variable de lo que explican las variaciones de altitud insulares. El desplazamiento a la derecha de la línea meteórica local de pendiente 8 y exceso de deuterio d =15‰, para las aguas dulces y moderadamente salobres es debido a evaporación y transporte difusivo del vapor en el suelo por escasa cobertera de vegetación y para las salinas a procesos hidrotermales; además hay mezclas.

El $\delta^{34}S$ ayuda a interpretar el exceso de SO_4 antes aludido (Figura 6.4.7-15). Los mayores excesos corresponden a S moderadamente pesado. Su origen puede ser por reducción del SO_4 marino al fluir el agua del mar por basaltos submarinos a alta temperatura, dejando pirita en el terreno. Su posterior oxidación por el oxígeno disuelto en el agua subterránea puede ser la causa de la alta concentración y composición isotópica moderadamente pesada. Las aguas someras tienen mayor influencia del aerosol marino, que es similar a la composición isotópica del sulfato marino, algo aligerada por los aportes antropogénicos de S a la atmósfera.

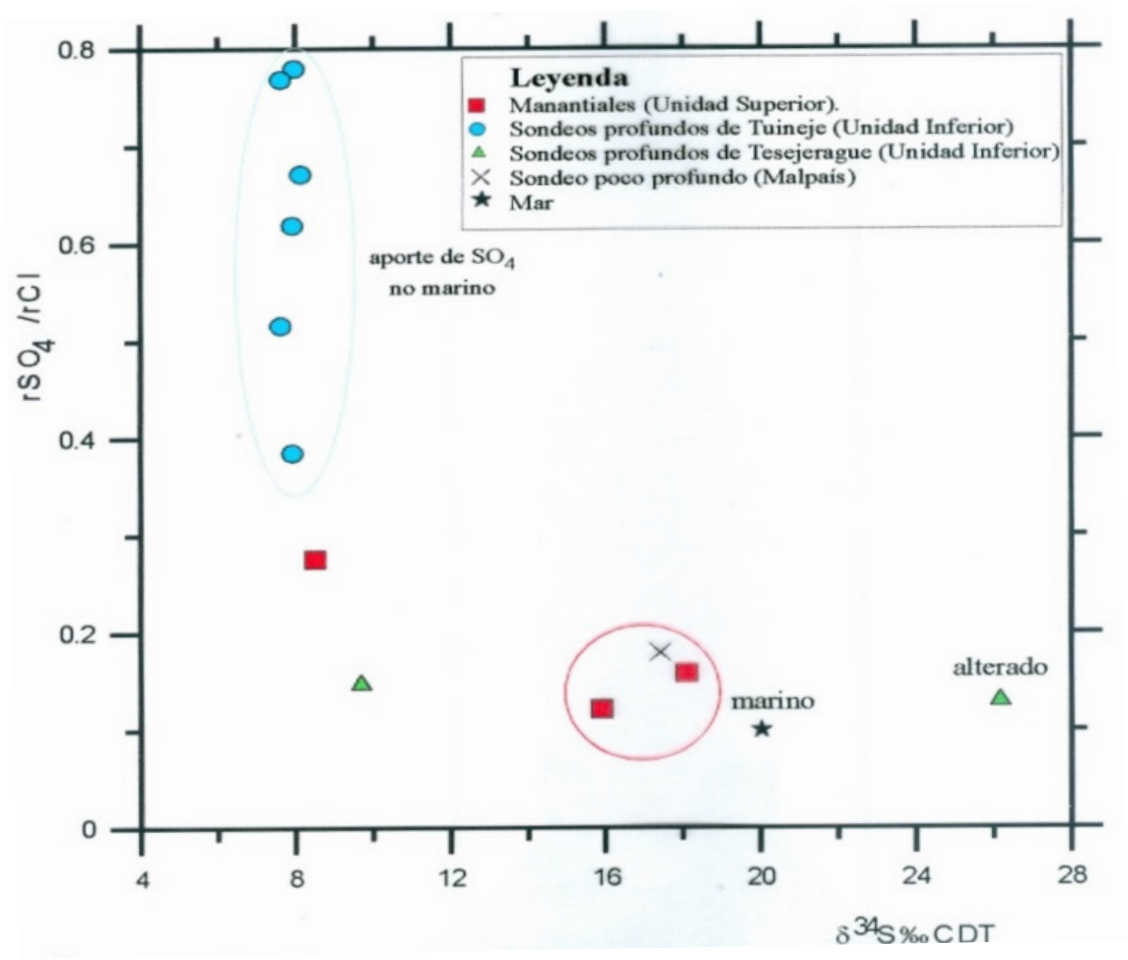


Figura 6.4.7-15 Relación rSO4/rCl $\delta^{34}S_{SO4}$‰ y el δ34SSO4‰ para las aguas subterráneas del Macizo de Betancuria (Herrera y Custodio, 1998)

Recursos de agua

La mayoría de las captaciones de agua subterránea están en el interior insular (Figura 6.4.7-16), a cota relativamente alta, con lo que no están afectadas por intrusión marina ni influyen sensiblemente en las condiciones costeras, dado que la explotación es moderada a pesar de que hay numerosos pozos. La mayoría de los pozos están en el entorno del Macizo de Betancuria, en el centro insular. Se trata de pozos de agua naturalmente salobre para usos de subsistencia y rurales, construidos manualmente o mecánicamente a rotopercusión. Muchos disponen de una planta de desalobración. Los problemas de salinización costera en determinadas áreas son debidos en parte a caudales de explotación excesivos.

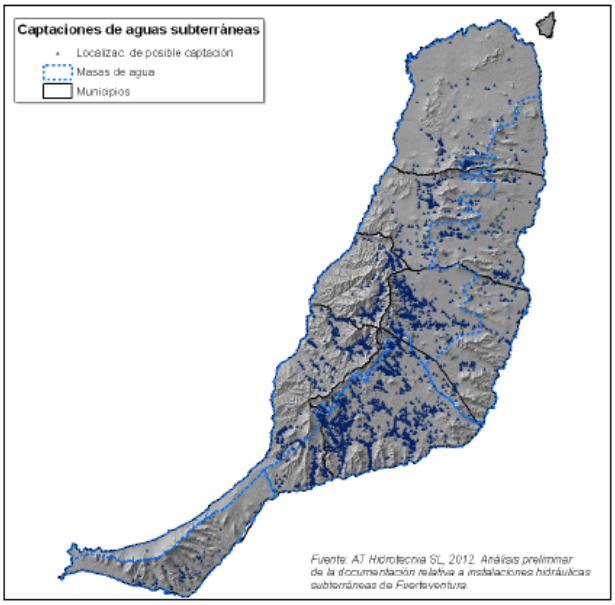


Figura 6.4.7-16 Captaciones de agua subterránea en Fuerteventura, según el Plan Hidrológico de 1999.

Para disminuir la salinidad de las aguas subterráneas y también de las aguas residuales tratadas, existen unas 60 desalobradoras (plantas para disminuir la salinidad de una salmuera) de ósmosis inversa, desde antes de 1999 y capacidad instalada de casi 4 hm^3/año, para usos agrícolas y ganaderos y para abastecimiento urbano. Para el uso urbano y turístico se tiene una capacidad de desalinización de agua marina es de 17,5 hm^3/año de iniciativa pública y de 8,9 hm^3/año de iniciativa privada. La reutilización de aguas urbanas usadas tratadas es de casi 5 hm^3/año.

Como se ha comentado en la Sección 6.4.6 al comentar los enarenados en Lanzarote y se comenta en la Sección 4.3.2 del Capítulo 4, en Fuerteventura tiene importancia agrícola el cultivo en secano en enarenados de arenas eólicas (jable). Las zonas de jable son arenales debidos a dunas y arenas de origen eólico procedentes de:

a) Erosión de las rocas volcánicas de la isla por los vientos húmedos del NNW a NE,

b) Arenas muy finas saharianas, transportadas los días calimosos, cuando soplan vientos intensos en el sector NE a SE, y

c) Arenas marinas de origen orgánico, formadas por detritos calcáreos de conchas y masas coralinas, generadas en el llamado Corredor del Jable, transportadas por los vientos intensos constantes que soplan del sector N a NE.

El suelo puede mantener la humedad incluso doce meses después de las últimas lluvias caídas, obteniendo unos rendimientos agrarios comparables a los del regadío, con precipitaciones que apenas superan los 100 mm/año. El cultivo predominante es la cebolla, pero también el melón, sandía, batata, papas, legumbres, millo y otros cereales, utilizando semillas de plantas adaptadas a ambiente árido. Los enarenados artificiales también juegan un papel importante en la lucha contra la erosión, al evitar la escorrentía.

6.4.8 Canarias Centrales: Isla de Gran Canaria

Situación y características generales

La isla de Gran Canaria es moderadamente antigua en cuanto a la edad del escudo volcánico principal. Está notablemente erosionada, con profundos barrancos radiales (Figura 6.4.8-1), que en parte dejan entre ellos restos de la superficie original (Figura 6.4.8-2), allí donde no se han producido deslizamientos de ladera. La densidad de drenaje vale 1,7 km/km2 (Ahlgren y van der Zel, 1974).

Existen importantes depósitos vulcano–sedimentarios a lo largo de la costa. Estos constituyen áreas costeras llanas, con notables asentamientos humanos y actividades asociadas. Domina la agricultura de regadío, si bien su importancia ha ido disminuyendo, al tiempo que ha crecido la urbanización, establecimientos turísticos y áreas de servicios e industriales.

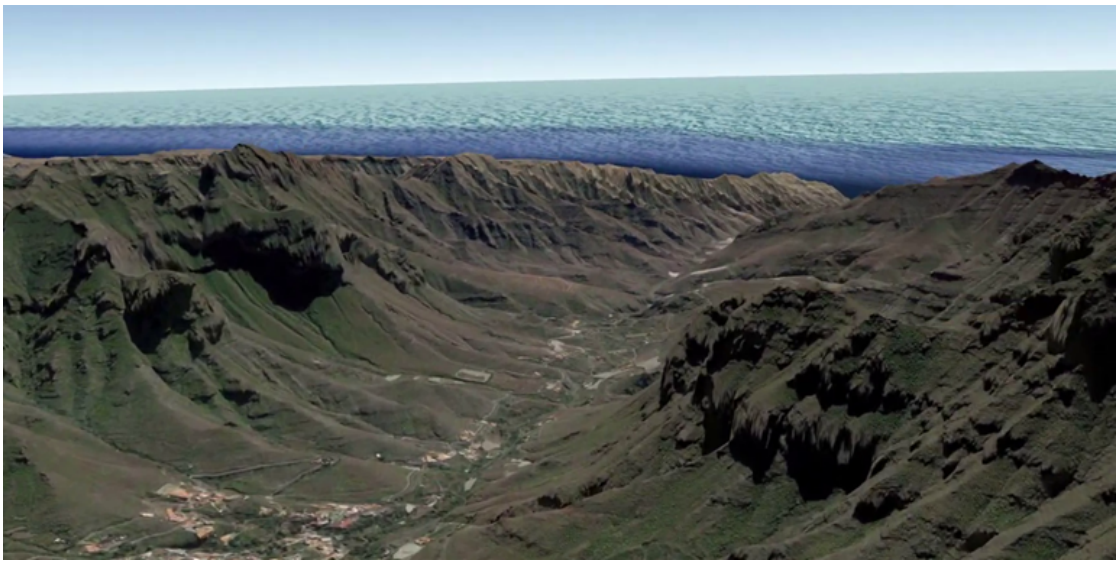


Figura 6.4.8-1 Vista del Barranco de Veneguera, en el W de Gran Canaria, encajado en basaltos antiguos del escudo volcánico (foto Pérez-Torrado, Cabrera y Rodríguez-2020).

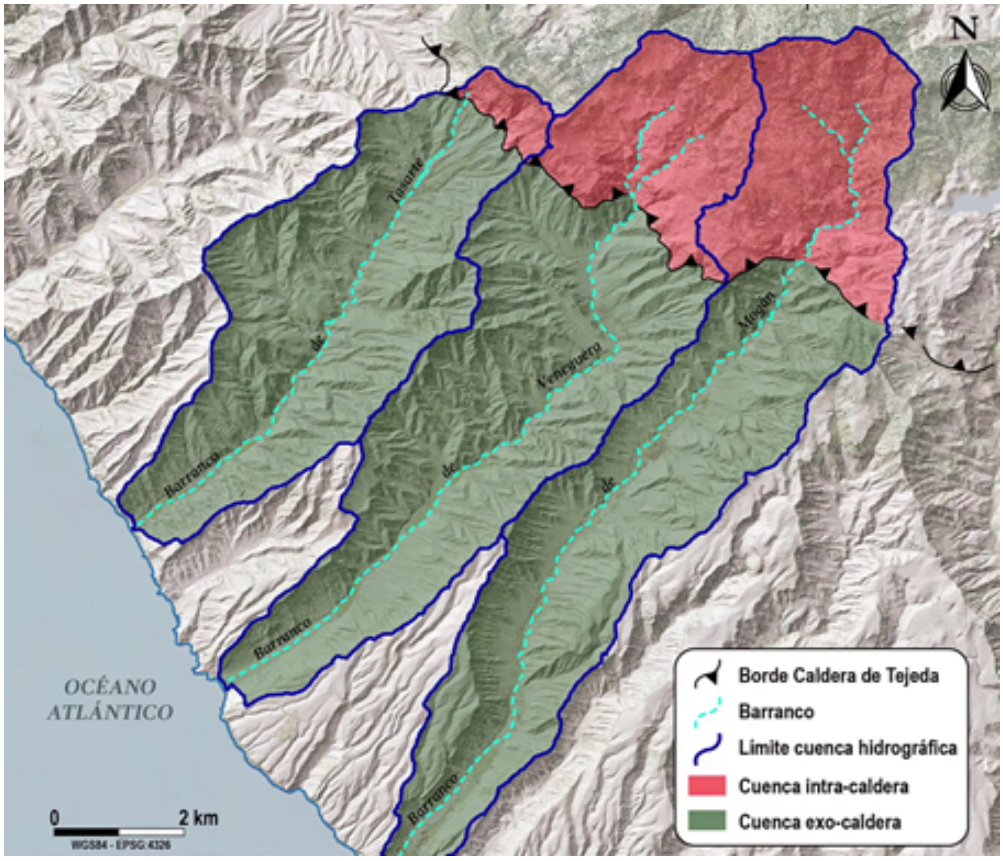


Figura 6.4.8-2 Representación sobre el mapa de relieve del lado W de Gran Canaria de los espacios excavados por los barrancos (Veneguera, Tasarte y Tasartico), dejando entre las partes bajas restos de la antigua ladera del escudo volcánico (gráfico de Pérez-Torrado, Cabrera y Rodríguez-2020)

Algunos datos hidrológicos básicos se dan en la Tabla 6.4.1. Las características hidrológicas se concretan en: Precipitación media P, insular 300 mm/a, máxima 950 mm/a y mínima 100 mm/a; recarga neta media R = 100 mm/a; escorrentía superficial media ES = 48 mm/a; R/P = 0,19 y ES/P = 0,16 (Custodio y Cabrera, 2013).

Tanto en el Plan Hidrológico de Gran Canaria de 1998 como en el de 2009 se estima una recarga total de 71 hm^3/a, incluyendo los retornos de riego. Mediante balances diarios, en el SPA-15 (1975) se determinó para el período 1970-1974 que para una precipitación de 300 mm/a (466 hm^3/a), el 65% de la lluvia caída se evapotranspira (195 mm/a, o sea 304 hm^3/a) y que del 35% restante 46% (16%) es escorrentía superficial (75 hm^3/a) y que el 54% restante (19%) se recarga (87 hm^3/a), de los que 40 hm^3/a se descargan al mar. En el modelo matemático de simulación del flujo subterráneo en Gran Canaria, de 1981, se calculó una recarga de agua de lluvia de 101 hm^3/a y de retorno de riego de 22 $hm^3/año$.

Son frecuentes los eventos de viento con una alta carga de polvo, como se considera en la Sección 6.4.8-2. Esto origina momentos de intensa calima (haze), a los que los grancanarios también denominan de tiempo de sur. Este efecto se ha cuantificado en Gran Canaria (Menéndez et al., 2007).

Características geológicas

Gran Canaria es el resultado de un volcanismo central cuyas emisiones principales se produjeron entre hace 10 Ma y 4 Ma, aunque la actividad volcánica ha continuado posteriormente, cada vez menor y más localizada. Las últimas efusiones son de hace 2000 años. La Figura 6.4.8-3a es una simplificación del mapa geológico. A grandes rasgos se reconoce bien la secuencia de escudo, evolución química del magma, formación de una gran caldera central, formación de un gran estratovolcán y sucesivas erupciones básicas de cada vez menor entidad (Sección 5.5 del Capítulo 5). Se puede conocer la construcción geológica total a partir de los estudios marinos mediante geofísica y dos perforaciones profundas, como muestran los cortes de las Figuras 6.4.8-3b y 6.4.8-3c y la relación morfológica con las dos islas vecinas de Tenerife y Fuerteventura en la Figura 6.4.8-3d.

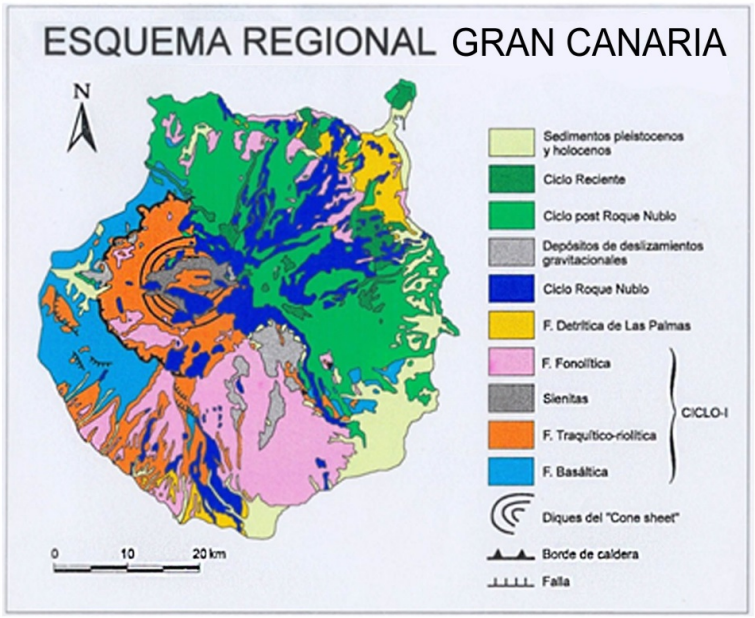


Figura 6.4.8-3a Mapa geológico de Gran Canaria (Pérez Torrado, 2008)

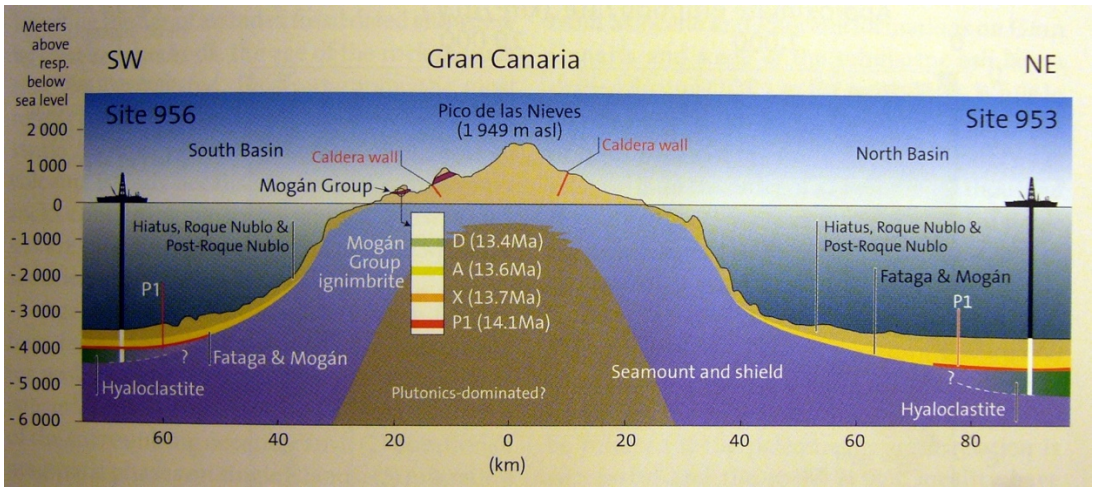


Figura 6.4.8.3b Corte geológico total del edificio volcánico de Gran Canaria, realizado por Schminke y Sunita (2010) con el apoyo de datos geofísicos marinos y dos perforaciones profundas mar adentro.

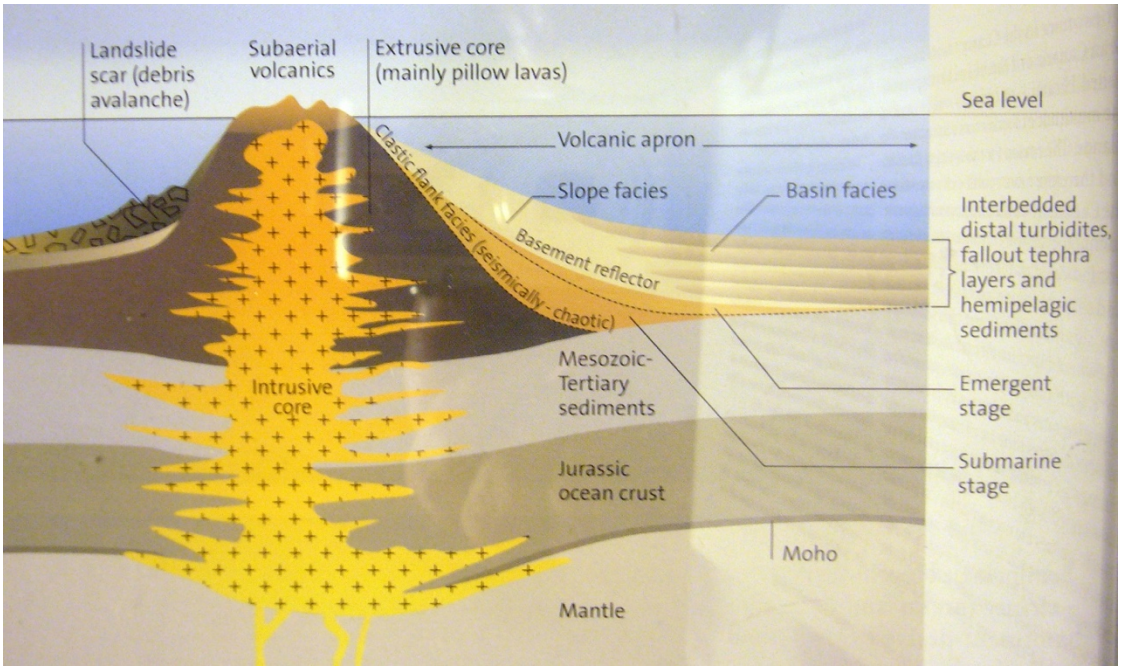


Figura 6.4.8.3c Corte geológico total del edificio volcánico de Gran Canaria y de la corteza oceánica debajo, realizado por Schminke y Sunita (2010) con el apoyo de datos geofísicos marinos y dos perforaciones profundas mar adentro.

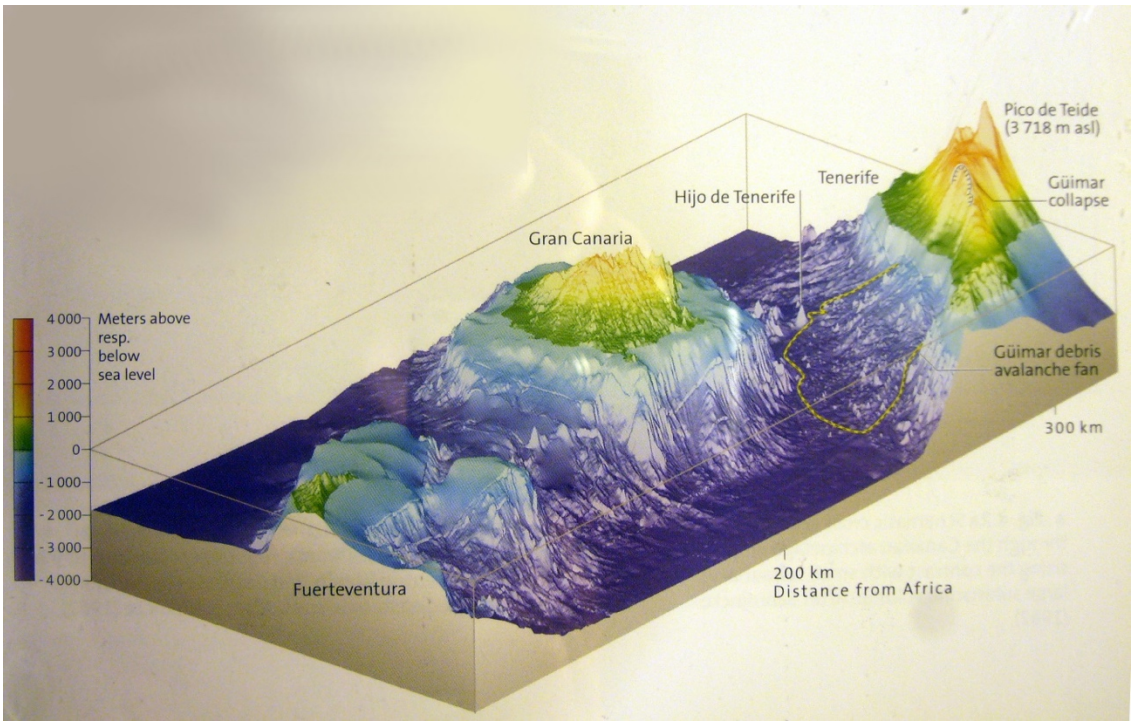


Figura 6.4.8.3d Diagrama geomorfológico del edificio volcánico de Gran Canaria en relación con los de Tenerife al W y Fuerteventura al E, realizado por Krastel et al. (2001), en Schminke y Sunita (2010), con el apoyo de datos geofísicos marinos y dos perforaciones profundas mar adentro. Los detritus derivados del gran deslizamiento de Güímar, en Tenerife, se extienden hasta casi el pie del edificio de Gran Canaria. Entre Tenerife y Gran Canaria hay actividad volcánica submarina actual, que está iniciando conos.

El conocimiento geológico detallado de Gran Canaria en parte proviene de los trabajos dominantemente petrológicos de Hausen (1962) y Fúster et al., (1968). Posteriormente, el Instituto Geológico y Minero de España publicó los mapas geológicos a escala 1:25.000 (ITGE, 1990) y 1:100.000 (ITGE, 1992) y Schminke (1993) una guía de campo.

La historia geológica-vulcanológica de Gran Canaria se resume en la Figura 6.4.8-4 y la evolución del volcán Roque Nublo, como gran estratovolcán posterior a la fase de escudo y formación de una gran caldera, en las Figuras 6.4.8-5, 6.4.8-6a y 6.4.8-6b. Este estratovolcán juega un importante papel hidrogeológico. El volcanismo actual es residual, con erupciones pequeñas que originan conos de tefra y coladas que se encauzan por los fondos de los barrancos (Rodríguez González, 2009). Las erupciones más recientes son de hace 2000 años, posiblemente poco después de las primeras colonizaciones humanas a la isla.

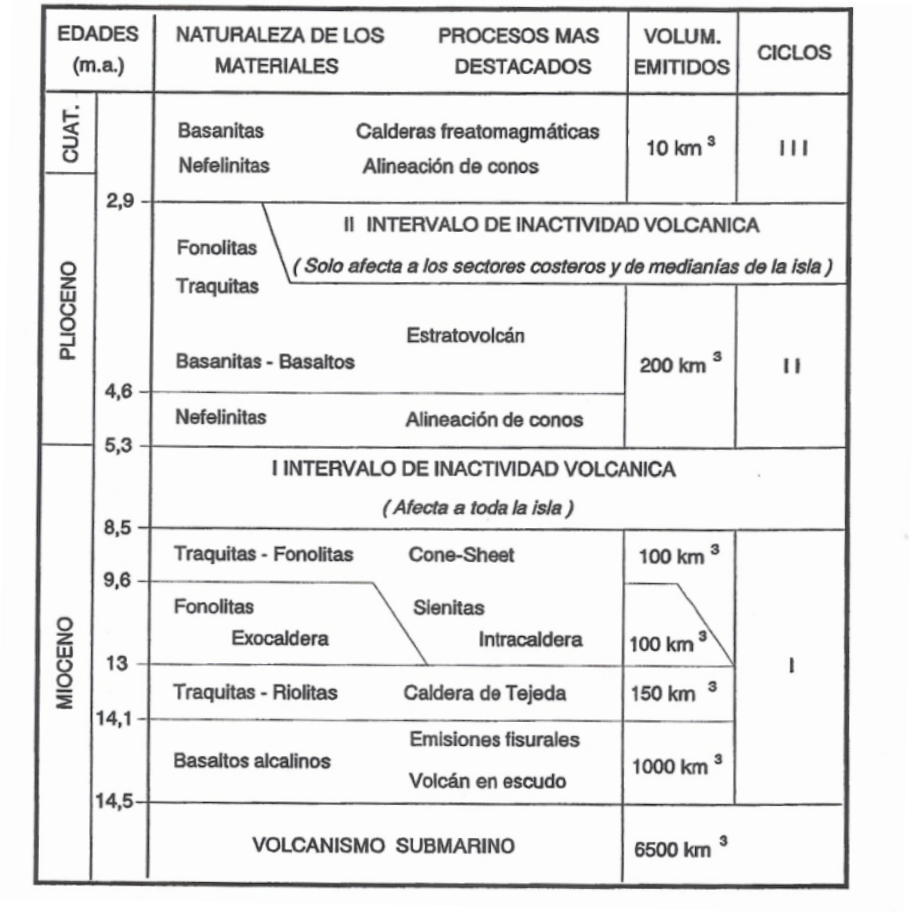


Figura 6.4.8-4 Resumen de la historia geológica-vulcanológica de Gran Canaria, según Pérez Torrado (2008)

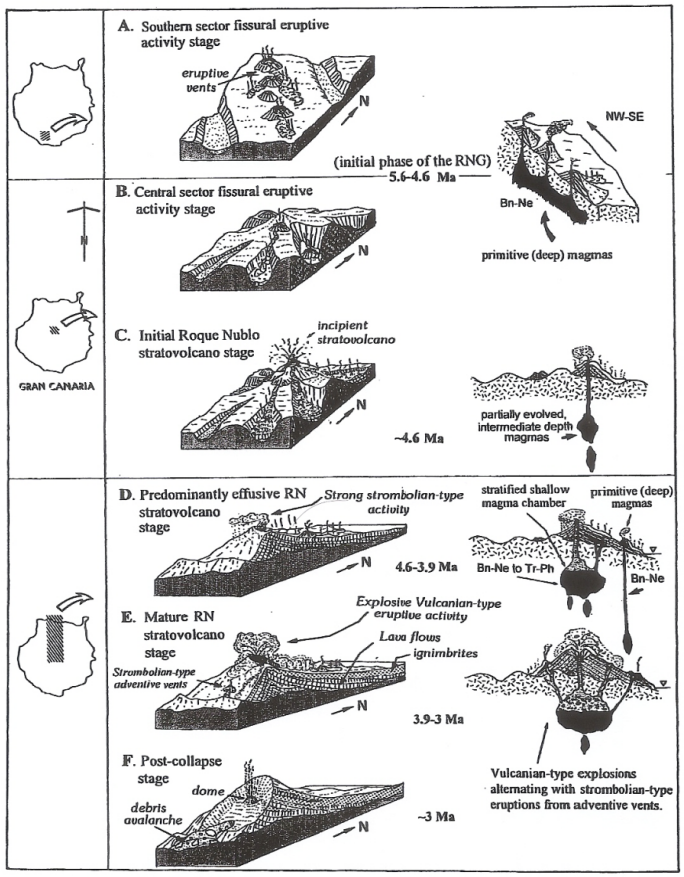


Figura 6.4.8-5 Modelo de la evolución del Grupo Roque Nublo, como estratovolcán posterior a la fase de escudo y formación de una gran caldera (Pérez Torrado, 2008)

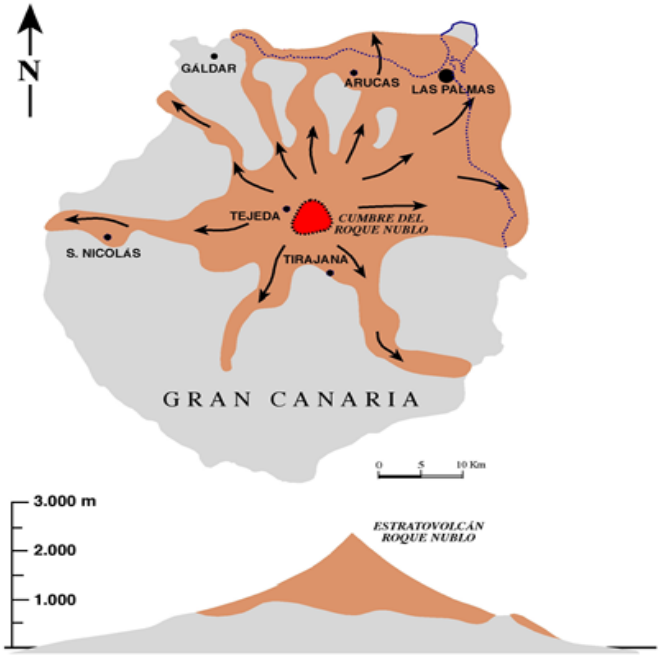


Figura 6.4.8-6a Reconstrucción de las formaciones asociadas al estratovolcán Roque Nublo, de unos 2500 m de altitud, en Gran Canaria (Perez-Torrado-2000, en Carracedo y Tilling, 2003)

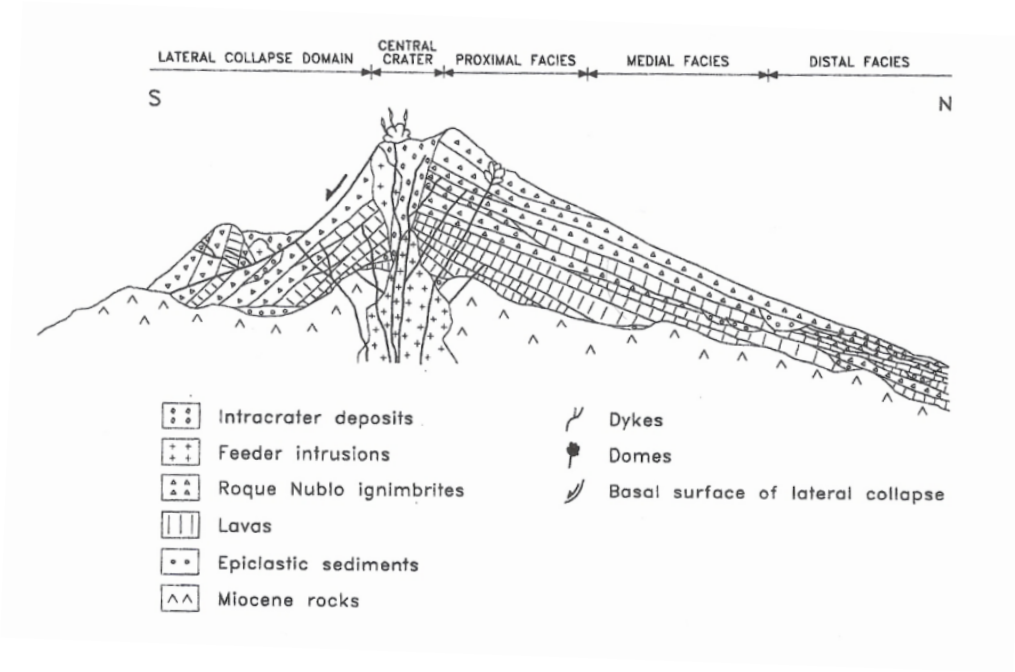


Figura 6.4.8-6b Corte geológico N-S idealizado del estratovolcán Roque Nublo, según Pérez Torrado (2008)

A lo largo de la franja cónica circular de fallas y enjambres de diques (cone sheet) del borde de la Caldera de Tejeda, la actividad hidrotermal ha producido una banda de terreno altamente metamorfoseada. Cuando la erosión desmantela las formaciones y las de relleno posterior de la caldera, esas formaciones muy alteradas aparecen en los cantiles que se ven desde el exterior, en forma de niveles de colores vivos intensos, a los que se denomina azulejos (Figura 6.4.8-7 y Figura 3.5.1 de la Sección 3.5.1 del Capítulo 3). Algo similar sucede en la Caldera de Las Cañadas, en Tenerife, pero que se observa desde el interior de la misma.

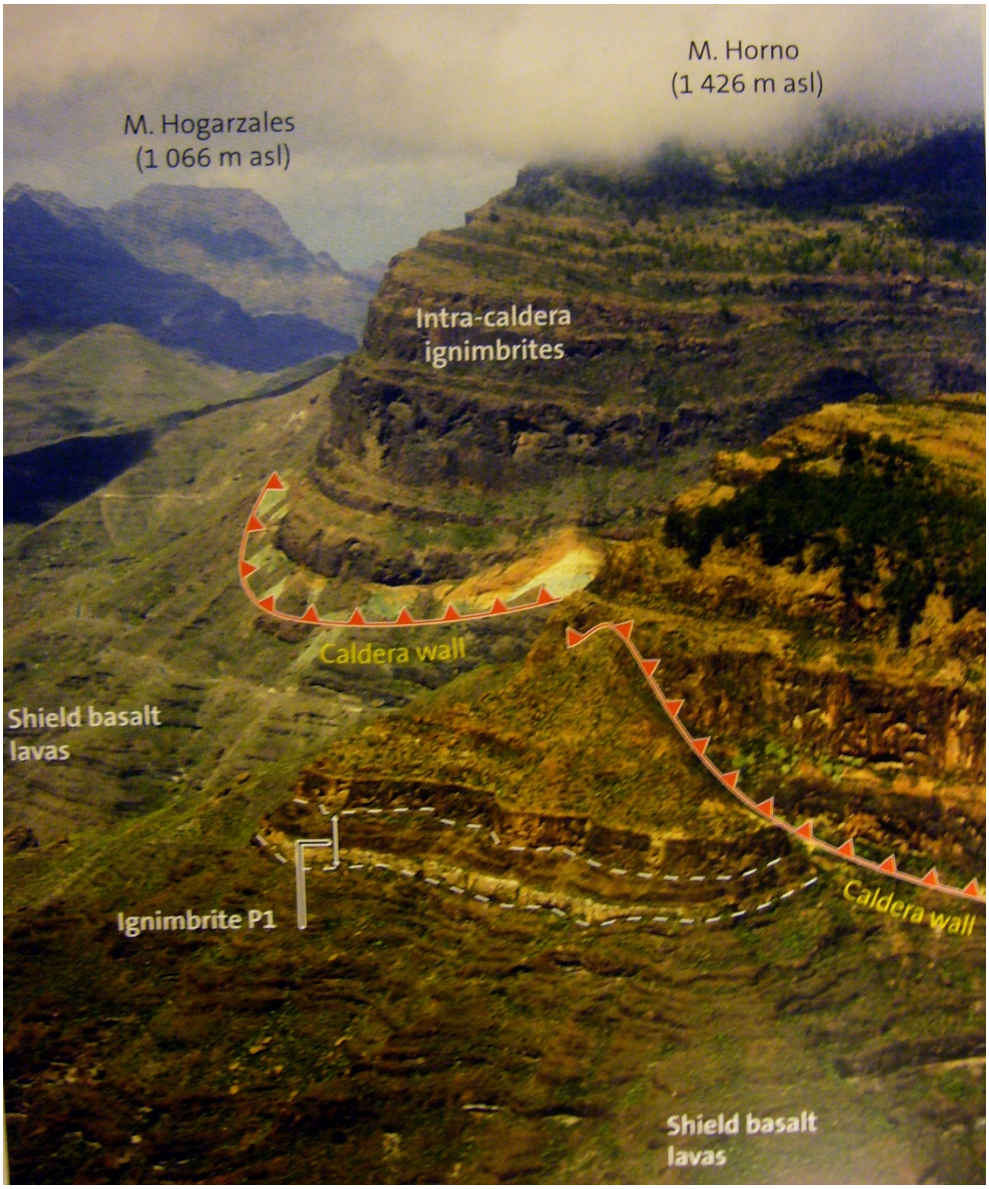


Figura 6.4.8-7 Pared de la caldera de Tejeda en Los Azulejos, que está debajo de la Montaña del Horno, en el W de Gran Canaria. Las lavas de color gris obscuro del escudo volcánico que están en el lado izquierdo y fondo fueron más erosionadas que las ignimbritas que rellenaron la caldera. La ignimbrita intracaldera en el centro de la fotografía tiene unos 80 m de potencia. Las rocas verdes que se inclinan hacia la derecha y las partes inferiores de la fotografía son pumitas y lapilli que están alteradas hidrotérmicamente. La parte anterior de la fotografía son lavas basálticas bajo ignimbritas de riolita-basalto (P1) extracaldera, separadas de las ignimbritas intracaldera, que buzan hacia el interior (Schminke y Sunita, 2019)

Hay grandes deslizamientos del terreno, con los materiales desplazados en el mar, excepto el de Tirajana (Figura 3.4.9 de la Sección 3.4.2 del Capítulo 3), que tiene una parte de los mismos en la cabecera de la Cuenca de Tirajana, incluido el descabezamiento del Barranco de Fataga.

En Gran Canaria no hay maares propiamente dichos, pero sí depresiones cerradas en las que el nivel freático es profundo y no hay aporte de agua suficiente ni pérdida de permeabilidad de los materiales del fondo como para formar una laguna colgada. Tal

sucede en las calderas de Bandama y Los Marteles (Figuras 3.3.22 y 3.3.23 de la Sección 3.3.3 del Capítulo 3) y en otros lugares, como el cráter de los Pinos de Gáldar.

En ciertos momentos, todas las Islas Canarias están afectadas por vientos con una notable carga de polvo procedente del vecino Sahara, tanto más cuanto mayor la proximidad a la costa. Ese aporte se considera una importante contribución de materia sólida constituida por silicatos y cuarzo y casi nulo contenido soluble más allá del que corresponde a la normal deposición de sales atmosféricas en un ambiente ventoso oceánico. Esto supone que en los suelos peri-saharianos, del 4 al 66% del material edáfico es polvo aerotransportado desde el continente africano, debido a olas de viento del E inestables y gradientes suaves de turbidez atmosférica por bajas presiones de África hacia la costa, más frecuentes en verano. Los vientos saharianos con polvo soplan el 30% del año.

En los suelos de Gran Canaria se encuentran carbonatos hasta 300 m de altitud, procedentes de la meteorización del substrato volcánico, de carbonatos marinos en suelos costeros y de polvo y su alteración. Es raro encontrar cuarzo ya que las rocas locales son volcánicas y dominantemente básicas, salvo las riolitas existentes en Mogán, que originan ágata-calcedonia microcristalina-morganita. El cuarzo existente es de origen sahariano y se encuentra en el 56% del territorio que tiene de 10º a 30º de pendiente.

En el periodo 2002-2003, el 13% de los días hubo calima, cuando lo normal es el 25%. La acumulación de polvo desde 2002 a 2003 es de 5,9 ±5,3% mg/m^2/h en condiciones lluviosas, de 5,4±3,8 mg/m^2/h en condiciones de calima no intensa y 4,3±2,1 mg/m^2/h sin calima (Menéndez et al., 2007), por lo que en primera aproximación se puede suponer una acumulación aproximadamente regular. En Gando (E de Gran Canaria) se midieron 9,1±7,6 mg/m^2/h en el suelo y 5,0±2,9 en el techo de las edificaciones. En los lugares muestreados, los valores crecen con el viento y la lluvia (véase la Figura 6.4.8-8). Comparativamente se depositan 2,3 mg/m^2/a en el SSE de la Península Ibérica, 94 mg/m^2/h en la costa de Niger y 20 mg/m^2/h en Lanzarote.

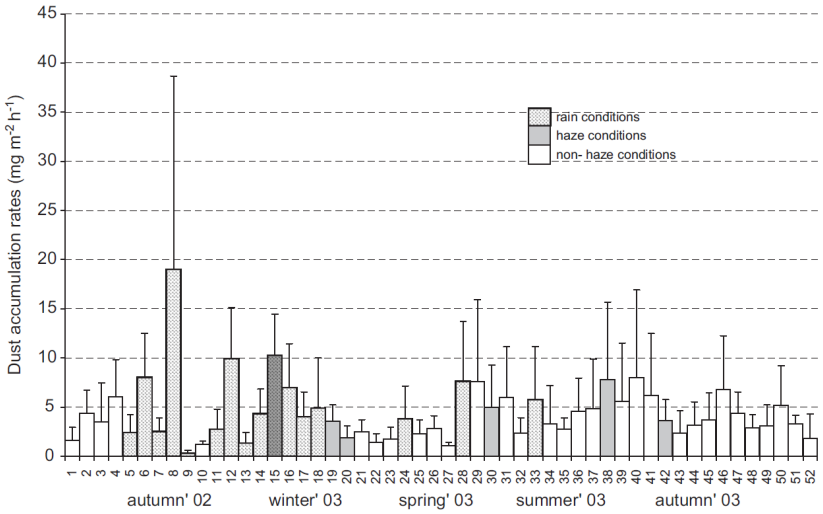


Figura 6.4.8-8 Tasas de acumulación de polvo en muestreos en Gran Canaria (Menéndez et al., 2007), expresadas en $m \cdot m^{-2} h^{-1}$. Cada barra es la tasa semanal de acumulación. Puntos cuadrados = situación lluviosa; cuadrado gris = calima; cuadrado vacío = sin calima.

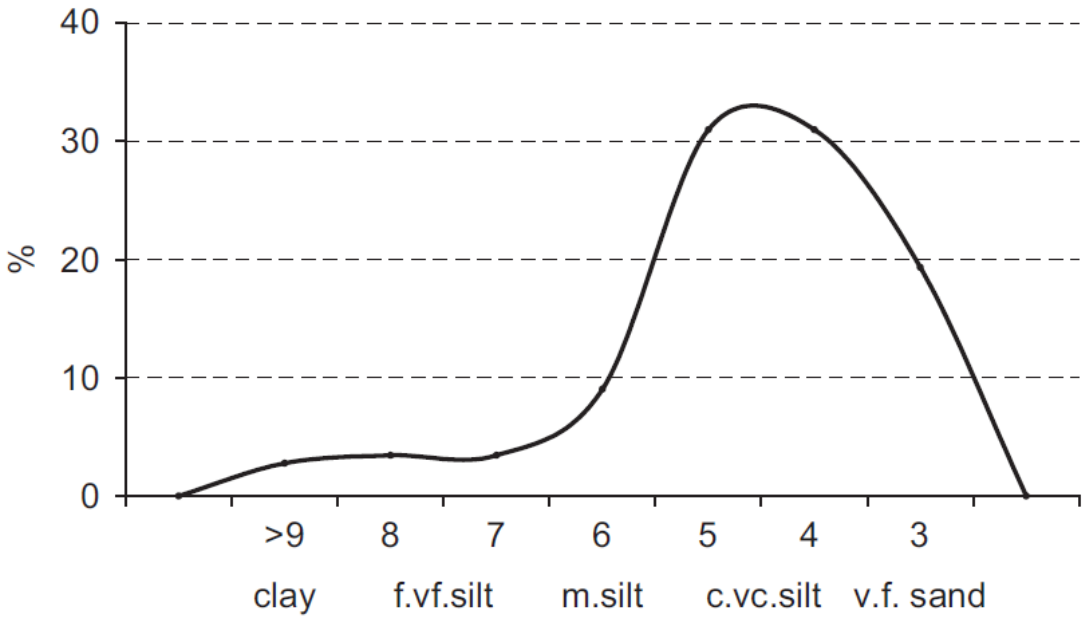


Figura 6.4.8-9 Texturas polimodales del polvo eólico en Gran Canaria (Menéndez et al., 2007)

El 46±12% del polvo es limo grueso, el 8±9 es arcilla bimodal de 2-10 µm y 20-50 µm (Figura 6.4.8-9), debido a más de un proceso de transporte sedimentario. La arena muy fina se mueve por saltación desde una fuente próxima y las arcillas proceden de suelos locales o de polvo de ladera. En situación de calima aumenta la proporción de limo fino y la fracción grosera, se reduce la arena muy fina y domina la suspensión fina y el transporte desde larga distancia. Lo mismo sucede en Tenerife. Se encuentran partículas carbonáceas en forma de esferulitas negras y hollín: 10-20% en Gando y 3% en Lanzarote. El polvo de Gran Canaria consiste en 42±22% de cuarzo, 19±13% de calcita magnesiana, 11±8% de calcita, 11±8% de feldespatos, 8±6% de dolomita, 7±8%

de magnetita, 2±5% de aragonito, 1±2% de halita (disminuye con altitud), 0,1±0,1% de illita y <0,1±0,1% de kaolinita-clorita-poligorskita. Gran parte del material es reciclado. El cuarzo del polvo es sahariano, incrementándose el 10% en situación de calima; casi no hay fragmentos de rocas locales. Se supone que aproximadamente el 50% del polvo acumulado, de densidad relativa 1,0-1,35, se estabiliza en el suelo. El contenido en carbonatos del suelo, como se indica en la Tabla 6.4.8-1, tiene importancia hidrogeoquímica.

El espesor de la acumulación potencial de polvo en Gran Canaria es de 0,14-36 m, según la edad del suelo; un valor más real es 1,5-2,0 m, con el resto erosionado a una tasa de 7,5-2,5 kg/m^2/a. Se supone que las actuales condiciones de aridez existen desde hace ≥80 ka, aunque con menor calima entre hace 14,8 y 55 ka (Menéndez et al., 2007).

Tabla 6.4.8-1 Porcentaje de carbonatos en suelos de Gran Canaria (Menéndez et al., 2007). Los valores separados por una barra corresponden el primero al horizonte A y el segundo al polvo colectado.

lugar	aragonito	calcita	calcita-Mg	dolomita	precipitación
Gando	≈0 / ≈0	10 / 20	12 / 30	37 / 15	
Arucas	≈0 / 0,5	12 / 5	3 / 12	1/ 6	>500 mm/a
Tafira	0 / 5	40 / 7	12 / 12	4 / 5	
San Mateo	0 / 2	3 / 4	0 / 11	0 / 7	700 mm/a

Funcionamiento hidrogeológico e hidrogeoquímico

Para determinar la escorrentía superficial, Ahlgren y van der Zel (1974) aplicaron el método del número de curva (ver Sección 3.4.2 de RAEMIA, 2019), con razonables buenos resultados. Una fracción grande de los suelos son permeables a muy permeables (Figura 6.4.8-10).

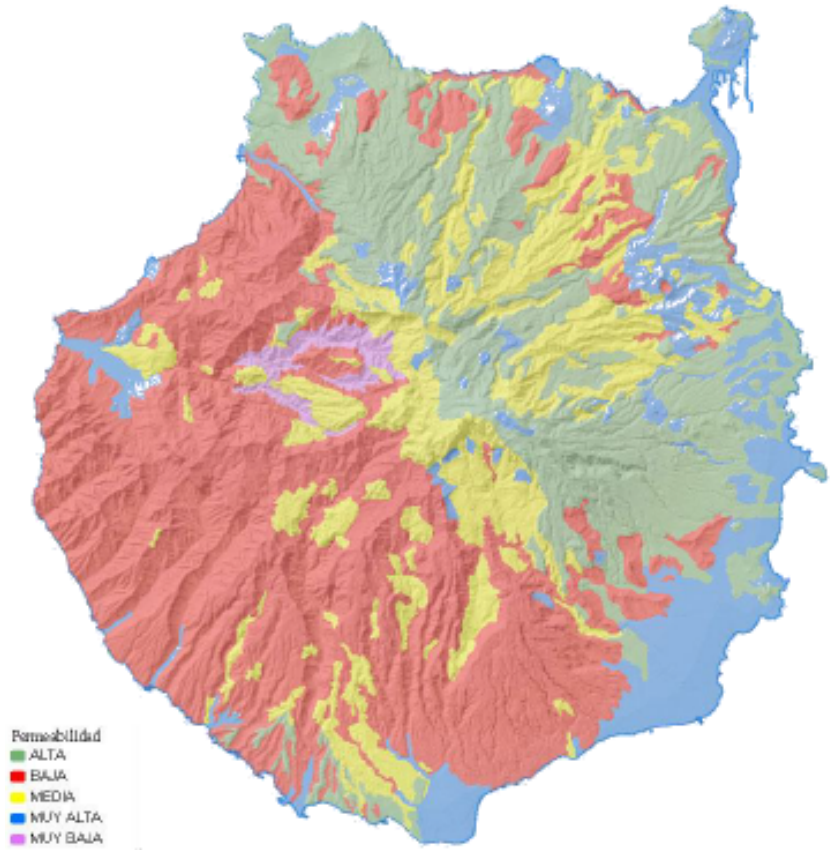


Figura 6.4.8-10 Permeabilidad de las formaciones en términos relativos, según el Plan Hidrológico de Gran Canaria (ETGC, 2009). La clave de permeabilidades es: verde à alta (formación Roque Nublo), rojo à baja (basaltos antiguos), amarillo à media (formaciones diversas), azul à muy alta (depósitos de barranco y costeros) y violeta à baja (cuerpos intrusivos exhumados)

La vegetación varía notablemente entre barlovento y sotavento respecto a los vientos alisios del NNE, con un N vegetado y boscoso y un S con escasa cobertera vegetal de xerofitas, como muestra la Figura 6.4.8-11.

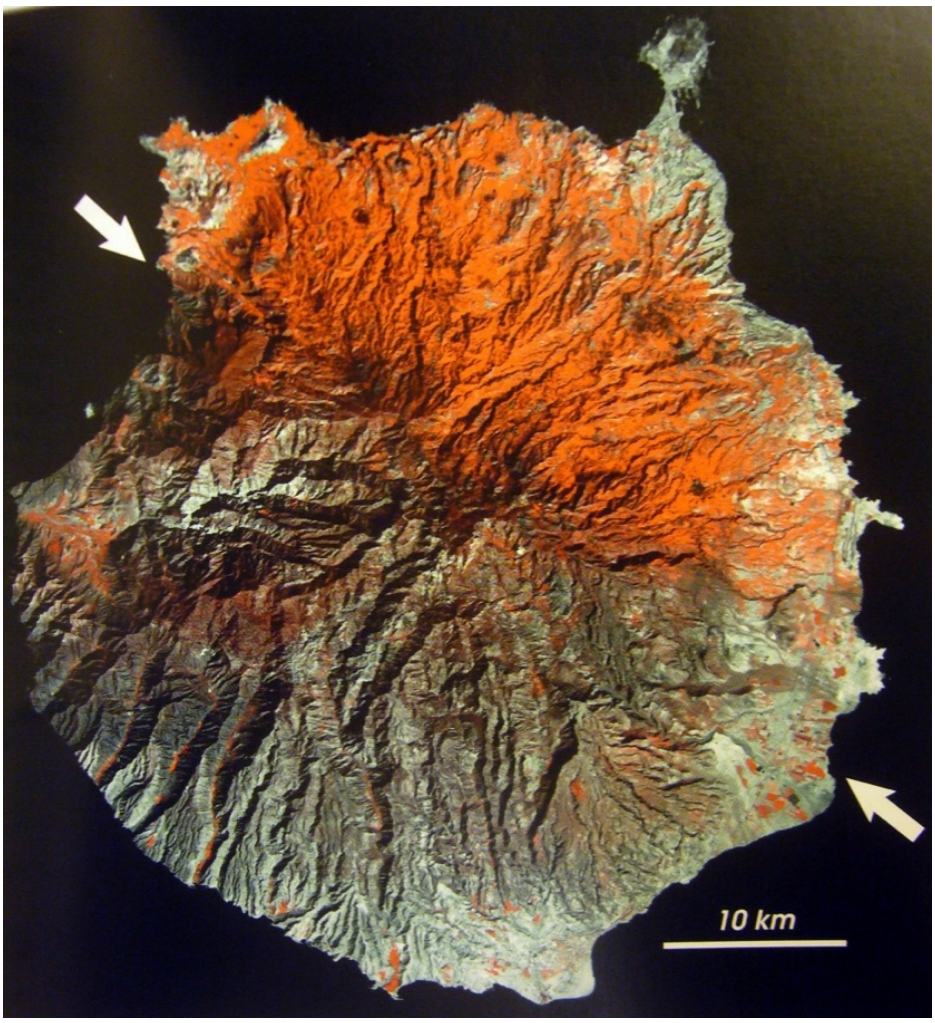


Figura 6.4.8-11 Imagen de satélite que muestra la variación de la vegetación entre barlovento y sotavento respecto a los vientos alisios del NNE, con un N vegetado y boscoso y un S con escasa cobertera vegetal de xerofitas (Schminke y Sunita, 2010)

La red de observación de aguas subterráneas se muestra en la Figura 6.4.8-12a y consiste en 198 puntos de vigilancia y 60 operativos, con frecuencia anual de medida. La irregular distribución es debida a la disponibilidad de puntos para la medición, lo que está en relación con la ocupación humana, relieve y accesibilidad.



Figura 6.4.8-12a Red de observación piezométrica según el Plan Hidrológico de Gran Canaria (ETGC, 2009)

La piezometría típica de Gran Canaria es la que muestra la Figura 6.4.8-12b, tras una intensa explotación durante varias décadas. Hay amplias áreas costeras en el E y SE con niveles piezométricos por debajo del nivel del mar.

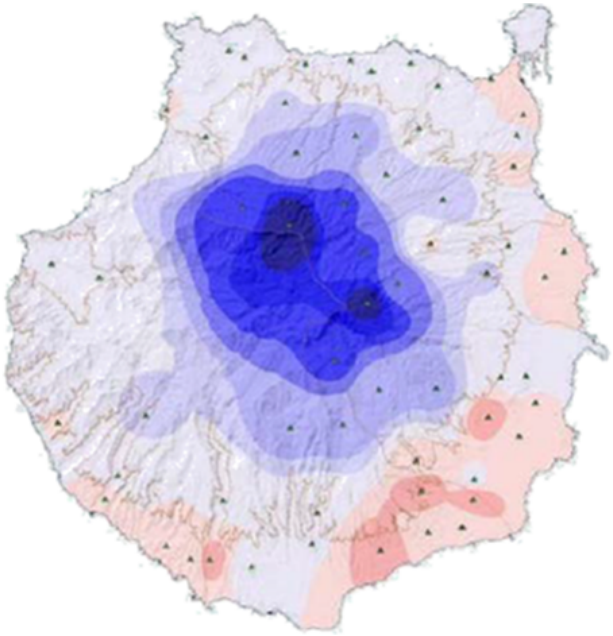


Fig. 6.4.8-12b Piezometría de Gran Canaria en 2007, según el Plan Hidrológico de 2009, en metros sobre el nivel del mar. Las áreas con tonos rojizos tienen niveles piezométricos por debajo del nivel del mar, en algunos a menos de -50 m. La escala de colores es a) rojizos: <–50 m (intenso) y –50 a 0 m (débil); b) grisáceos: 0 a 200 m (débil), 200 a 400 m (intermedio) y 400 a 600 (con tinte azulado); c) azulados: 600 a 800 m (grisáceo), 800 a 1000 m (azul), 1000 a 1200 m (intenso) y 1200 a 1400 (negruzco).

El contenido en cloruros del agua subterránea se refleja en la Figura 6.4.8-13. Muestra la influencia climática en la salinidad de la recarga en las zonas más áridas y algunos de los problemas de salinización costera. La forma general y detalles locales no han variado significativamente desde 1980, aunque se ha ganado detalle en la parte SW al disponerse de más y mejor información en los Planes hidrológicos (ver SASMIE, 2017). De esa figura se puede deducir como fluye el agua subterránea de cumbre a costa (Sección 4.5.1 del Capítulo 4).

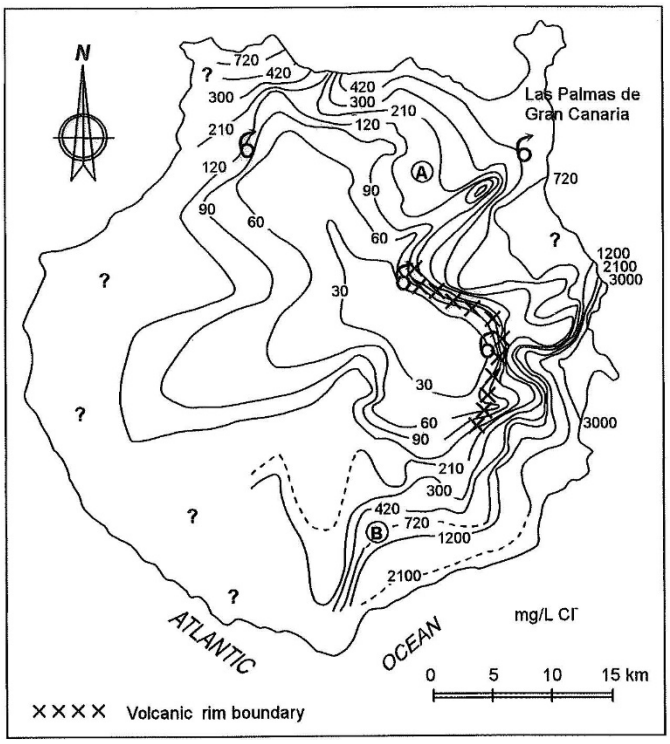


Figura 6.4.8-13 Contenido en ion cloruro en mg/L Cl, del agua subterránea de Gran Canaria a moderada profundidad bajo el nivel freático, en el entorno de 1980.

La intrusión marina es importante localmente, en especial en las áreas del N (Guía–Gáldar), del E (Telde) y del SE (Vecindario–Juan Grande).

Se dispone de datos isotópicos desde el entorno de la década de 1970, del contenido en tritio (^{3}H) en el agua y de ^{14}C en el carbono inorgánico disuelto (Baonza del Prado y Plata Bedmar, 1969) y de los isótopos estables del agua (Gonfiantini et al., 1976), con aplicaciones en varias situaciones que se comentan en algunas de las Secciones que siguen. No hay situaciones distintas de las generales comentadas en la Sección 6.4.4 de este Capítulo 6. Se realizaron algunas determinaciones de la relación $^{35}Cl/^{37}Cl$ para tratar de encontrar diferencias sistemáticas en captaciones con alto contenido el CO_2 endógeno, pero las diferencias fueron menores que la incertidumbre analítica.

En algunos pozos de Gran Canaria se emite CO_2, en áreas que han tenido erupciones volcánicas recientes. Tal es el caso de un pozo del E por el que, según el ITER (Instituto Tecnológico de Energías Renovables), sale un gas con 29,4% de vapor de agua y una

parte no condensable que contiene un 99,03% de CO_2 (320 kg/d) y <0,001% de CH_4. En una franja que va de NW a SE de la isla, las aguas subterráneas profundas tienen alto contenido en CO_2 a pH ácido, lo que indica una incorporación reciente, sin tiempo para un alto grado de reacción agua-roca. Esta agua se capta mezclada con agua de recarga relativamente reciente. Existieron algunos pozos con aguas altamente bicarbonatadas sódicas, pero se agotaron las reservas tras una intensa explotación. Esas aguas ricas en CO_2 suelen presentar problemas de alto contenido en iones ferroso y manganoso. La presencia de Mn requiere un tratamiento más complejo que el del Fe, debido a su más lenta cinética de oxidación y precipitación (Guerra Jiménez y Sagrera, 2009). El agua bruta extraída mediante los sondeos municipales del barrio de Padilla, Firgas, de 357 m de profundidad y entubados con PVC y tramo filtrante en 60 m finales, tiene 0,15-0,2 mg/L Mn, 880 mg/L CO_2, 1,1 mg/L O_2 y pH de 5,5-6,0. El agua se trata con hasta 0,5 mg/L de NaClO , se airea por aspersión tras un vertedero en chorros de agua de 2 mm de diámetro o por difusión en estanques de aireación con tubos PVC para 220 m^3/h de aire en proporción aproximada de 30,5 L aire/L agua o por cascada. La adición de NaOH y aireación reduce el CO_2 hasta 15,4 mg/L y el pH crece hasta 6,8.

Recursos de agua subterránea

El balance de agua de Gran Canaria se resume en la Tabla 6.4.8-2. Se dispone de un volumen de 77 hm^3 de capacidad de embalses superficiales, con un aprovechamiento del 12%, y de 75 hm^3 como balsas, con un aprovechamiento del 15% (PHGC, 1998).

Tabla 6.4.8-2 Balance hídrico promedio de Gran Canaria, según la Memoria del PHGC (1998)

	Precipitación	Evapotranspiración real	Precipitación neta	Escorrentía superf.	Recarga
mm/a	300	195	105	49	56
hm^3/a	466	304	162	75	87
%	100	65	35	46	54

El balance de agua total en 2005 (PHGC, 2009), en hm^3/a, es:

- Recarga por infiltración de la precipitación 85,9
- Recarga por retornos de riego, mayormente con aguas subterráneas 24,5
- Recarga por infiltración en cauces 7,4
- Descarga al mar 30,0
- Recursos renovables 85,9
- Explotación mediante pozos y galerías 73,7

En 1997 (PHGC, 1998) estaban en uso 1337 captaciones y 805 en 2010, de un total de unas 3640 captaciones. La Figura 6.4.8-14 muestra la ubicación de las captaciones. En 1991–1993 se extraían casi 100 hm^3/a, de los que la mitad se consideraban recursos renovables y la otra mitad recursos no renovables. Este reparto ha ido cambiando a lo largo del tiempo, creciendo la proporción de recursos renovables. La extracción de aguas subterráneas en 2015 se estimó en unos 50 hm^3/a, con una cantidad mucho menor procedente de manantiales (nacientes). El PHGC (1998) evaluó las reservas de agua subterránea en 2125 hm^3, de las que se habían consumido más del 50%. La evolución es conocida desde principios de la década de 1970 (Sáenz Oiza, 1983).

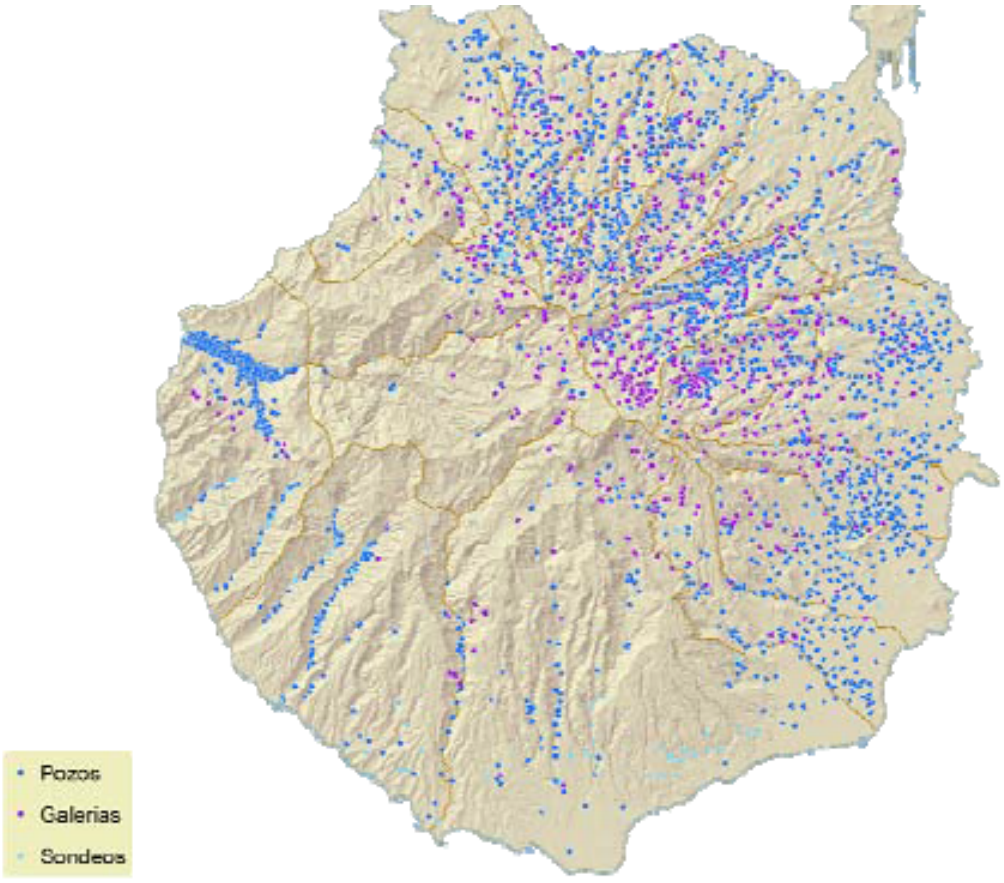


Figura 6.4.8-14 Ubicación de los pozos y captaciones de agua subterránea censados en Gran Canaria (PHGC, 2008)

La Figura 6.4.8-15 muestra la evolución temporal del uso de agua agrícola en Gran Canaria entre 1975 y 2005, en su mayor parte agua subterránea. Hay una reducción progresiva, aunque fluctuante, que va acompañada de cambios en los cultivos. El peso del cultivo del plátano cede ante los productos hortícolas y además hay una reducción de la superficie cultivada, aunque con fluctuaciones de un año a otro.

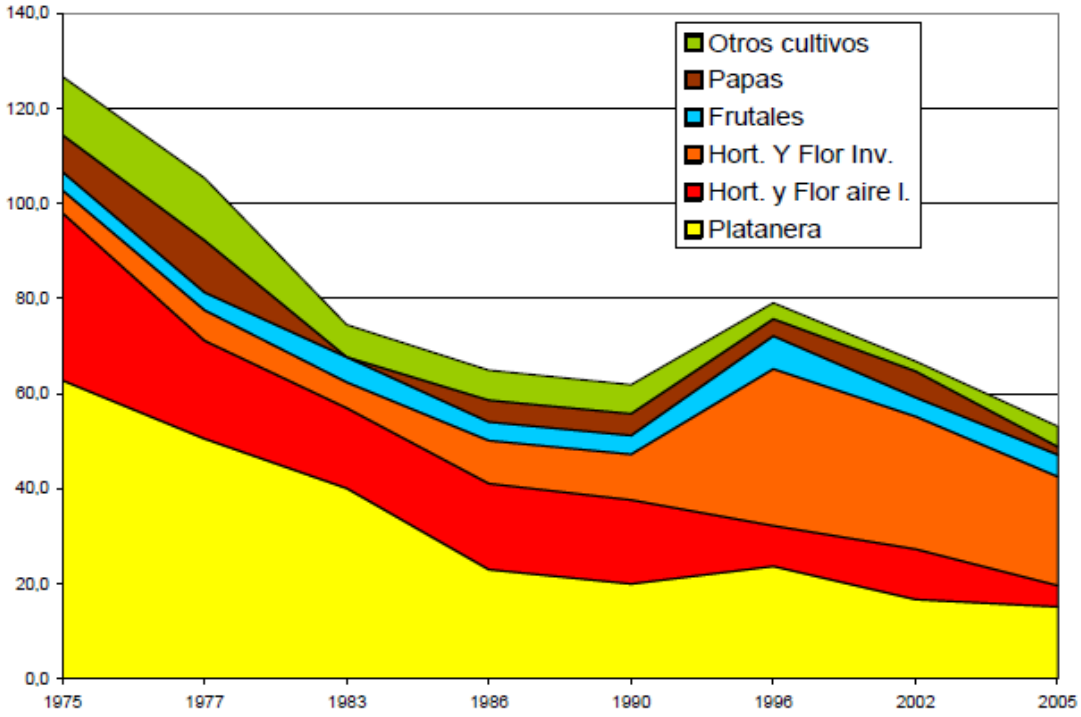


Figura 6.4.8-15 Evolución temporal de los usos del agua en agicultura en Gran Canaria, según cultivos (PHGC, 2008). Valores en hm3/a.

El agua captada se distribuye mediante una red de canales y tuberías principales desde los lugares de producción a los de uso, como muestra esquematicamente la Figura 6.4.8-16.

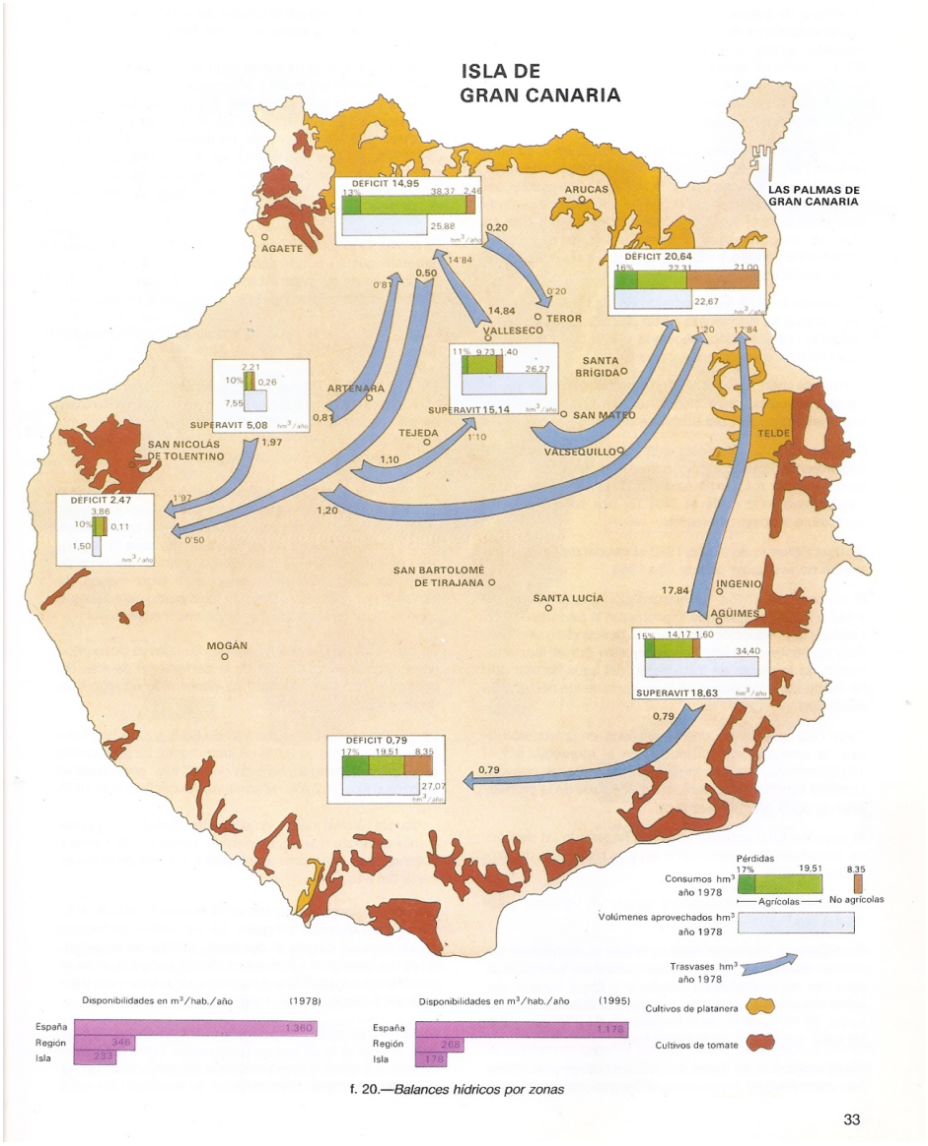


Figura 6.4.8-16 Uso agrícola del agua en Gran Canaria y principales transportes de agua entre partes de la isla de Gran Canaria (Soler Liceras y Lozano García, 1985)

Como consecuencia de la extracción intensiva de agua subterránea se ha producido un descenso continuado de niveles freáticos, como muestra la Figura 6.4.8-17 para el periodo 1971–1989. Los descensos acumulados desde el inicio de las extracciones son mayores y más extensos que lo que muestra la figura ya que la explotación se inició a finales del siglo XIX y la intensiva se había iniciado dos décadas antes.



Figura 6.4.8-17 Evaluación de los descensos de los niveles freáticos acumulados en Gran Canaria en el periodo 1971–1989 (PHCG, 2008)

La extracción intensiva de agua subterránea ha causado el agotamiento y secado de numerosos manantiales (nacientes), en especial en el N y E. Si bien los descensos freáticos con respecto a la elevación de la boca del pozo no son en general espectaculares, sí que son lo suficientemente grandes como para reducir notablemente el espesor saturado de las formaciones superiores, que son las de mayor transmisividad hidráulica, y afectar a nacientes y a otras captaciones, muchas de las cuales han sufrido varias profundizaciones para tratar de mantener los caudales.

La Figura 6.4.8-18a muestra los cambios freáticos en las cuencas de los Barrancos de Azuaje y Moya y la Figura 6.4.8-18b el agotamiento de dos nacientes, uno importante y otro mediano. En el Barranco de Guayadeque, en el E, donde a mediados del siglo XX se conocían unos 60 nacientes, actualmente sólo subsisten dos y una galería, lo que ha afectado a la pequeña población local que dependía de parcelas regadas y ganadería.

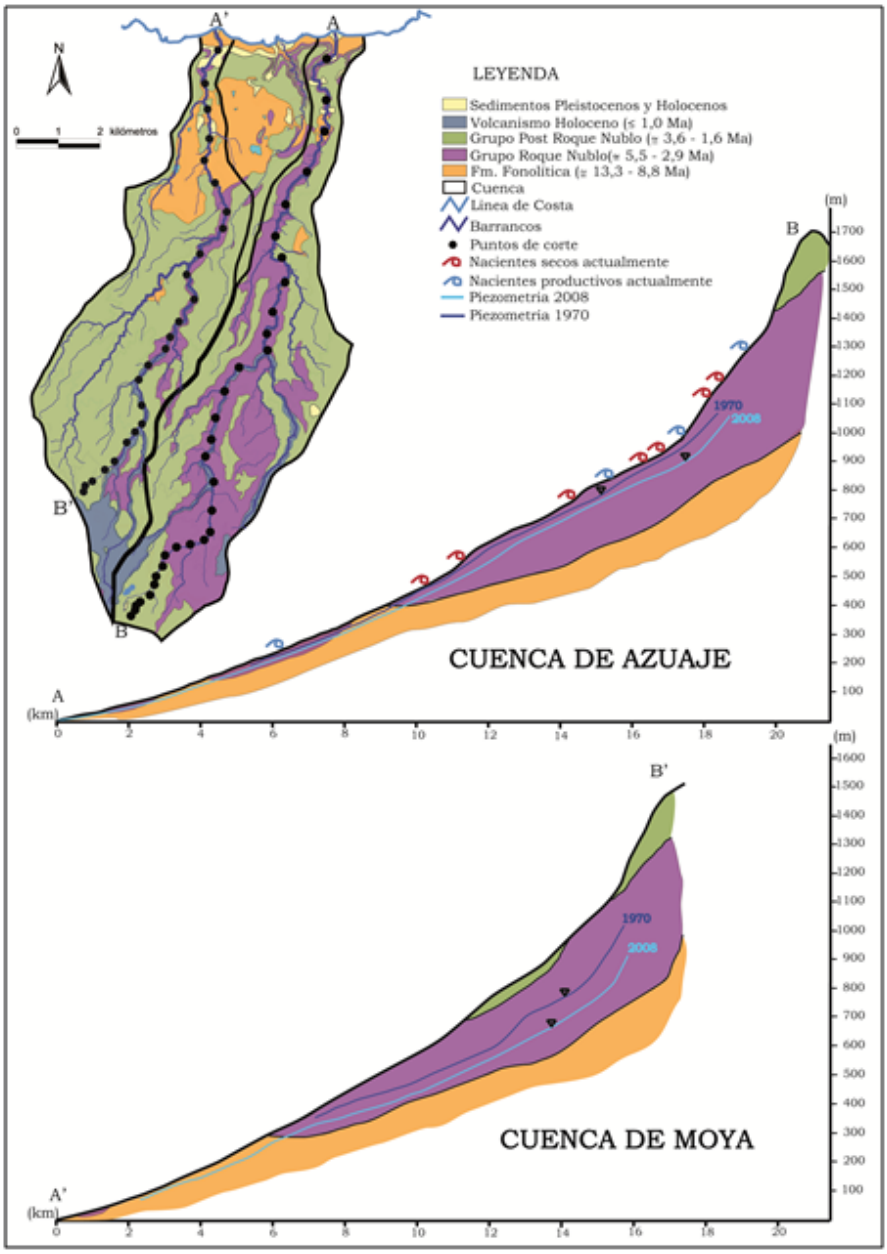


Figura 6.4.8-18a Evolución del nivel freático en el periodo entre 1970 a 2008 a lo largo de los fondos de los barrancos principales de las cuencas de Moya y Azuaje. Se muestran los nacientes que existían en la década de 1950, que en la actualidad están secos. Muchos de los que subsisten están mermados o son ocasionales (Hernández Quesada et al., 2011a)

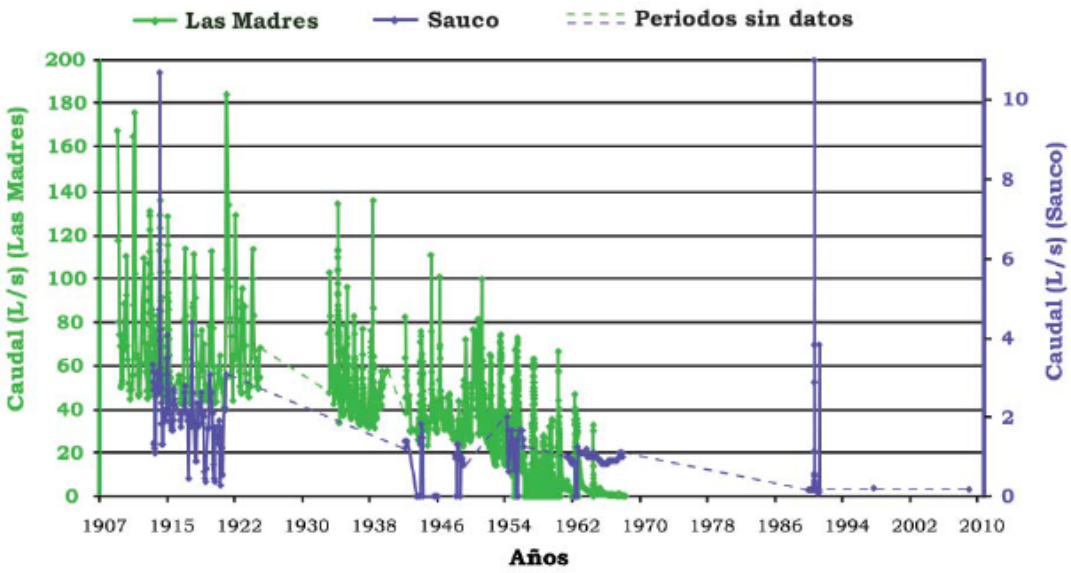


Figura 6.4.8-18b Evolución de los caudales de los nacientes de Las Madres del Agua (cota 528 m) y Saúco (cota 920 m), situados en el Barranco de Azuaje y pertenecientes a la Heredad de Aguas de Arucas y Firgas. El naciente de Las Madres se agotó en la década de 1960 y el de Saúco ha dejado de ser permanente para manar temporalmente tras épocas especialmente lluviosas (Hernández Quesada et al., 2011a; Cabrera et al., 2014)

Es muy difícil evaluar los impactos ambientales de la extracción de agua subterránea ya que los lugares más afectados están principalmente localizados en áreas del interior y los efectos se produjeron hace muchas décadas. Esto explica que no haya memoria histórica en la población, tanto por el tiempo transcurrido como por no ser conscientes de ellos a causa de la escasa accesibilidad de muchos lugares y porque lo que fueron aguas permanentes en general se infiltraban antes de alcanzar la costa, de modo que no eran aparentes para la población asentada allí. Los abundantes molinos de agua para producir harina que existieron anteriormente están hoy abandonados.

Los mayores descensos controlados regularmente corresponden a un sondeo profundo de la cumbre (Figura 6.4.8-19), en el borde de la Caldera de Tejeda, que es un área principal de recarga de una parte del acuífero insular. El ascenso de 1979 se relaciona con una precipitación excepcional y quizás el de 1985, pero la frecuencia de medidas no permite apreciar bien la relación entre precipitaciones intensas y ascenso rápido de niveles. Esta relación puede ser aparente ya que las extracciones en el área de influencia pueden disminuir o cesar en un periodo lluvioso y el pozo de observación puede recibir agua de acuíferos colgados temporales.

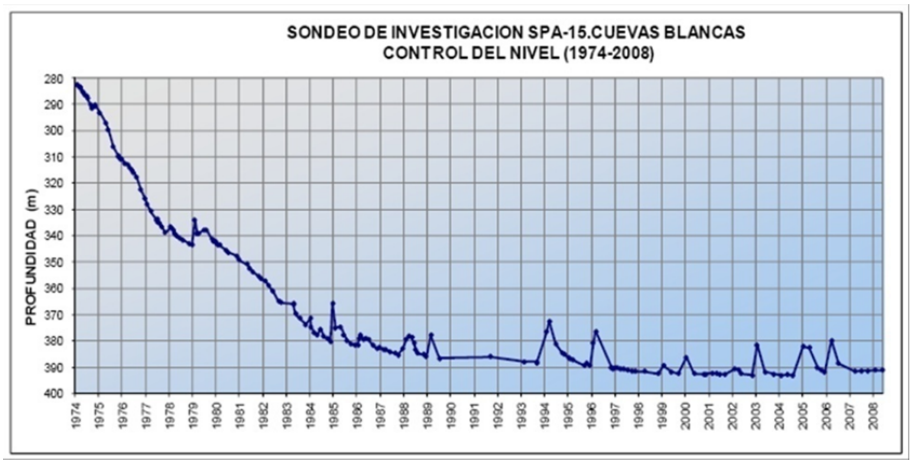


Figura 6.4.19 Evolución de la profundidad del nivel del agua en el sondeo piezométrico de Cuevas Blancas, Tenteniguada, en la cumbre de Gran Canaria, a una altitud aproximada de 1565 m (Jiménez Suárez, 2013)

Hay largos tramos costeros abruptos en los hay descarga de agua subterránea al mar. Tales son los tramos costeros conformados por ignimbritas miocenas de la costa SW. En estas ignimbritas, los sondeos horizontales en el fondo de los pozos canarios clásicos no suelen ser productivos a causa de la pequeña permeabilidad de esas rocas y su disposición masiva horizontal, pero se encuentra mayor productividad bajo la capa rica en obsidiana de su base, en el contacto con los basaltos miocenos del escudo basáltico general de Gran Canaria.

Están inscritos del orden de 1300 pozos, sondeos, galerías y nacientes. Se estima que hay unos 600 a 800 pozos operativos. En general, los pozos que producen menos de 2 L/s ya no tienen equipo de mantenimiento, por su alto coste. La explotación de aguas subterráneas es intensiva, aunque ha ido decayendo en las áreas costeras, en parte por alta salinidad y en parte por la disponibilidad de agua de mar desalinizada y de agua residual urbana depurada para regadío.

Se considera como franja costera la que está por debajo de cota 300 m, con ancho variable según las zonas. Las normas del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria establecen que a) las aguas subterráneas obtenidas de pozos ubicados a cota inferior a 300 m no se destinen a abastecimiento ni se las someta a desalobración para evitar que la explotación intensiva aumente la salinización de las otras captaciones del área

costera, b) las aguas superficiales de las presas se destinen a agricultura y c) el riego de campos de golf se realice con aguas regeneradas. La mitad de los pozos están en la franja costera de menos de 300 m, donde abundan los sondeos (pozos perforados), muchos de ellos para alimentar plantas desalobradoras.

El acuífero vulcano-sedimentario de Telde

La intrusión marina en el acuífero costero del área de Telde, en el E de Gran Canaria, se ha estudiado con cierto detalle (Cabrera, 2011; Cabrera y Custodio, 2005; 2012), con el apoyo de estudios hidrogeológicos e hidrogeoquímicos (Cabrera y Custodio, 1996; 1998; 2000; 2004; Cabrera et al. 1991; 1992).

Lo que se considera como acuífero de Telde tiene una superficie de 75,5 km^2. Se extiende desde la línea de costa hasta una altitud de 200 m (Figura 6.4.8-20). La precipitación media anual es de 150 mm/año y la temperatura media es de 20 ºC. El área ha estado tradicionalmente dedicada a la agricultura desde finales del siglo XV. La superficie cultivada ha ido disminuyendo desde la década de 1970 a la actualidad, a favor del espacio periurbano edificado y de zonas industriales y comerciales, en paralelo con un importante aumento de la población. El aumento de la demanda de agua para abastecimiento se ha cubierto mediante agua de mar desalinizada.

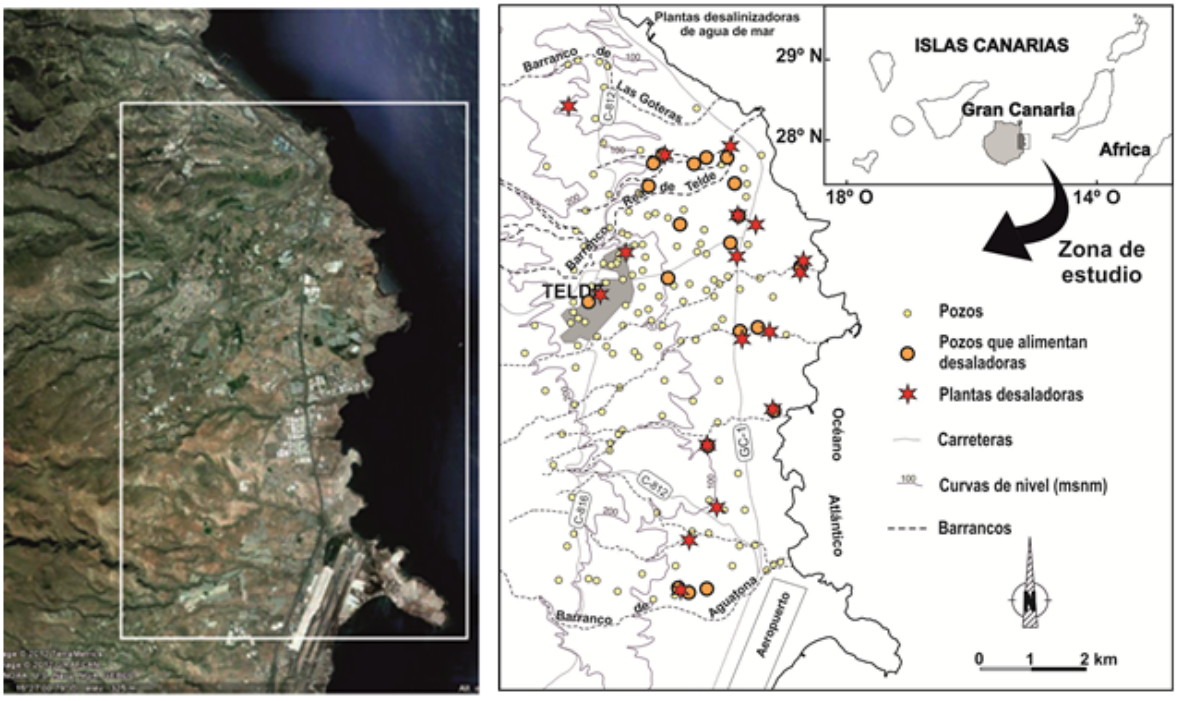


Figura 6.4.8-20 Mapa de situación del área de Telde, E de la isla de Gran Canaria. Se muestra la topografía, los barrancos, la situación de las plantas "desaladoras" (desalobradoras) de aguas salobres (estrella roja), los pozos existentes (circulitos sin colorear) y de aquellos que suministran agua a dichas plantas (círculos amarillos), según Cabrera y Custodio (2012)

La evolución creciente de la extracción de agua subterránea y el descenso del nivel piezométrico asociado han ido acompañados de una progresiva profundización de las captaciones hasta mediados de la década de 1990. Los niveles piezométricos quedaron muy por debajo del nivel del mar en una amplia zona, en la que se explotaba un agua cada vez más salina. Se instalaron una quincena de plantas desalobradoras de agua salobre subterránea. Se ha elaborado un modelo hidrogeológico de flujo con el fin de analizar la situación de explotación intensiva de los acuíferos de ese sector insular (Galindo Rodríguez et al., 2005; Galindo et al., 2007b).

El acuífero de Telde se encuentra en una zona de descarga de agua subterránea insular al mar, que es transferida en gran parte desde las zonas centrales de la isla. Además, hay recarga local por excedentes de riego y fugas de las redes de distribución y almacenamiento.

El área es geológicamente compleja, con materiales detríticos intercalados entre formaciones volcánicas pertenecientes a los tres ciclos de crecimiento de la isla de Gran Canaria. De muro a techo se encuentran: 1) lavas y flujos piroclásticos fonolíticos, 2) sedimentos detríticos, 3) lavas y brechas volcánicas basaníticas y 4) lavas y piroclastos basaníticos. En la mayor parte de la costa las fonolitas se encuentran en contacto con el mar a cotas cercanas a 0 m. Los sedimentos detríticos están por encima, aunque hacia el S son las basanitas las que se encuentran a cota 0 m. La Figura 6.4.8-21 muestra la disposición de las formaciones.

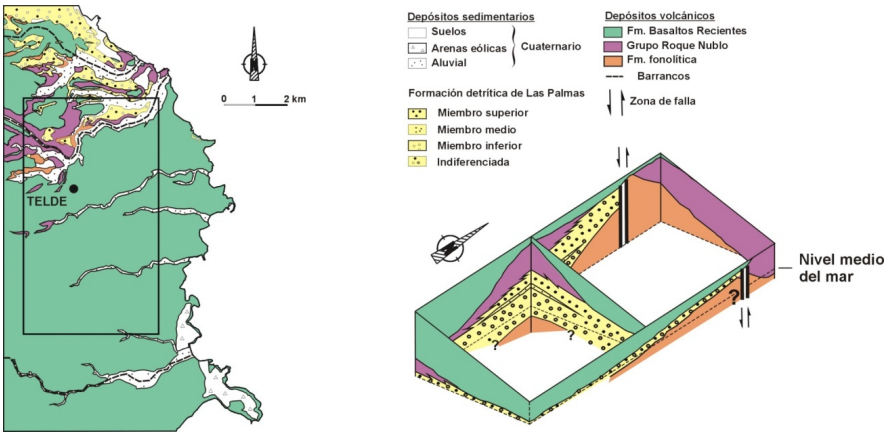


Figura 6.4.8-21 Disposición de las formaciones del acuífero de Telde (Cabrera, 1995; Cabrera et al., 1991)

En la parte norte se explotan fundamentalmente las fonolitas, aunque algunos pozos menos profundos en la costa extraen agua de los basaltos (basanitas), si están actualmente saturados. En la parte central se explotan fundamentalmente los sedimentos detríticos, en general conjuntamente con las fonolitas subyacentes. En la parte costera sur se explotan basaltos.

Existen unos 150 pozos, que mayormente son pozos canarios de 3 m de diámetro con obras secundarias horizontales (galerías o catas) en el interior. Estos pozos pueden haber sido profundizados mediante sondeos verticales de pequeño diámetro en el fondo. Los pozos perforados mecánicamente son posteriores a 1970, muchos de ellos de principios de la década de 1990. La profundidad de las captaciones oscila entre 15 m y 240 m, con una media de 90 m.

La probable evolución piezométrica se muestra en la Figura 6.4.8-22. Está ligada a la extracción de agua subterránea, que en 1988 se estimaba en 9 hm^3/año y en 1997 en 5,4 hm^3/año. La tendencia en los últimos años es al abandono de captaciones, de modo que en 2020 quizás no haya más de 50 pozos operados regularmente. Los caudales de bombeo oscilan entre 3 y 50 L/s, aunque los caudales medios diarios equivalentes raramente exceden 3 L/s. Este caudal se incrementó notablemente para los pozos que alimentan a las plantas desalobradoras.

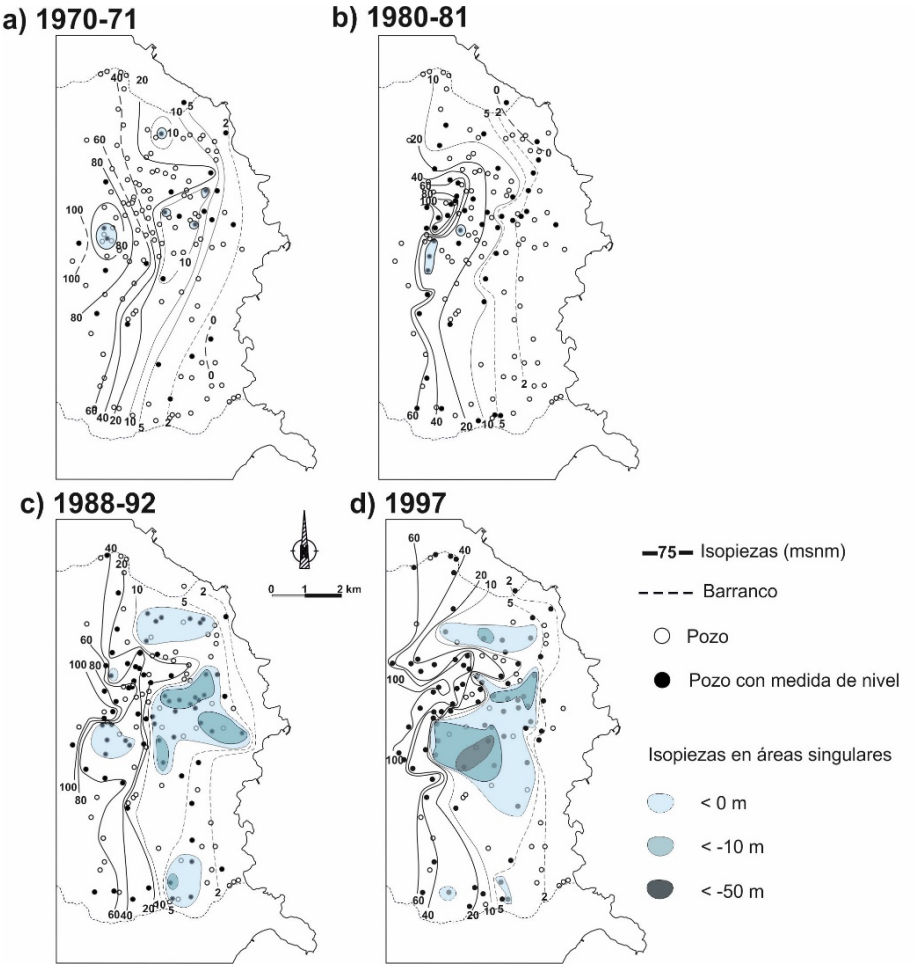


Figura 6.4.8-22 Mapas piezométricos en tres periodos: a) 1970–71; b) 1980–81; c) 1988–1991 y d) 1997. En gris se indican las áreas singulares en las que se sitúan conos de bombeo coalescentes (Cabrera y Custodio, 2004; 2005)

En la franja costera se encuentran aguas que han sufrido mezcla con agua de mar, que en parte se une a procesos de meteorización de rocas basálticas en un medio rico en CO_2 de origen volcánico y que pueden también presentar contenidos que superan los 200 mg/L de NO_3 en áreas de cultivos intensivos.

La Figura 6.4.8-23 muestra la evolución de la conductividad eléctrica (CE) del agua de los pozos. Se ha producido un aumento progresivo de la salinidad con el tiempo, así como la aparición de puntos en la costa donde la CE llega a sobrepasar los 20 mS/cm. La Figura 6.4.8-23 incluye gráficos de evolución temporal de Cl (mg/L), rSO4/rCl y rNa/rCl entre 1970 y 2010 para seis pozos seleccionados. El estado de salinización se representa en forma de diagramas de Stiff modificados en la Figura 6.4.8-24. El alto valor de la salinidad de algunos pozos es el resultado del efecto del aporte de gases endógenos magmáticos en aguas que ya tienen afección marina.

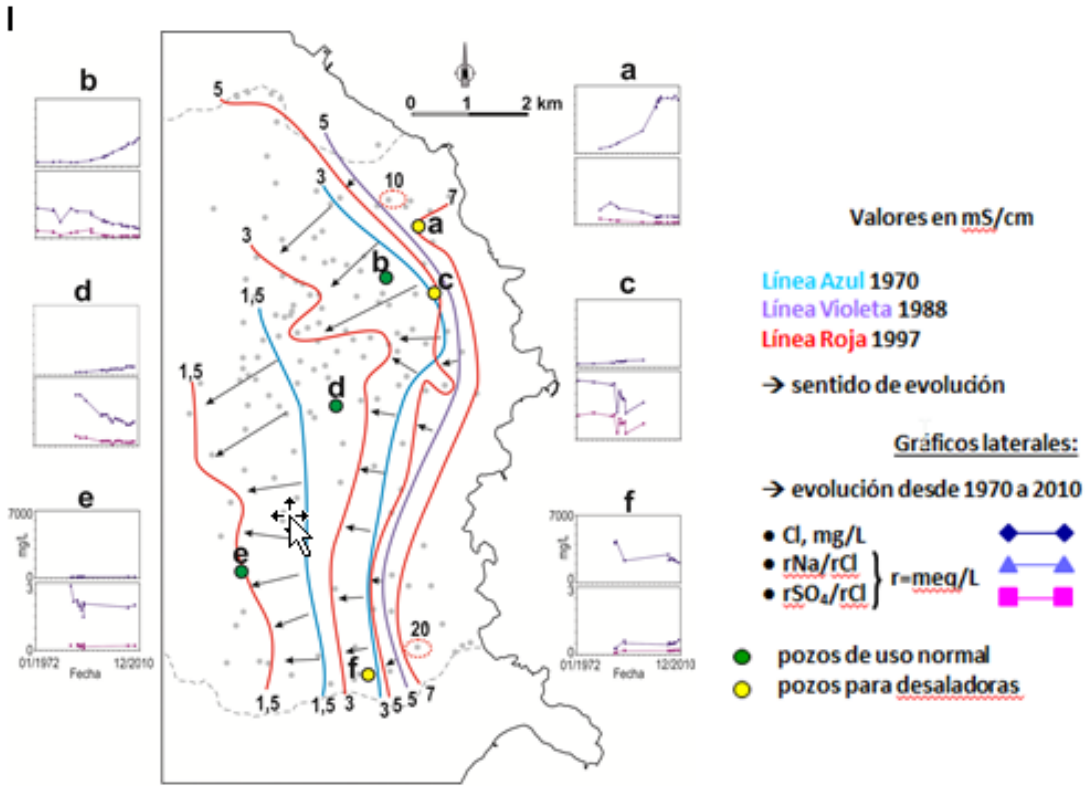


Figura 6.4.8-23 Modificación de la conductividad eléctrica a lo largo del tiempo (1970, 1988 y 1997) según las isolíneas de 1,5, 3 y mS/cm (Cabrera y Custodio, 2012). Las figuras laterales corresponden a la evolución temporal en pozos de extracción de los contenidos en Cl (mg/L) y de las relaciones rNa/rCl y rSO4/rCl (r = valor en meq/L) para los pozos de uso común (en verde) y para los que alimentan plantas desalobradoras (en amarillo)

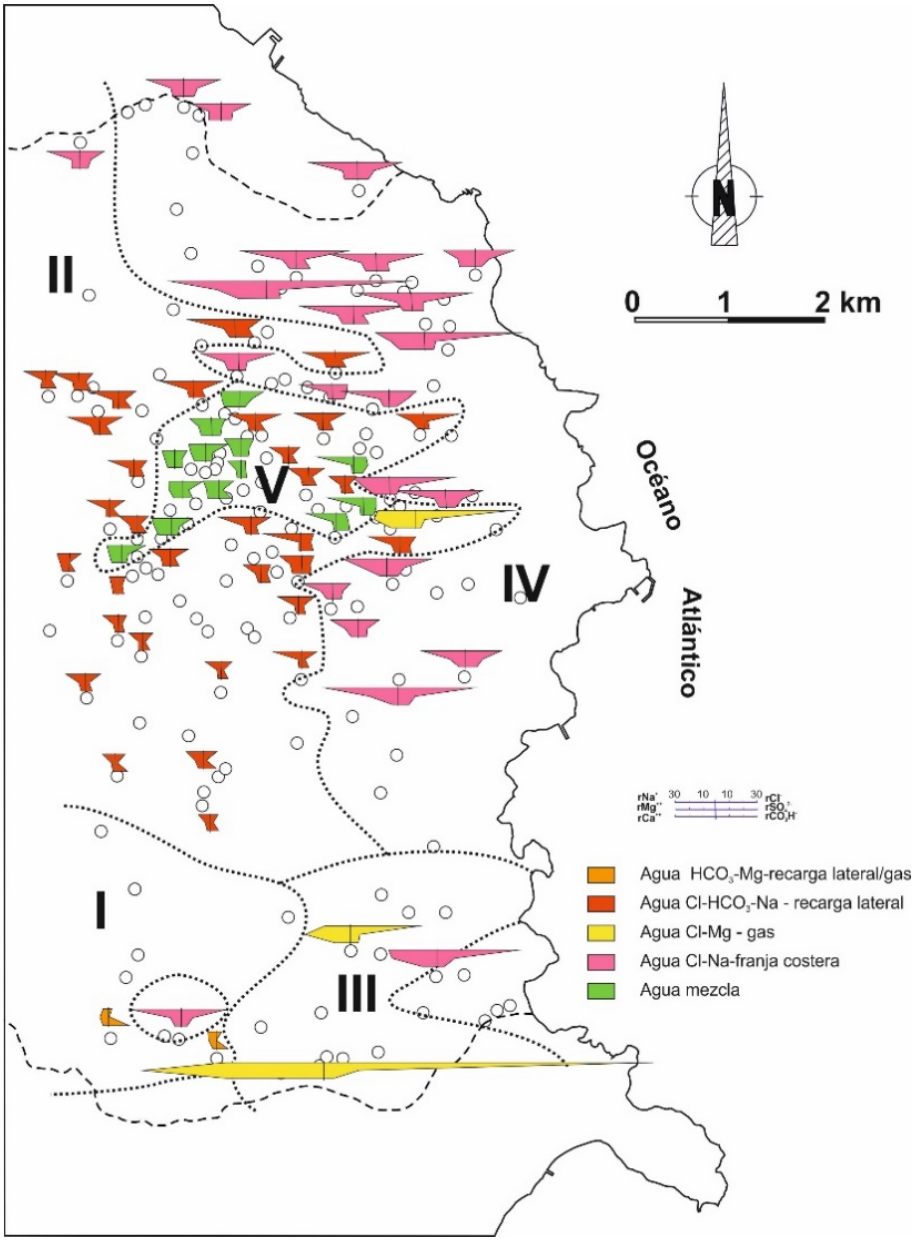


Figura 6.4.8-24 Mapa hidrogeoquímico del área de estudio en 1997. La composición iónica mayoritaria se representa mediante diagramas de Stiff modificados. El estado de salinización es proporcional al tamaño horizontal del diagrama. Para los pozos en amarillo se suma el resultado del efecto de aporte de gases endógenos. También la infiltración de retornos de riego contribuye al aumento de salinidad.

El proceso de salinización en el acuífero de Telde tiene tres mecanismos principales: a) entrada lateral de agua marina hacia las áreas de piezometría deprimida, condicionada por los materiales más permeables de cada lugar, b) conos salinos ascensionales bajo las captaciones allí donde los niveles más profundos son salinos por intrusión marina lateral y c) retornos de riego a partir de la aplicación de aguas de relativa alta salinidad inicial. En el desplazamiento lateral del agua marina, la creciente salinidad favorece los procesos de endurecimiento por cambio iónico. Al aumentar la salinidad, el agua mezcla evoluciona desde un claro exceso de Na, típico de las formaciones volcánicas de

composición fonolítica, hacia un déficit de Na. La recarga local por excedentes de riego puede ser salina si el agua de riego aplicada es de mala calidad.

La profundización de los pozos puede proporcionar inicialmente mayor caudal de agua menos salina procedente de las formaciones inferiores, en general fonolíticas, cuando aún no están afectadas por el aumento progresivo de salinidad, pero pronto los caudales disminuyen y la salinización crece. A veces se produce una notable reducción del caudal de explotación debido a que, al disminuir el espesor saturado, la transmisividad hidráulica decrece no linealmente al ser las fonolitas inferiores menos permeables. Eso provoca que la explotación se modere. En los pozos que alimentan a desalobradoras, el progresivo aumento de la salinidad hace que la planta de ósmosis inversa a la que abastecen no pueda producir agua con la calidad deseada, lo que lleva a disminuir los caudales de los pozos o a eliminar los que son más salinos de entre los que alimentan a una determinada planta. Por otro lado, el más extenso y profundo cono de depresión piezométrica creado por la mayor explotación de esos pozos, si bien protege del aumento de salinidad a los pozos situados hacia el interior, produce un aumento de salinidad de los pozos del entorno. En cualquier caso, el agua salobre que procede de la mezcla con agua marina supone una extracción de la parte correspondiente de agua dulce. Así se aumenta la extracción real del acuífero y por lo tanto se agrava la situación general.

Área costera de Vecindario

El área costera de Vecindario, en el E de Gran Canaria y al S de Telde, está sometida a una explotación intensiva de aguas subterráneas, al menos desde la década de 1950, principalmente para regadío, con aumento de caudales hasta la década de 1990. Se ha producido una salinización, que ya era notable en la década de 1970 (SPA–15, 1975; IGME, 2004; Galindo et al., 2007a; Galindo y Murillo, 2012; Hernández et al., 2009). La Figura 6.4.8-25 muestra la superficie piezométrica y la Figura 6.4.8-26 la variación de la piezometría entre 1975 y 2004. La Figura 6.4.8-27 muestra el contenido en cloruros para el periodo 1990–1995 y la Figura 6.4.8-28 la variación del contenido en cloruros. La salinización es marina (Figuras 6.4.8-29, 6.4-8-30 y 6.4.8-31), con notable intercambio iónico, salvo en algunos pozos en que se suma el aporte endógeno de CO_2 y de retornos de riego, en general con un alto contenido en NO_3. La Figura 6.4.8-32 muestra los diagramas de Stiff modificados.

En Vecindario e Ingenio (entre Vecindario y Telde) se observa un notable exceso de iones alcalinotérreos frente a un déficit de iones alcalinos, que es característico de un proceso de intrusión marina activa en progreso. En el área de Telde, el intercambio iónico es menos marcado o casi no se produce, lo que indica un proceso de intrusión marina y de mezcla ya estabilizado, aunque también cabe considerar la menor capacidad de intercambio de los sedimentos de la Fm. Detrítica de Las Palmas y las fonolitas que allí dominan.

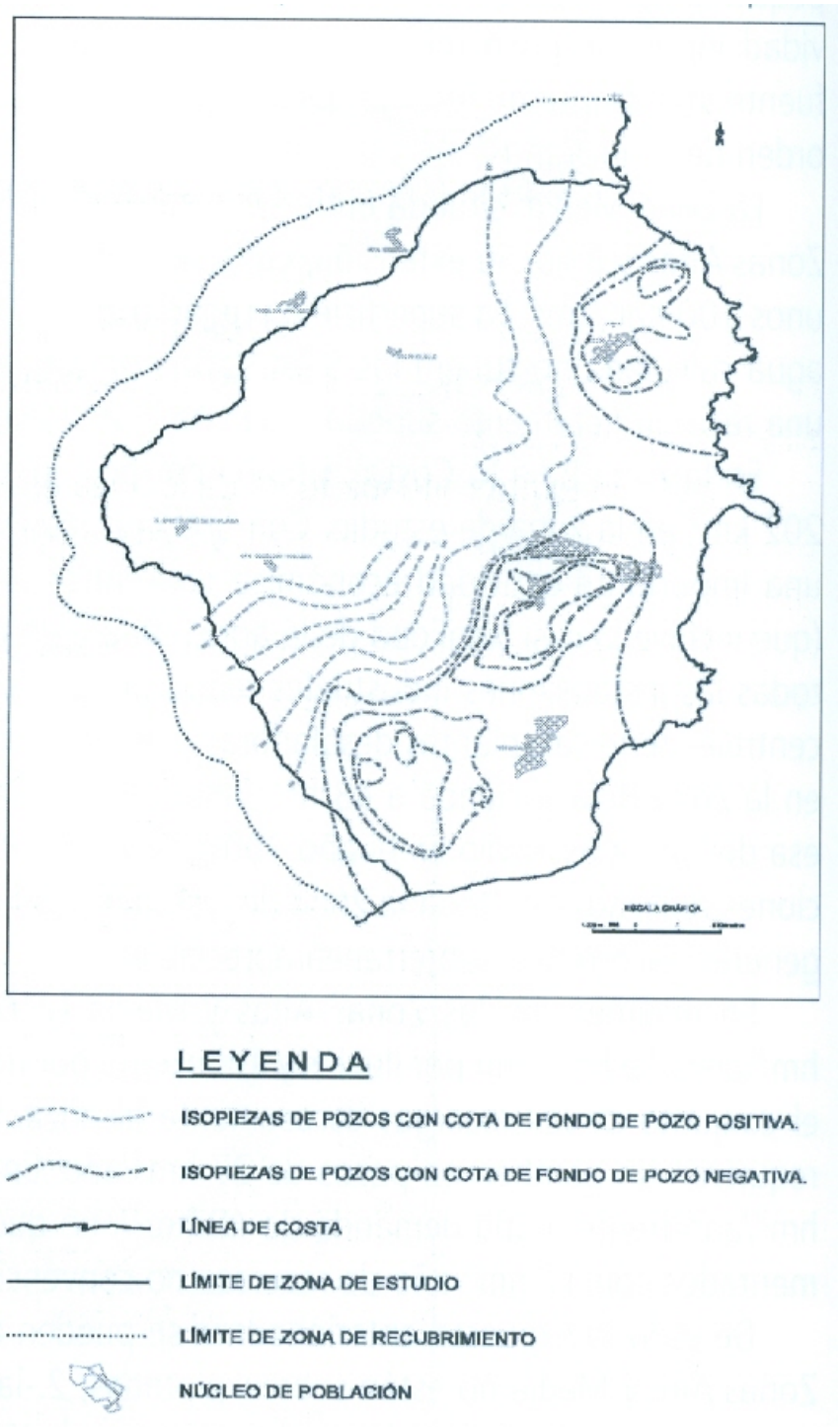


Figura 6.4.8-25 Piezometría en m sobre el nivel del mar del periodo 1990–1993 en el área de Vecindario–Telde (Galindo et al., 2007b)

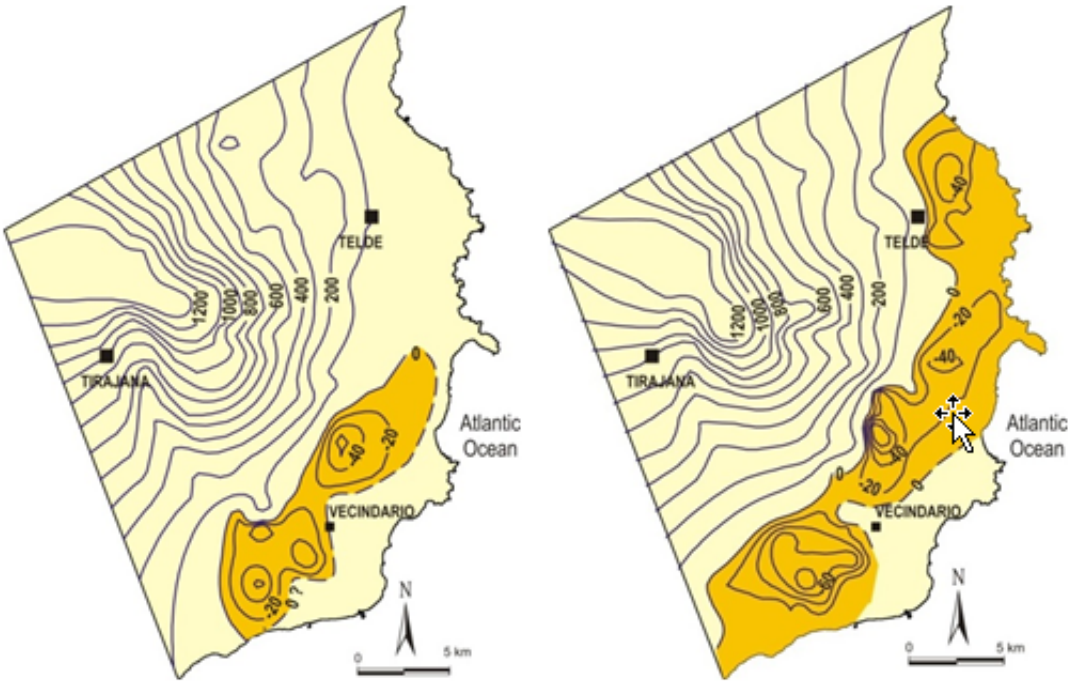


Figura 6.4.8-26 Variación de la piezometría en m sobre el nivel del mar entre el periodo 1970–1974 (figura izquierda) y el 2000–2003 (figura derecha) en el área de Vecindario–Telde (Hernández et al., 2010; Cabrera, 2011). Las áreas amarillas intensas son de niveles bajo el nivel del mar

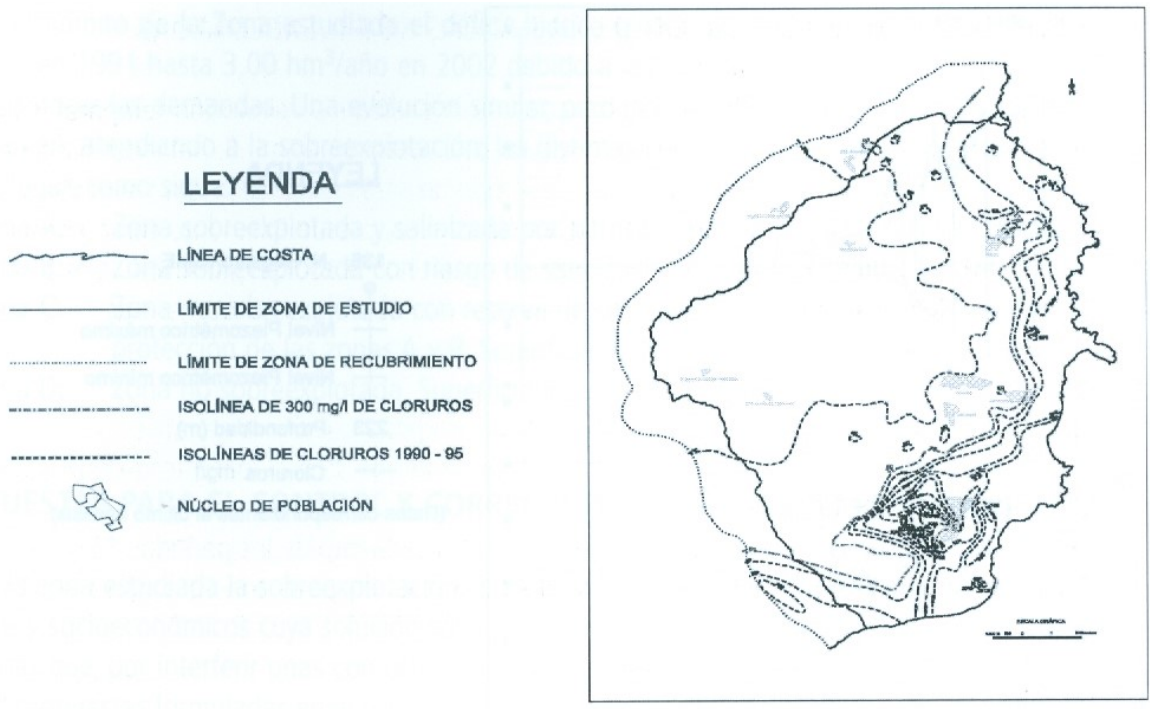


Figura 6.4.8-27 Contenido en cloruros en mg/L Cl en el periodo 1990–1995 en el área de Vecindario–Telde (Galindo et al., 2007b)

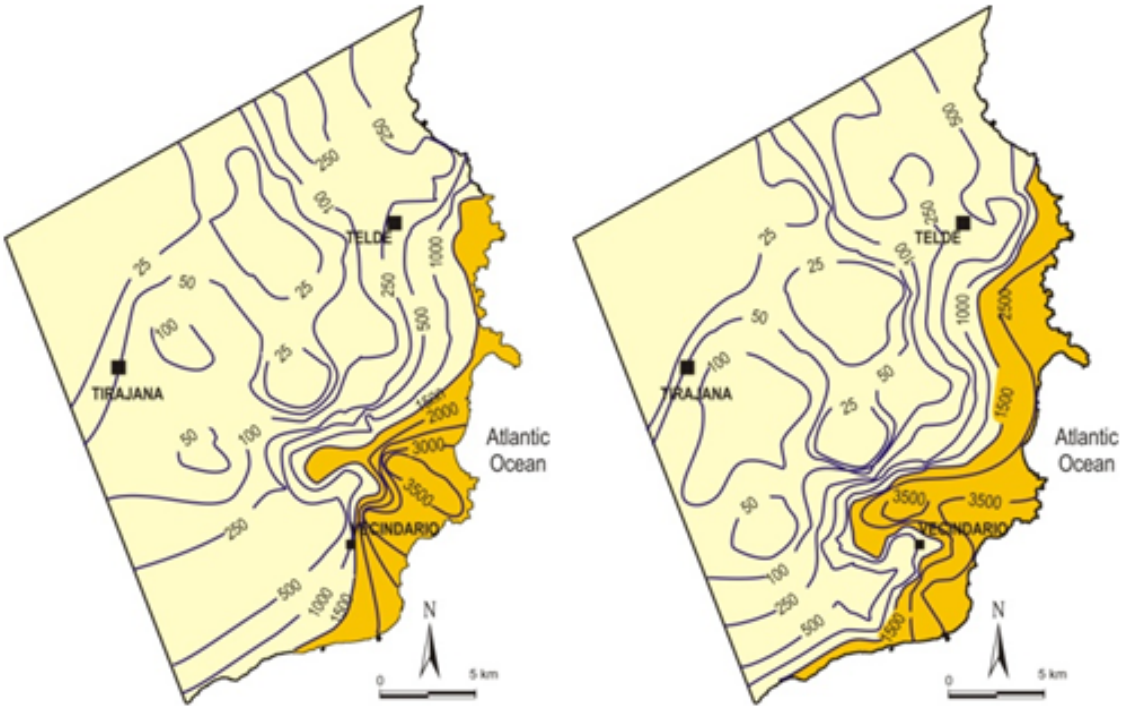


Figura 6.4.8-28 Variación del contenido en cloruros en mg/L Cl entre el periodo 1970–1974 (figura izquierda) y el 2000–2003 (figura derecha) en el área de Vecindario–Telde (Hernández et al., 2010; Cabrera, 2011). Las áreas amarillas intensas son de más de 1500 mg/ Cl

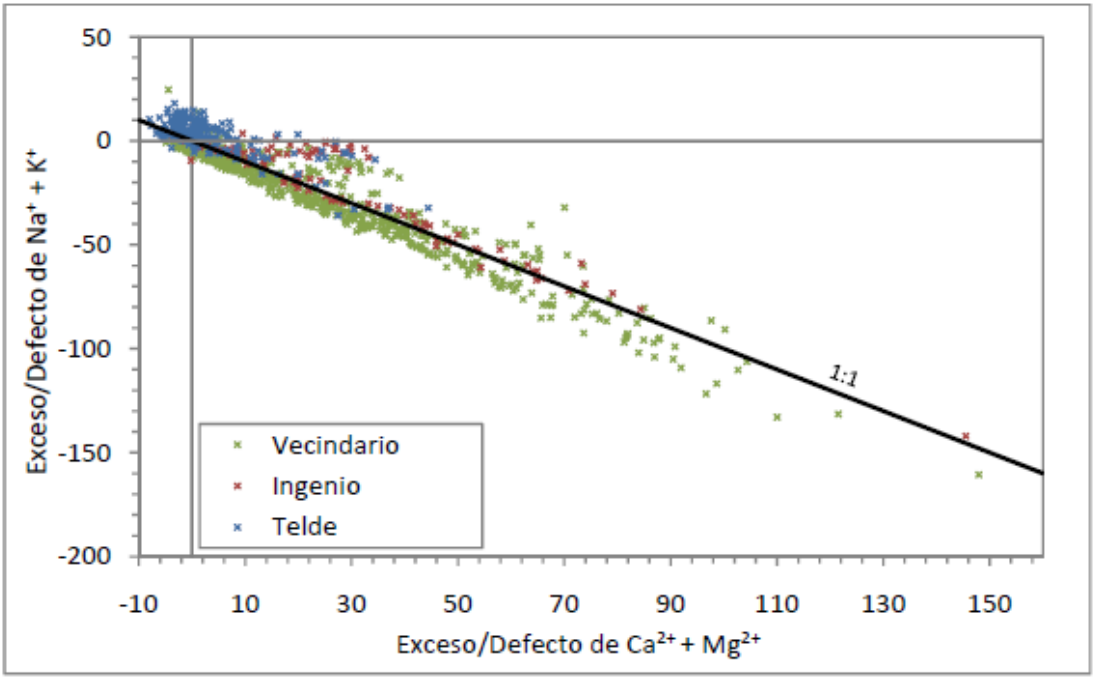


Figura 6.4.8-29 Comparación del exceso/defecto de iones alcalinos (Na+K) con el del exceso/defecto de iones alcalinotérreos (Ca+Mg), en meq/L, en el área de Vecindario–Telde, a partir de los análisis químicos disponibles entre 1972 y 2003 (Hernández et al., 2010). Los excesos/déficits son respecto a la mezcla teórica (en sistema cerrado) entre agua dulce y agua marina, calculada según el contenido en cloruros.

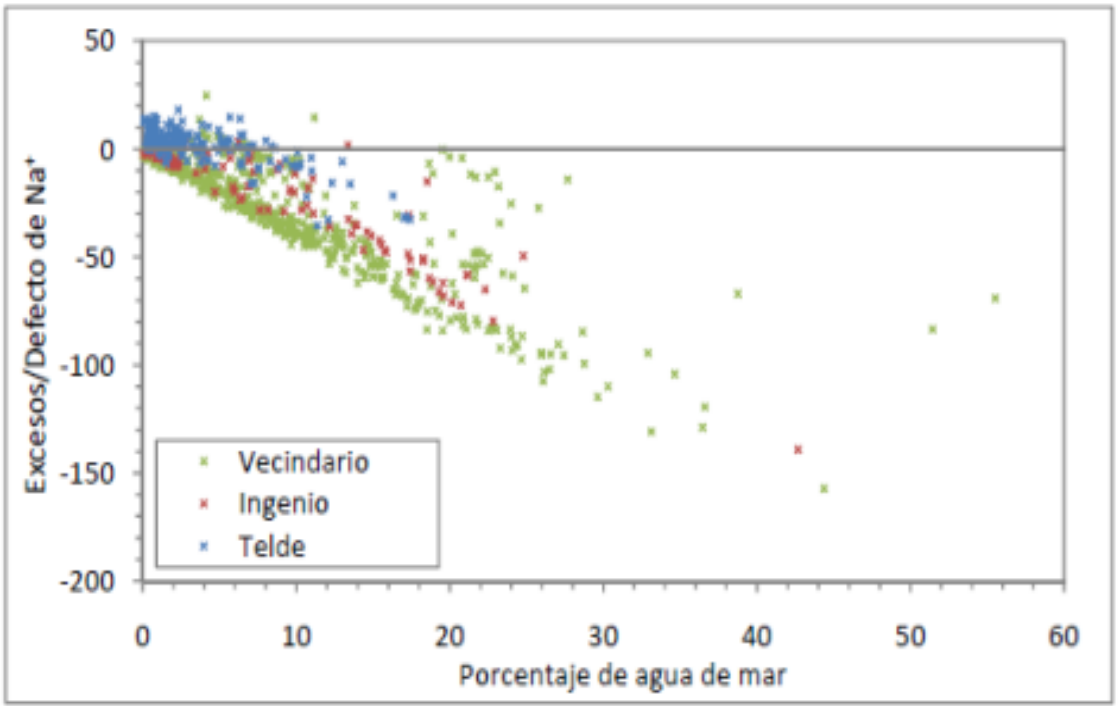


Figura 6.4.8-30 Comparación del exceso/defecto de ion Na, en meq/L, y el porcentaje de agua del mar, en el área de Vecindario–Telde, a partir de los análisis químicos disponibles entre 1972 y 2003 (Hernández et al., 2010). Los excesos/déficits son respecto a la mezcla teórica (en sistema cerrado) entre agua dulce y agua marina, calculada según el contenido en cloruros.

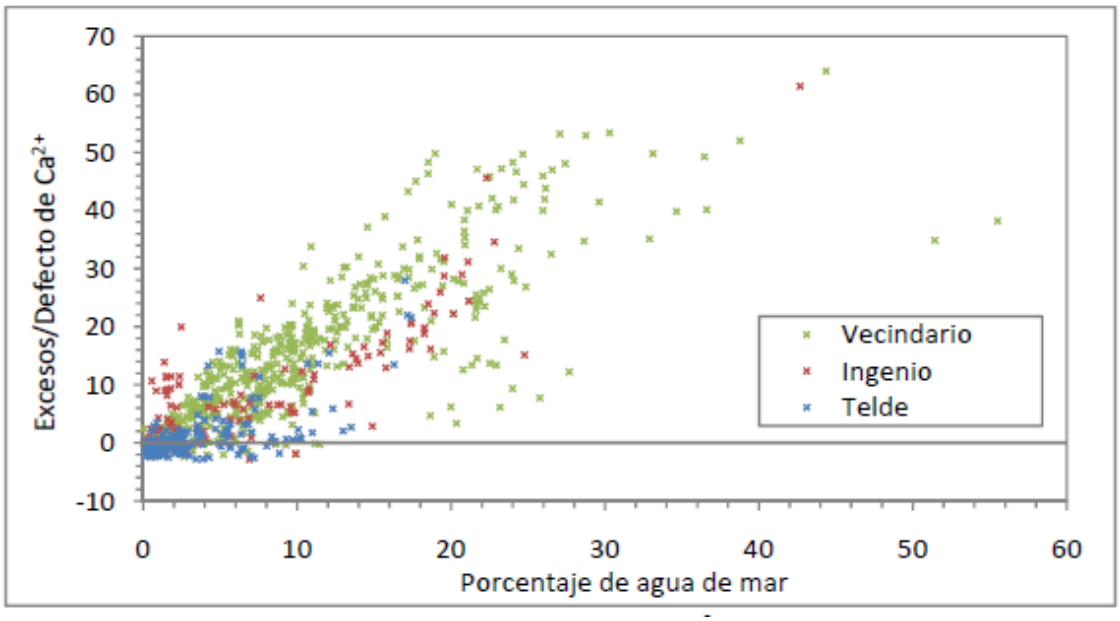


Figura 6.4.8-31 Comparación del exceso/defecto de ion Ca, en meq/L, y el porcentaje de agua del mar, en el área de Vecindario–Telde a partir de los análisis químicos disponibles entre 1972 y 2003 (Hernández et al., 2010). Los excesos/déficits son respecto a la mezcla teórica (en sistema cerrado) entre agua dulce y agua marina, calculada según el contenido en cloruros.

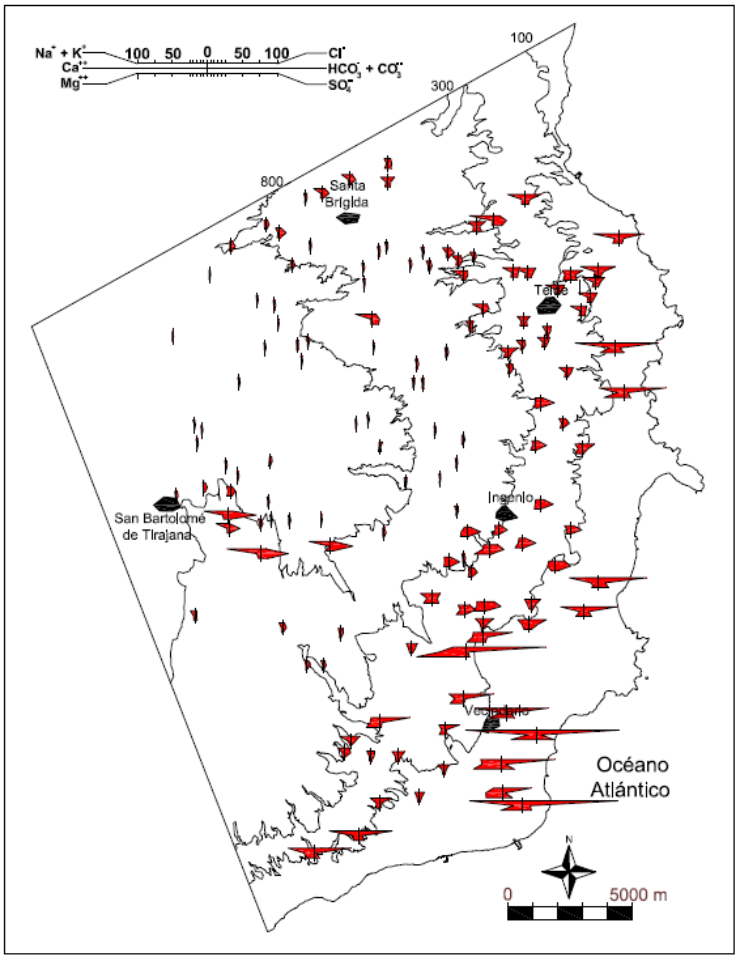


Figura 6.4.8-32 Representación mediante diagramas de Stiff modificados de la composición química de agua subterránea en el área de Vecindario–Telde, según los análisis del periodo 2000–2003 (Hernández et al., 2009). Escala en meq/L.

Macizo fonolítico de Amurga y Valle de Fataga

En el SE de Gran Canaria se encuentra el extenso macizo fonolítico de Amurga, entre los barrancos de Tirajana y Fataga, y su extensión hacia el W, con las formaciones de ignimbritas traquifonolíticas del entorno de Ayagaures. Su ubicación se muestra en el mapa geológico de la Figura 6.4.8-33. Las Figuras 6.4.8-34, 6.4.8-35 y 6.4.8-36 muestran algunos aspectos del área.



Figura 6.4.8-34 Mapa geológico del NE de Gran Canaria con la ubicación del Macizo fonolítico de Amurga como una lengua de color pardo claro. El barranco de Fataga lo limita al W.



Figura 6.4.8-35 Vista del Barranco de Fataga y del macizo traquifonolítico de Ayagaures al fondo, desde el Macizo fonolítico de Amurga, mirando hacia aguas arriba. Descarga subterránea en el fondo del barranco (foto ECG, 1996).



Figura 6.4.8-36 Fotografías de la parte central del Macizo de Amurga, la superior en una época extraordinariamente húmeda y la inferior en las condiciones habituales de aridez (Fotos ECG, 1985 y 1987).

En esta área se disponía de numerosos pozos perforados para abastecer una gran planta desalobradora por electrodiálisis que funcionó entre las décadas de 1980 y la de 2000. La salinidad del agua subterránea local es de origen climático (Custodio, 1993; Gasparini et al., 1990; Custodio y Custodio–Ayala, 2001), combinando la aridez local con el aerosol marino atmosférico (Figura 6.4.8-37). La recarga es pequeña, con descarga natural al barranco de Fataga y a lo largo del dilatado frente costero. La explotación se planteó como minera, extrayendo reservas de lenta renovación del acuífero, que tiene hasta varios centenares de metros de espesor saturado. A pesar de la intensa

explotación, sólo en un pozo se produjo afección temporal de origen marino. Los registros de temperatura a lo largo de los sondeos (Figura 6.4.8-38) muestran flujos verticales importantes que superan a los cambios por gradiente térmico, en unos casos ascendentes y en otros descendentes, según la posición del pozo respecto a la red de flujo y los tramos permeables atravesados. Eso muestra que el conjunto es permeable por lo menos en varios centenares de metros, con composición química homogénea y sin intrusión marina, de acuerdo con la elevación piezométrica del agua dulce.

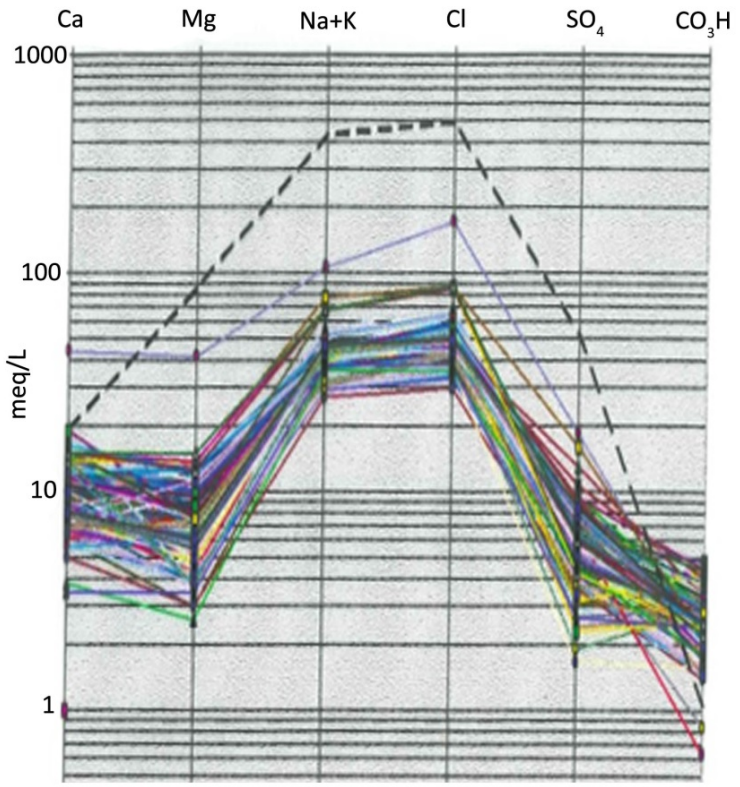


Figura 6.4.8-37 Diagramas de columnas verticales logarítmicas (de Schoeller–Barkaloff), en meq/L, de las aguas subterráneas del Macizo de Amurga y áreas vecinas (Custodio y Custodio-Ayala, 2001; Ruíz-García et al., 2019). Se trata de aguas salobres debidas a la aridez climática y al aerosol atmosférico de origen dominantemente marino, que produce una elevada deposición atmosférica de ion cloruro, variable de 5 a 10 gm-2a-1 de cumbre a costa.

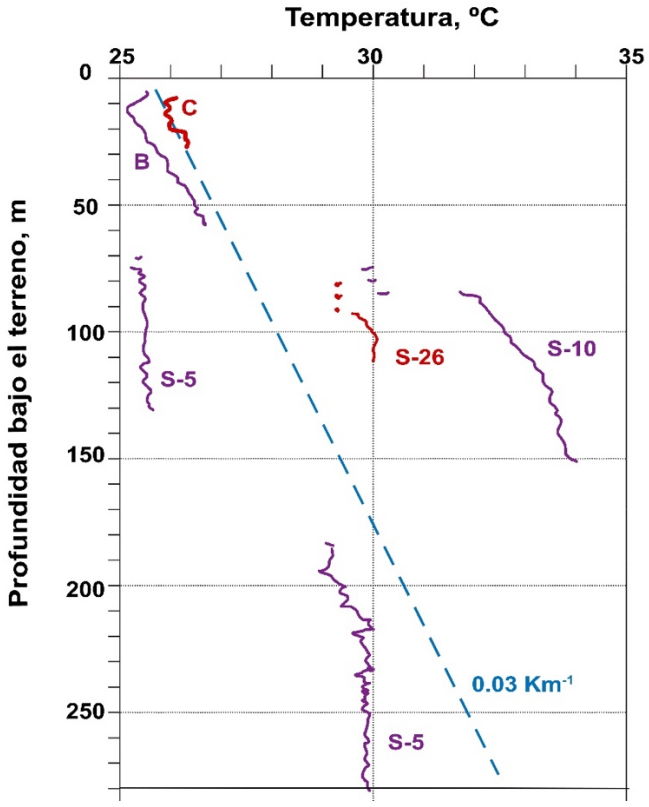


Figura 6.4.8-38 Perfiles verticales de temperatura de algunos de los pozos del macizo fonolítico de Amurga, NE de Gran Canaria. Se representa la temperatura en oC en función de la profundidad en m, a partir del nivel freático, con indicación de la temperatura del aire por encima del nivel del agua. La línea en azul es el perfil térmico para un gradiente de 3 oC/100 m (0,03 oK/m).

La composición isotópica de las aguas subterráneas (Figura 6.4.8-39) muestra un efecto de evaporación relativo a la recta meteórica a partir de un agua con $\delta^{18}O$ en el entorno de -4‰, que corresponde a la precipitación en la mitad superior del macizo. Esta evaporación está de acuerdo con la escasa vegetación y con recarga por escorrentía superficial diferida en los barrancos. La lluvia en el ámbito canario se ajusta bien a una recta de pendiente 8, con un exceso de deuterio de +14‰ (Custodio y Naranjo, 2012).

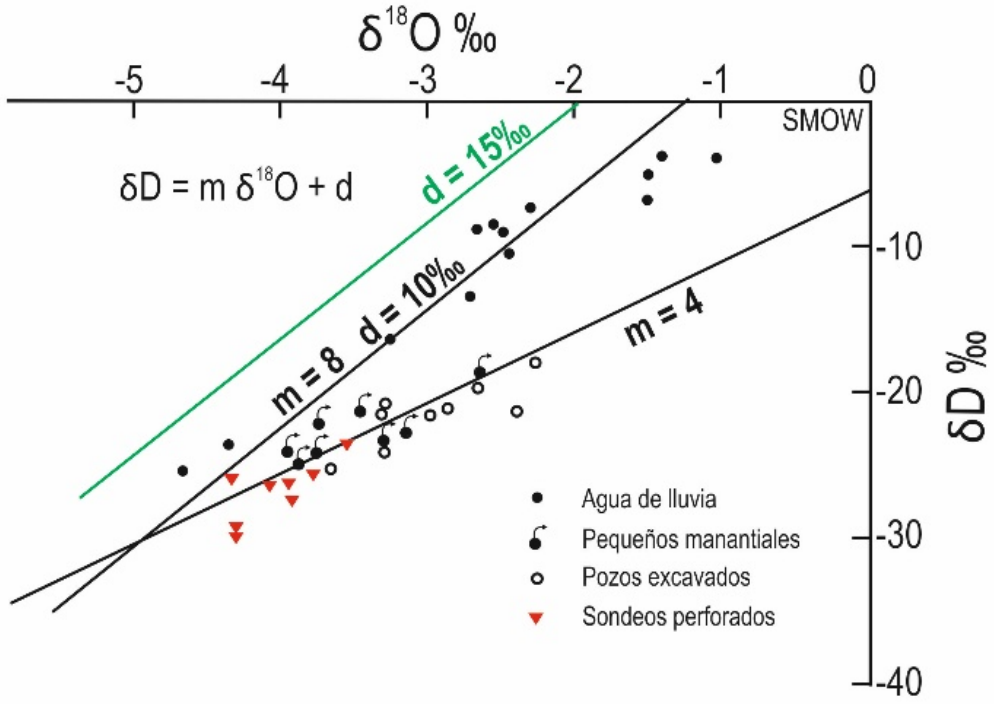


Figura 6.4.8-39 Gráfico δ^2H – $\delta^{18}O$ para el agua subterránea y de lluvia del macizo fonolítico de Amurga, NE de Gran Canaria. Las aguas subterráneas muestran el efecto de fraccionamiento isotópico por evaporación de la recarga debido a la aridez climática (Custodio, 1993). La lluvia local tiene d = 15‰

El gráfico ^{14}C – $\delta^{13}C$ para el agua subterránea de algunos sondeos del macizo fonolítico de Amurga (Figura 6.4.8-40) permite comparar las mediciones realizadas con las rectas de mezcla entre aguas extremas, según que se considere que el sistema es abierto o cerrado al CO_2 del suelo, suponiendo que no hay aporte de CO_2 endógeno, al estar el área alejada de la de volcanismo cuaternario (sólo hay en ella un pequeño cono volcánico, que no es reciente). Se trata de aguas con una posible edad de 11.000 años, salvo una que puede ser mucho más reciente. Ninguna de ellas tiene tritio medible. La interpretación de esa edad en términos de tiempo de renovación se ha realizado considerando el efecto de ladera, con el resultado de la Figura 6.4.8-41. Otras muestras del área tienen ^{14}C termonuclear y cantidades medibles de ^{3}H, o sea que son de relativamente rápida renovación.

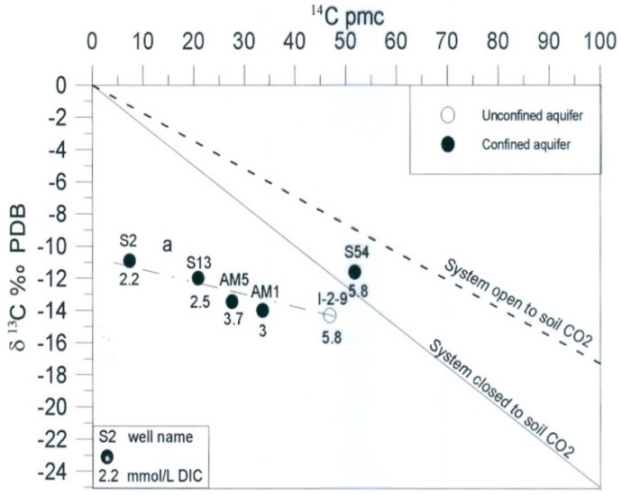


Figura 6.4.8-40 Gráfico ^{14}C pmC – $\delta^{13}C$ ‰ para el agua subterránea de algunos sondeos del macizo fonolítico de Amurga, NE de Gran Canaria. Se indican las rectas de mezcla entre aguas extremas, según que se considere que el sistema es abierto o cerrado al CO2 del suelo, ya que se supone que no hay aporte de CO2 endógeno (Custodio y Custodio-Ayala, 2002) .

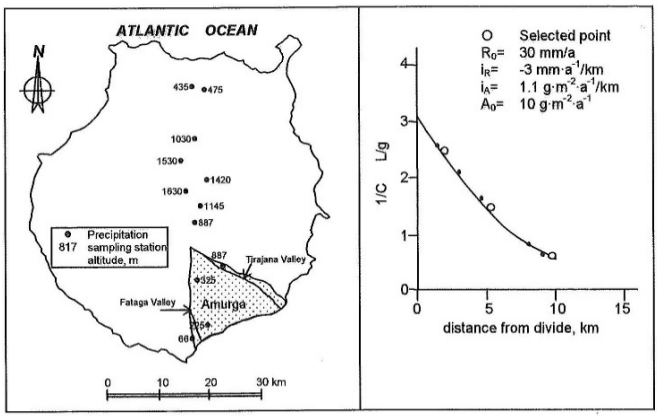


Figura 6.4.8-41 Resultado de la evaluación de la recarga según la distancia a la costa en el macizo fonolítico de Amurga, SE de Gran Canaria, según la deposición atmosférica de ion cloruro y la salinidad del agua de los sondeos, corrigiendo el efecto de ladera (Custodio, 2010). La recarga varía entre 30 mm/a en la parte alta del macizo a nula en la costa.

Sistema acuífero volcánico–sedimentario de La Aldea

El sistema acuífero volcánico–sedimentario de La Aldea (W de Gran Canaria) es un ejemplo de un acuífero costero aislado del acuífero insular intensamente explotado, en una región árida de agricultura intensiva. No hay propiamente intrusión marina significativa. El agua subterránea es salina por efecto climático, proximidad al mar y especialmente por infiltración de retornos de riego en áreas bajas.

La escasez de agua local debido al clima hace necesario el uso de aguas importadas, por lo que el acuífero se convierte en una pieza clave del sistema para regular las fluctuaciones de disponibilidad de agua y garantizar su disponibilidad para el riego en épocas de sequía (Cruz–Fuentes et al., 2014a; 2014b; 2014c).

El valle de La Aldea (Figura 6.4.8-42) tiene un fondo plano rodeado de fuertes escarpes al N, S y E y se abre al mar al W por un pequeño tramo litoral. Tiene una superficie de 44 km^2 y alturas que alcanzan 1415 m. El barranco de La Aldea es el principal cauce, de orientación E-W, donde desembocan dos barrancos secundarios y una serie de pequeños barrancos tributarios de menor entidad. El clima es subtropical seco, caracterizado por la alternancia de periodos secos y húmedos, con una significativa variabilidad de las lluvias estacionales y anuales. La precipitación media es aproximadamente de 160 mm/año, que supera 250 mm/año en años húmedos y que queda por debajo de 100 mm/año en años secos.

La cuenca está en basaltos antiguos de la fase de escudo, con un recubrimiento aluvial de 30 m de espesor máximo. La conductividad hidráulica de las distintas formaciones, en m/d, son: aluviales 25-26; depósitos de barrancos 21-64; basaltos 0,025; derrubios ladera 0,4; con una anisotropía estimada en k_h/k_v = 100. Las porosidades drenables más probables son 0,8-0,15 para los aluviales y 0,03 para los basaltos.

En el valle existen más de 370 pozos entre 2,5 y 3 m diámetro, con una profundidad media de 30 metros, situados principalmente en la parte central del acuífero, con régimen de extracción variable. Explotan preferentemente depósitos sedimentarios de cobertera y aluviales, que son más permeables que los basaltos que forman el substrato de toda el área, aunque ambos constituyen un único acuífero libre dividido en dos sub–capas conectadas hidráulicamente.

Las aguas subterráneas tienen una conductividad eléctrica que varía entre 1 y 13,5 mS/cm (Muñoz, 2005). En las zonas altas el agua es de moderada mineralización, que aumenta hacia la costa, lo que supone una significativa influencia del aerosol marino y de los retornos de riego.

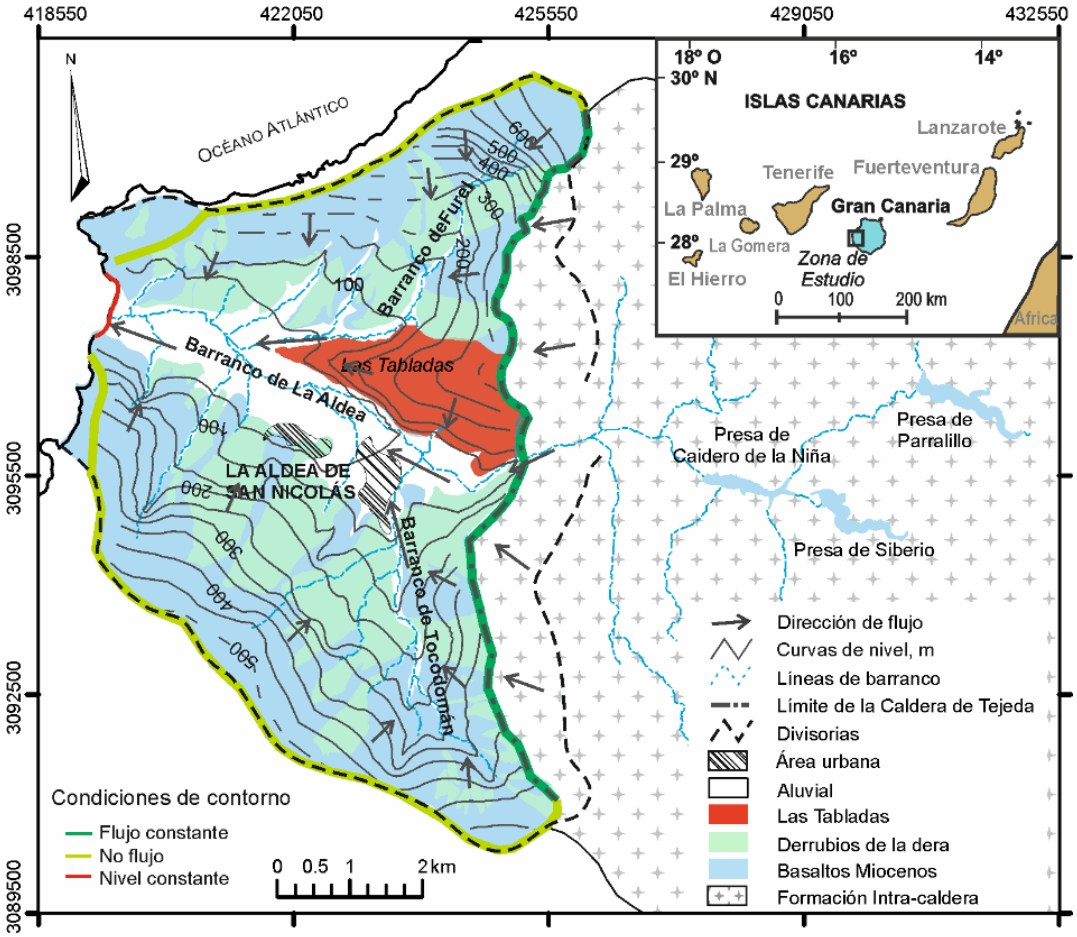


Figura 6.4.8-42 Mapa de localización del valle de La Aldea y distribución espacial de los principales dominios hidrogeológicos. Mapa de las curvas de nivel para el año hidrológico 1991/92 obtenidas a partir de un modelo numérico en condiciones estacionarias (Cruz–Fuentes et al., 2014b).

El principal uso del agua en la zona es para riego agrícola, mayoritariamente cultivo de tomate bajo cubierta. El agua para riego penetra a través de una estrecha garganta y proviene principalmente de 3 presas localizadas aguas arriba, en el Valle de Tejeda, dentro de la caldera central rellena. En condiciones climáticas medias, las presas suministran el 70% de las necesidades de riego y el agua subterránea local el 30% restante, pero durante los períodos de sequía las aguas subterráneas pueden aportar hasta el 70%. El agua subterránea es salobre, por lo que para su uso se mezcla con agua de presa o se desalobra. Se dispone de desalinización de agua de mar para suministro urbano de agua y para complementar el riego en largos periodos de sequía.

El acuífero de La Aldea queda fuera del sistema general de funcionamiento insular de Gran Canaria debido a la existencia de materiales de baja permeabilidad que rellenan la Caldera de Tejeda y limitan la zona por el E. Por lo tanto, el acuífero de La Aldea se comporta como un sistema hidrogeológico aislado (Figura 6.4.8-43), sin aportes laterales significativos y en contacto con el resto de la isla únicamente a través del estrecho cañón, que tiene depósitos aluviales en su base. Esto no invalida el concepto de acuífero insular, pero muestra que puede haber excepciones dentro de un conjunto coherente.

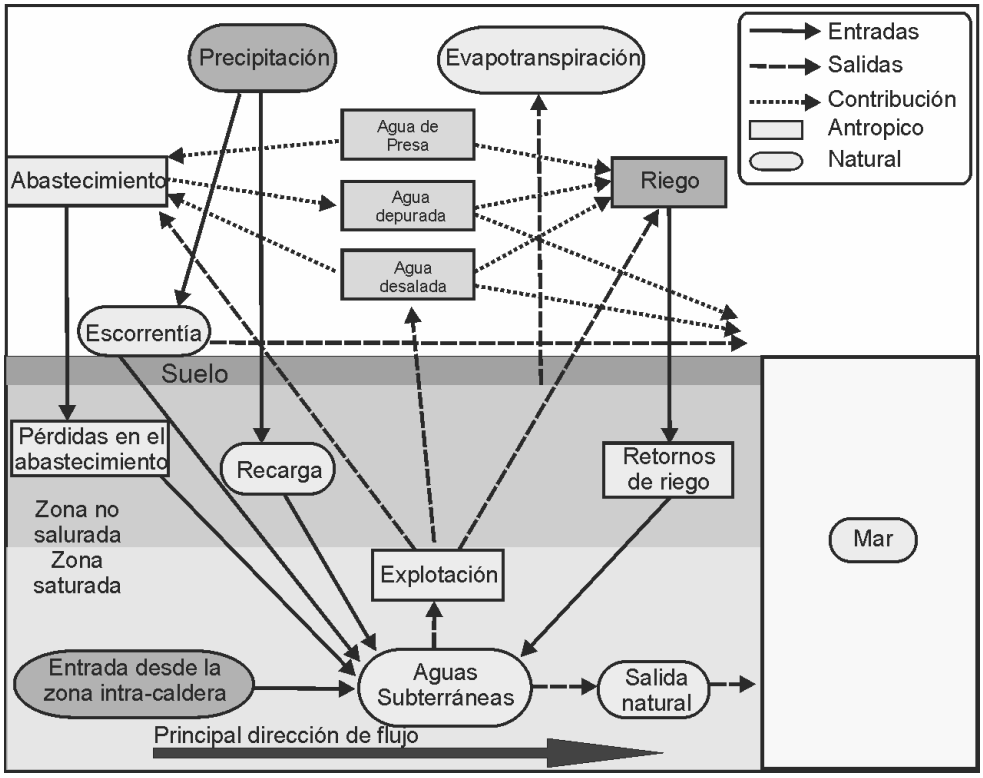


Figura 6.4.8-43 Esquema del sistema hidrológico del valle de La Aldea (Cruz–Fuentes, 2014b)

Se ha construido un modelo numérico de tres capas litológicas para simular el flujo de agua subterránea (Cruz–Fuentes et al. 2014a; 2014c), en el que se considera la recarga por infiltración de la lluvia, retornos del riego y fugas de la red de abastecimiento. El agua subterránea en los diferentes materiales (basaltos, derrubios de ladera y sedimentos de Las Tabladas) fluye hacia los depósitos aluviales y luego hacia el aluvial principal del barranco de La Aldea. El modelo numérico de transporte de cloruro (Cruz–Fuentes et al., 2014c) muestra en la parte central un aumento de la concentración que coincide con el aporte de retornos de riego bajo las zonas de cultivo. La intrusión marina no es significativa. El rasgo más relevante es la alta concentración de cloruro en la zona de Las Tabladas, con >8 g/L. Esta zona es una formación volcano-sedimentaria de materiales finos, en la que la recarga es más salina a causa de tener suelos más retentivos de agua. Los retornos del riego tienen entre 0,5 y 0,7 g/L Cl.

En el periodo estudiado, los 2 hm^3/año de retornos de riego y el 1 hm^3/año de recarga por la precipitación suman más del 80% del total de las entradas de agua subterránea. La contribución de los derrubios de ladera y los basaltos al aluvial principal es significativa y crece cuando la explotación del aluvial de La Aldea aumenta y disminuyen los niveles piezométricos. Son los que suministran agua al aluvial principal en época de sequía.

Casi el 80% de las salidas se producen por extracciones y el resto se descarga al mar. La entrada total de agua al acuífero y en particular la entrada de agua desde el almacenamiento muestra un comportamiento estacional. La entrada es casi nula en los

meses de verano, cuando las precipitaciones son escasas y no hay retornos de riego. Entonces la demanda de agua se satisface con el almacenamiento del acuífero. La recarga aumenta durante los eventos de lluvia y el almacenamiento de agua subterránea se recupera. La salida al mar es un componente importante del balance hídrico. Hay dos factores principales que determinan la evolución del nivel freático durante el período de estudio: la disminución de los retornos de riego al reducirse el área de cultivo y el aumento de las extracciones a causa de la disminución del aporte de las presas debido a la sequía.

6.4.9 Canarias Centrales: Isla de Tenerife

Situación y características generales

Tenerife consiste morfológicamente en un gran estratovolcán, el Pico de Teide, en un lado del primitivo gran volcán central de Las Cañadas, con la extensa Caldera de Las Cañadas, que se apoya sobre los restos erosionados de tres escudos volcánicos: Anaga en el NE, Teno en el NW y Roque del Conde en el SW, con una dorsal a dos aguas entre la Caldera de Las Cañadas y el macizo de Anaga (Figura 6.4.9-1a y b). La Figura 6.4.9-2 es una vista de los estratovolcanes Teide y Pico Viejo y la Figura 6.4.9-3 es una panorámica de la Dorsal Noroeste de Tenerife, donde existe una importante densidad de conos volcánicos, entre los que se encuentran el volcán Arenas Negras (en primer plano), que se formó durante la erupción histórica de 1706.

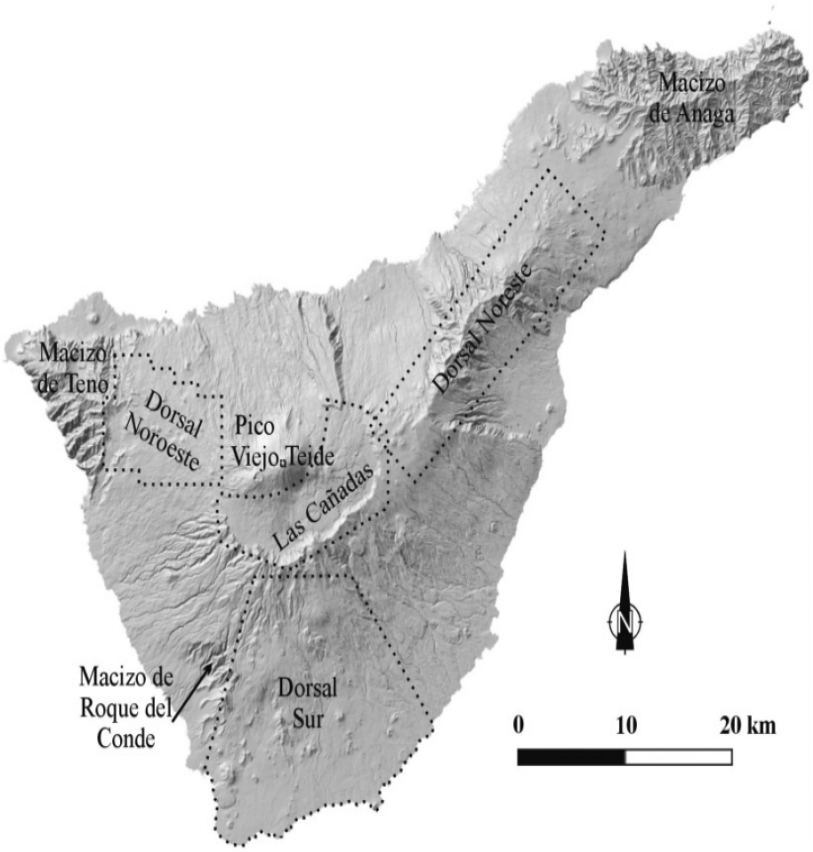


Figura 6.4.9-1a Unidades morfológicas de Tenerife

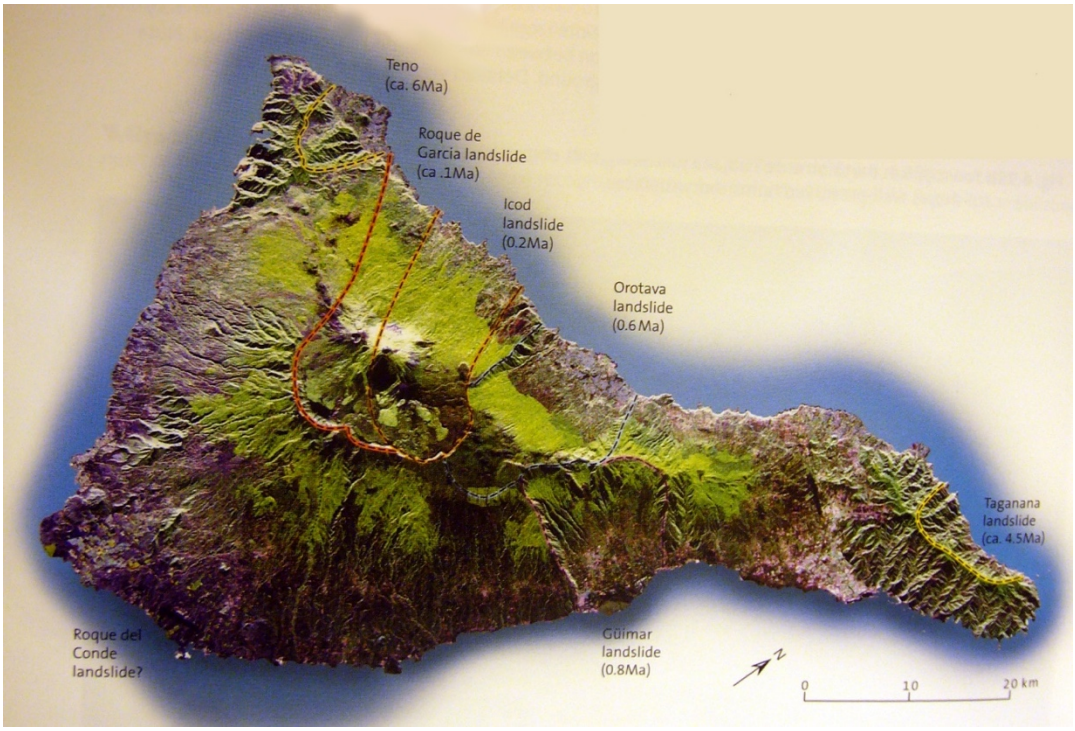


Figura 6.4.9-1b Rasgos morfológicas de Tenerife a partir de una imagen de radar (J.M. Navarro en Schminke y Sunita, 2010).



Figura 6.4.9-2 Vista de los estratovolcanes Teide y Pico Viejo, isla de Tenerife (Carracedo y Tilling, 2003)



Figura 6.4.9-3 Panorámica de la Dorsal Noroeste de Tenerife, donde existe una importante densidad de conos volcánicos, entre los que se encuentran el volcán Arenas Negras (en primer plano), que se formó durante la erupción histórica de 1706 (www.fotosareasdecanarias.org).

Tenerife es una isla con formaciones volcánicas relativamente recientes poco erosionadas, salvo en los macizos antiguos, que representan una pequeña parte de la isla en sus extremos. Por esta razón, la escorrentía superficial es pequeña y no hay ni

ha habido manantiales (nacientes) importantes ni cursos de agua permanentes significativos. Las descargas directas de agua subterránea al mar son importantes y difíciles o imposibles de cuantificar. La modelación matemática realizada permite una estimación, pero es incierta al no poderse calibrar, ya que no disponerse de datos validados de la recarga, además de que los parámetros hidráulicos son muy inciertos.

La precipitación insular media P = 425 mm/a, la máxima de 1000 mm/a y la mínima de 200 mm/a; la recarga neta media (descontando la salida difusa al mar) R = 117 mm/a; y la escorrentía superficial ES = 10 mm/a; R/P = 0,25 y ES/P = 0,03. Los valores pueden variar sensiblemente de unos trabajos a otros. La precipitación media local varía desde menos de 200 mm/a en áreas costeras del S hasta superar 1000 mm/a en altitudes entre medias y altas de la vertiente norte, aunque disminuye por encima de 2000 m, cuando se supera el umbral superior de la humedad de los vientos alisios del NNE.

En las áreas de mayor humedad, donde hay bosque de coníferas y de laurisilva, las frecuentes nieblas pueden ser condensantes (garujilla, garúa en lenguaje popular en Canarias) y aumentar la precipitación recibida por el terreno y la vegetación. Esta precipitación no se registra en los pluviómetros. La importancia de esta lluvia oculta (precipitación horizontal) aún no está bien resuelta, con claras exageraciones sobre su relevancia a nivel insular. Véanse las Secciones 4.2.4 y 4.3.2 del Capítulo 4 y 12.1.4 del Capítulo 12. El PHTF (2010) indica un aporte medio de hasta unos 40 mm/a, en general a lo largo de todo el año, pero la mayor parte del agua aportada se evapotranspira, aunque la humedad remanente facilita que la precipitación de lluvia produzca mayor recarga al encontrar un suelo más húmedo. Los balances de agua en el suelo de detalle que se han realizado, lo han sido espacialmente, pero con intervalo de tiempo mensual, lo que no permite evaluar el efecto diurno. Esta lluvia horizontal se ha tenido en cuenta en los balances locales y zonales de forma agregada. Se produce principalmente en las cumbres de la Cordillera Dorsal, del Macizo de Anaga y en áreas del NW.

Todos los barrancos van a parar al mar, excepto los del interior de la Caldera de las Cañadas, que es un área endorreica, aunque no necesariamente hidrogeológicamente cerrada.

La escorrentía superficial es escasa pues la capacidad de infiltración del suelo es elevada. La escorrentía superficial únicamente es significativa en el macizo de Anaga –con el Barranco del Río como lugar significado– y a media altura de la ladera sur. En el macizo de Anaga existen más de 100 tomaderos (pequeños diques artificiales en los barrancos para derivar caudales de escorrentía de tormenta), que pueden llegar a captar puntual y ocasionalmente hasta 100 L/s, pero en muchos casos el agua que toman es mayormente de nacientes, sean estos permanentes o temporales. En general no ha habido cursos de agua con tramos permanentes, excepto en el SE, en el Barranco del Agua, Arico, y en el Barranco del Infierno, Adeje, mantenido por nacientes. El aporte de estos nacientes ha mermado notablemente, en parte por efecto de galerías próximas y en parte por un posible descenso pluviométrico. Estos barrancos y sus

nacientes tienen un notable valor ecológico y albergan flora endémica. Los pocos embalses superficiales totalizan una capacidad de 2 hm^3, a los que hay que sumar 1,2 hm^3 en balsas impermeabilizadas. La escorrentía superficial se evalúa en unos 4 mm/año (7 hm^3/a), de los que se aprovechan unos 0,4 mm/a (0,8 hm^3/a).

Características geológicas

De los estudios realizados con ocasión del proyecto SPA-15 (1975) y los que siguieron se pueden extraer algunos resultados sobre las características de las series basálticas, referidos a las condiciones de la primera mitad de la década de 1980 (Niñerola Pla, 1987):

- Serie basáltica I antigua: ≈26 km de galerias, abundancia de almagres, 138 diques/km en Arafo, 50 en Teno y 22 en Anaga; 3,2 grietas secundarias/km en Güímar y 1 en Anaga. Hay formaciones brechoides de techo en la zona central. En el N se tiene 1 dique/km. En el Alto, en Güimar, los diques actúan como drenes y pueden quedar resaltados sobre el relieve y hay abundancia de almagres
- Serie basáltica II antigua: >32 km de galerías. Raros almagres de espesor inferior a 1 m y 1,5 almagres/km en Arico y 3 en Arafo y 9 diques/km en Arafo y 3 en Arico
- Serie Cañadas (formaciones ácidas y básicas): 42 km de galerías. 5,5 almagres/km en Los Realejos, 2,9 en Arico y 2 a 1,6 en Guía de Isora y 8 diques/km en Guía de Isora (2 en la zona intermedia), 0,75 en Tigaigay 0,5 en Arico
- Series modernas (III, traquítica y traquibasáltica; IV históricas): 0,7 km de galerias, entre pocos a 8 almagres/km y 0,5 diques/km; 0,5 en el Valle de La Orotava

La Figura 6.4.9-4 es una simplificación del mapa de formaciones geológicas de Tenerife. Tras la etapa de los tres escudos basálticos que se sobreponen lateralmente, la reactivación es mediante erupciones volcánicas según tres dorsales, como muestra la Figura 6.4.9-5a y b. La más extensa, entre el edificio del Teide y el macizo de Anaga, se la conoce como Cordillera Dorsal o simplemente Dorsal (N). La explicación gráfica de estas tres dorsales se muestra en la Figura 6.4.9-6.

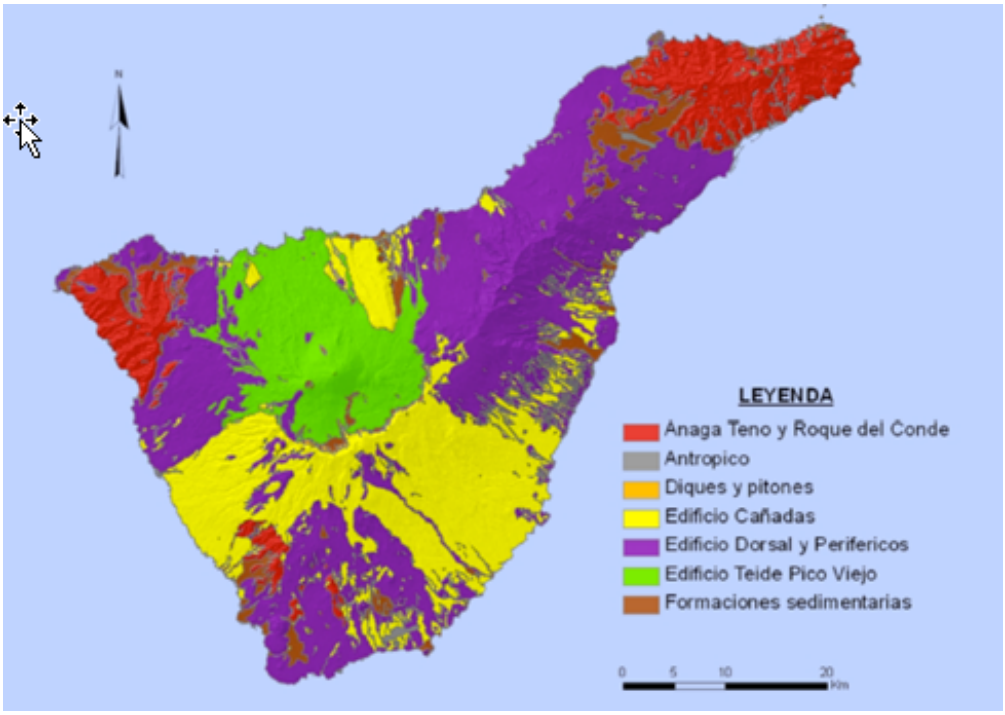


Figura 6.4.9-4 Simplificación del mapa de formaciones geológicas de Tenerife.

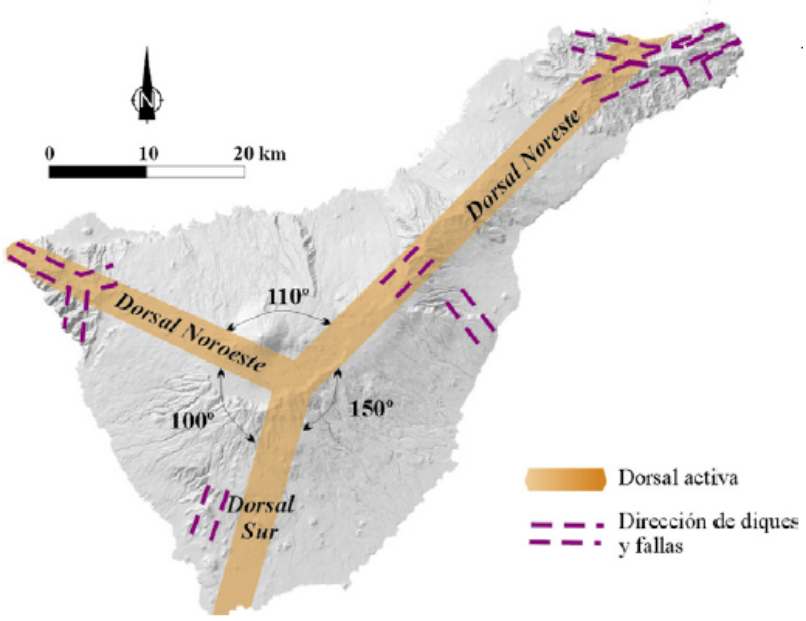


Figura 6.4.9-5a Dorsales activas de Tenerife

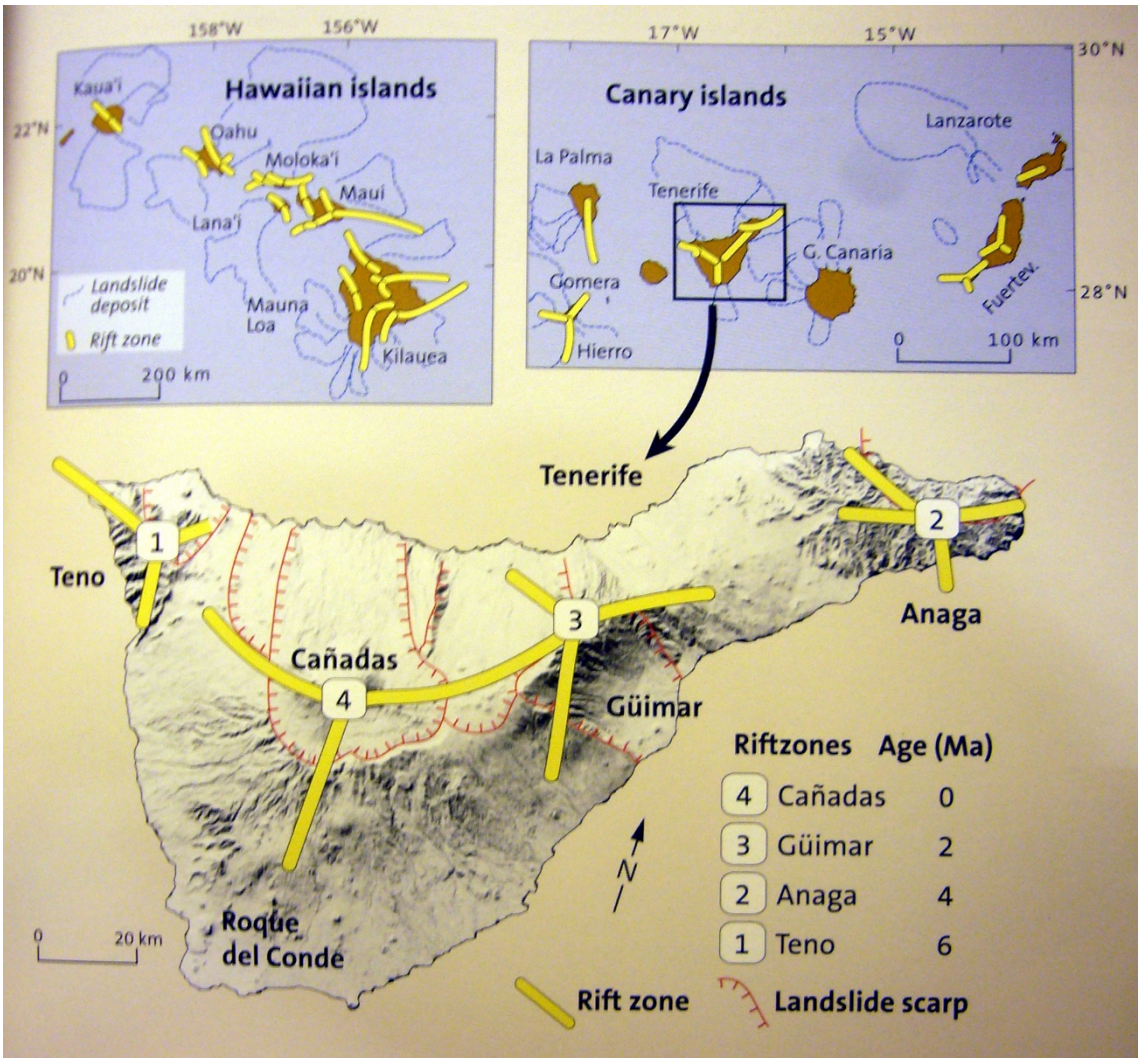


Figura 6.4.9-5b Hendiduras (rifts) y dorsales activas de Tenerife en comparación con las otras islas de Canarias y las de Hawaii (Walter et al., 2005, en Schminke y Sunita, 2010).

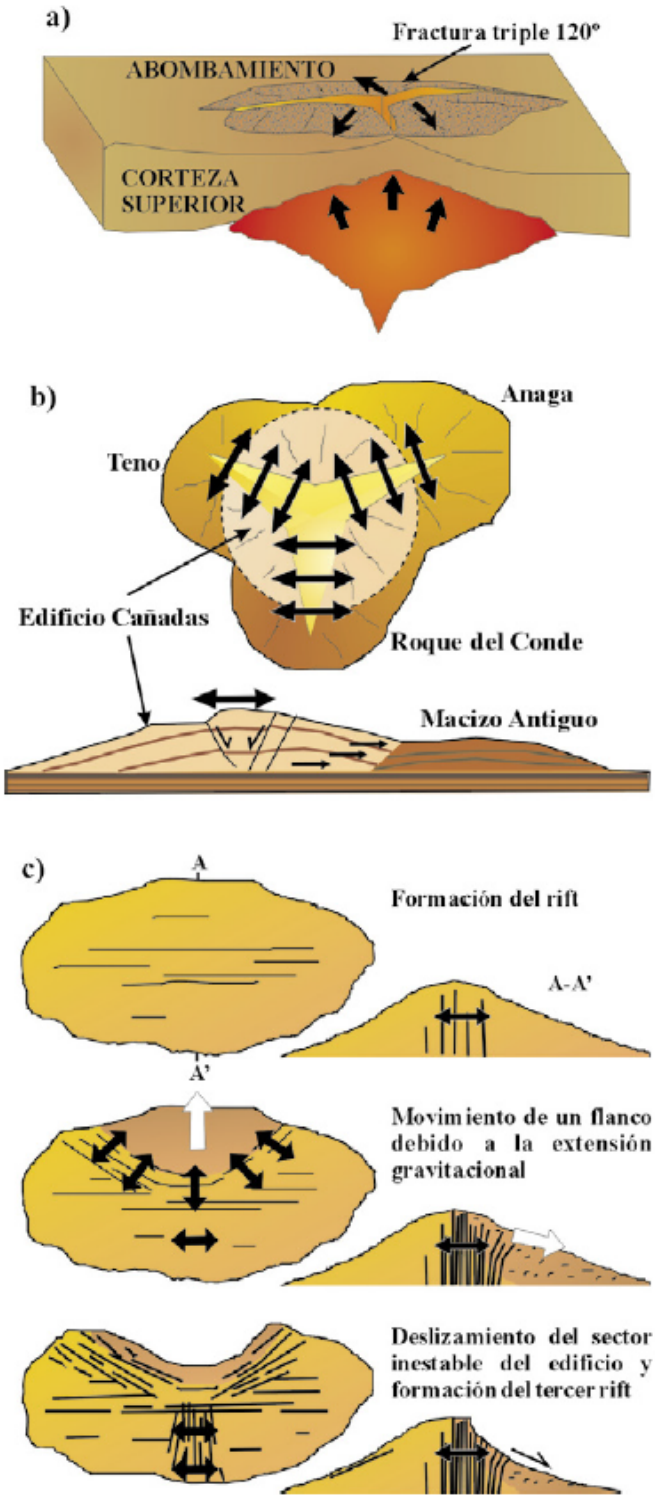


Figura 6.4.9-6 Explicación gráfica de la génesis de las tres dorsales volcánicas dentro de las hendiduras tectónicas (rift) que se han formado en Tenerife.

Consideraciones hidrogeológicas

En Tenerife, el edificio Cañadas y la dorsal N son hidrogeológicamente de gran importancia y contribuyen y contienen una gran parte de los recursos de agua subterránea. Por esta razón se les ha dedicado un notable esfuerzo de estudio y reconocimiento, tratando de abordar las dificultades que se derivan de un alto relieve, gran espesor de la zona no saturada y emanaciones asociadas al volcanismo reciente, que aún es activo. Se tiene la gran ventaja de las muy numerosas y largas galerías de agua, visitables con precauciones especiales, y que fueron visitadas, inventariadas y descritas hidrogeológicamente entre 1970 y 1980, durante el proyecto SPA-15 (1975) y trabajos posteriores.

La caracterización hidrogeológica de la dorsal N parece sencilla. La Figura 6.4.9-7 es una sección simplificada, utilizada en la conceptualización hidrogeológica de la Planificación hidrológica. En la interpretación de la sección, la disposición de las formaciones es importante, ya que los basaltos más antiguos son notablemente menos permeables que los posteriores, además de estar intensamente inyectados por diques, en especial cerca de la parte central. Esto hace que las características hidráulicas sean muy anisótropas, con el valor mayor horizontal y orientado según el trazado de la dorsal y el medio y el menor horizontales, perpendicularmente a la costa y en vertical, respectivamente. La prolongación hacia el N, hacia el macizo de Anaga, en el área de La Laguna, introduce complicaciones aún mal resueltas y que tienen importancia para la explotación local del agua subterránea.

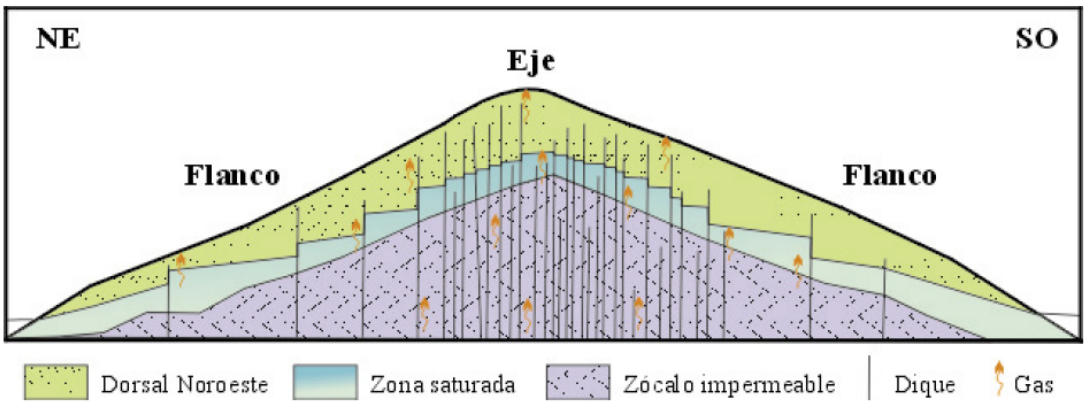


Figura 6.4.9-7 Sección simplificada de la dorsal norte, para la conceptualización hidrogeológica de que se aplica en la planificación hidrológica. El zócalo actúa como núcleo volcánico y puede mantener una permeabilidad no nula. Esta figura es esquemática y requiere algunas modificaciones conceptuales de carácter hidrodinámico.

Las condiciones hidrogeológicas en el entorno del edificio Cañadas tienen incertidumbres en cuanto a si Las Cañadas, además de una cuenca parcialmente endorreica, es una cuenca hidrogeológicamente cerrada por la barrera continua del

borde de caldera o esta está rota en el lado N por un gran deslizamiento de ladera, actualmente oculto por el Pico de Teide y la ruptura está o no sellada por las alteraciones hidrotermales posteriores (Figuras 6.4.9-8 y 6.4.9-9). Las grandes profundidades no facilitan la tarea de averiguar si el relleno de la caldera es un almacén cerrado de agua subterránea o está abierto. Sólo hay dos sondeos profundos y las galerías de agua que penetran desde las laderas externas, a pesar de su gran penetración (hasta 6000 m), no se adentran suficientemente por razones constructivas. Véase la Sección 3.4.3 del Capítulo 3 y las Figuras 5.3.6 a 5.3.8 de la Sección 5.3 del Capítulo 5.

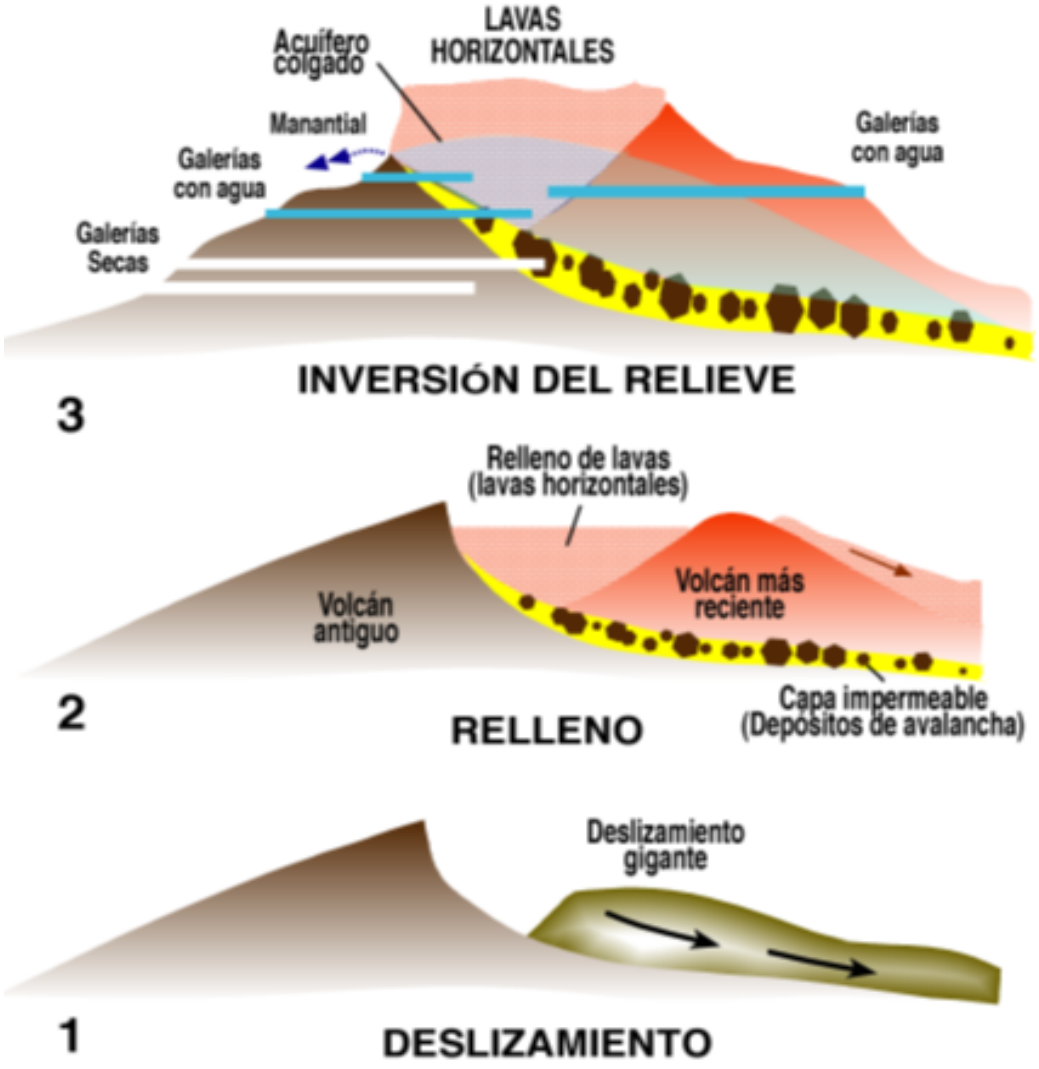


Figura 6.4.9-8 Interpretación de la posible génesis y evolución de la Caldera de Las Cañadas, isla de Tenerife (Carracedo y Tilling, 2003).

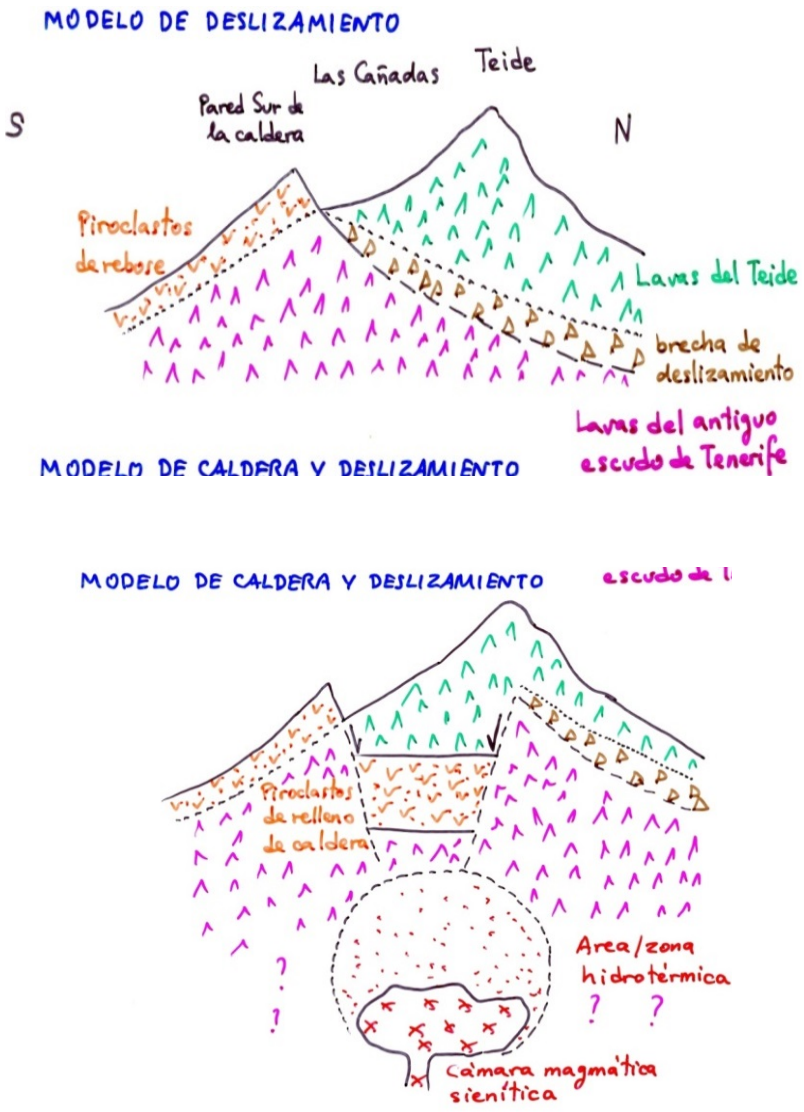


Figura 6.4.9-9 Posibles estructuras geológico–hidrogeológicas de Las Cañadas, isla de Tenerife.

El reconocimiento magnetotelúrico de la caldera de Las Cañadas (Pous et al., 2002) muestra dos depresiones cerradas en el sector W (Ucanca) y Central (Guajara) y el techo de una zona conductora en el E (Diego Hernández) que se inclina suavemente hacia el NE (Valle de la Orotava). Se observa una anomalía conductora intensa y *estrecha que posiblemente es debida a rocas muy fracturadas y antigua alteración* hidrotermal a lo largo de una zona de fractura que está próxima a la actual pared de la caldera. Esto sugiere la posición del borde estructural de la caldera e indica dos áreas acuíferas separadas por los Roques de García, que coincide con las depresiones W y Central. La depresión E podría estar desconectada hidrológicamente de la depresión central por otro límite estructural que no es visible en la superficie. Las respectivas zonas no saturadas pueden tener algunos centenares de m de espesor y luego más de 700 m de zona saturada, lo que es consistente con los datos de las perforaciones y con el origen de la caldera mediante un colapso múltiple. La Figura 6.4.9-10 es un intento interpretativo con la mejor información disponible en 1999.

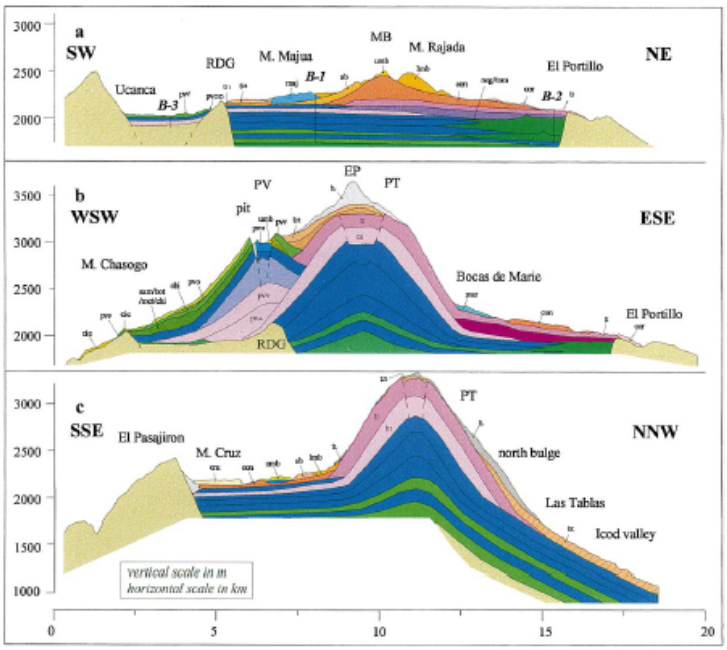


Figura 6.4.9-10 Cortes geológicos en el entorno de Las Cañadas, según los datos geológicos de superficie y en profundidad (Ablay y Martí, 2000).

El Valle de la Orotava, la Caldera de Pedro Gil y la Cordillera Dorsal han sido reconocidas geofísicamente aplicando métodos audiomagnetotelúricos (AMT). Según Coppo et al. (2010), en los basaltos antiguos del edificio volcánico de Las Cañadas se distingue un grupo superior y un grupo inferior, que se solapan a causa de la migración de la actividad hacia el E (Figura 6.4.9-11). El Valle de La Orotava y el Valle de Güímar son deslizamientos laterales adosados a la caldera de Pedro Gil, que está en la Dorsal. Se formó hace 0,81 Ma y tiene actualmente 3000 m de diámetro y 540 m de profundidad, con valores iniciales respectivos de 1500 m y 700 m. En la realidad, el Valle de Güímar es anterior y no tiene una caldera propia asociada. La Figura 6.4.9-12 muestra esquemáticamente la evolución.

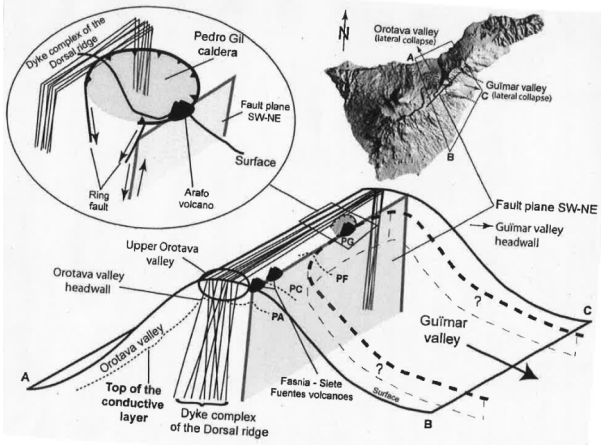


Figura 6.4.9-11 Esquema tectónico definido con el apoyo de reconocimientos audiomagnetotelúricos del Valle de La Orotava- Caldera de Pedro Gil y Cordillera Dorsal y del anterior Valle de Güimar (Coppo et al., 2010).

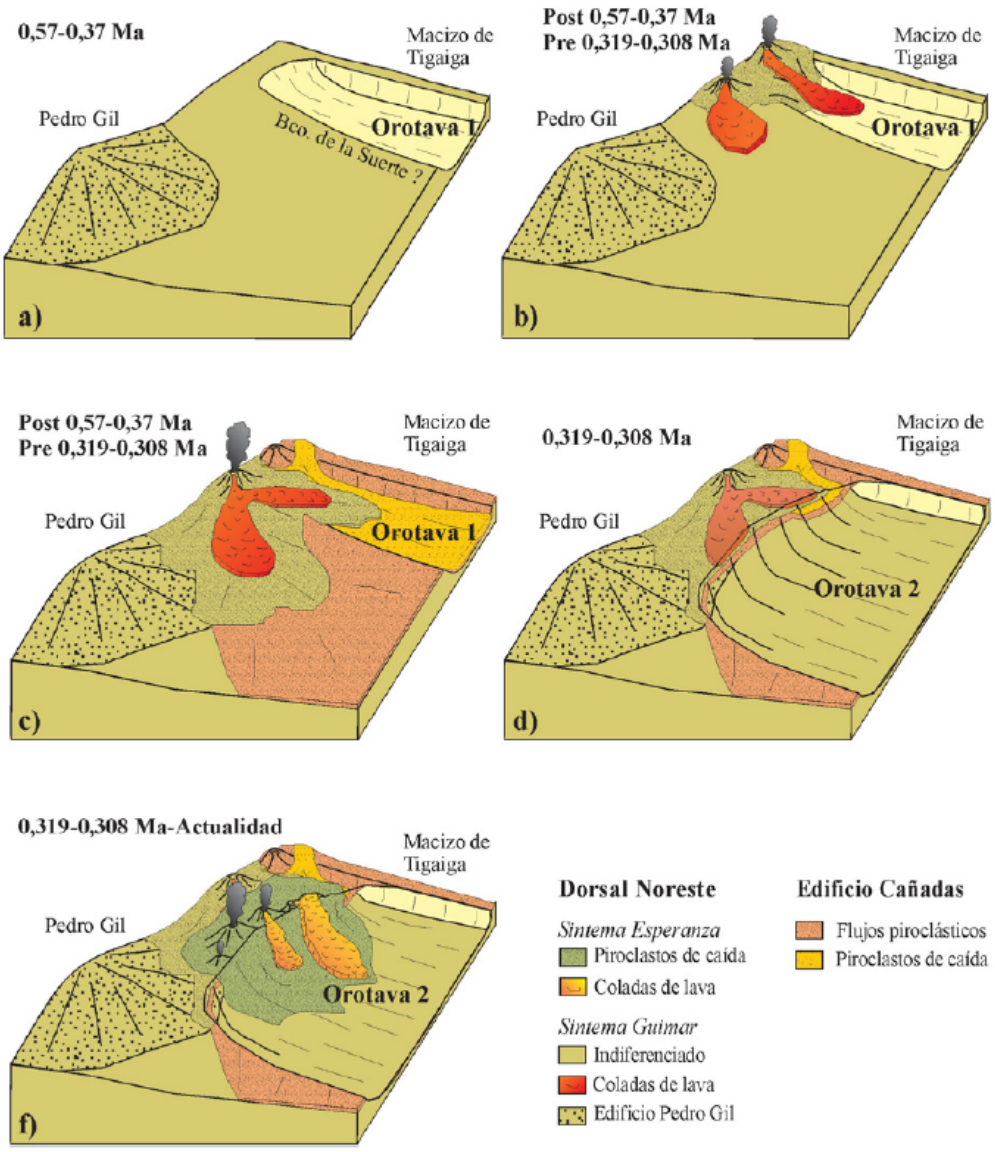


Figura 6.4.9-12 Secuencia de esquemas que muestran la génesis y relleno incipiente de los Valles de La Orotava y Güímar a partir de la reactivación de las efusiones volcánicas (Carracedo y Tilling, 2002)

La determinación de la recarga media ha sido objeto de un tratamiento en una detallada malla territorial, mediante balances de agua en el suelo. No se ha calibrado ya que no hay datos piezométricos de detalle en las zonas medias y altas ni se conoce la descarga de agua insular al mar y la modelación numérica, en sucesivas versiones mejoradas, carece de precisión en cuanto a los parámetros hidráulicos y el estado inicial. Es algo común en las islas volcánicas altas. Los suelos son notablemente permeables (Figura 6.4.9-13). El resultado de recarga media se muestra en la Figura 6.4.9-14.

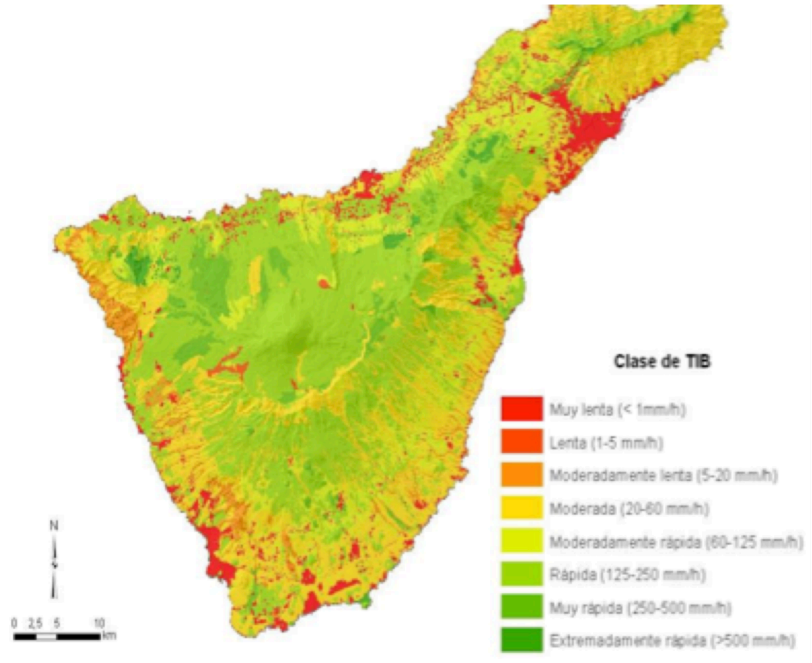


Figura 6.4.9-13 Tasa de infiltración en los suelos de Tenerife (Neris Tomé et al., 2013)

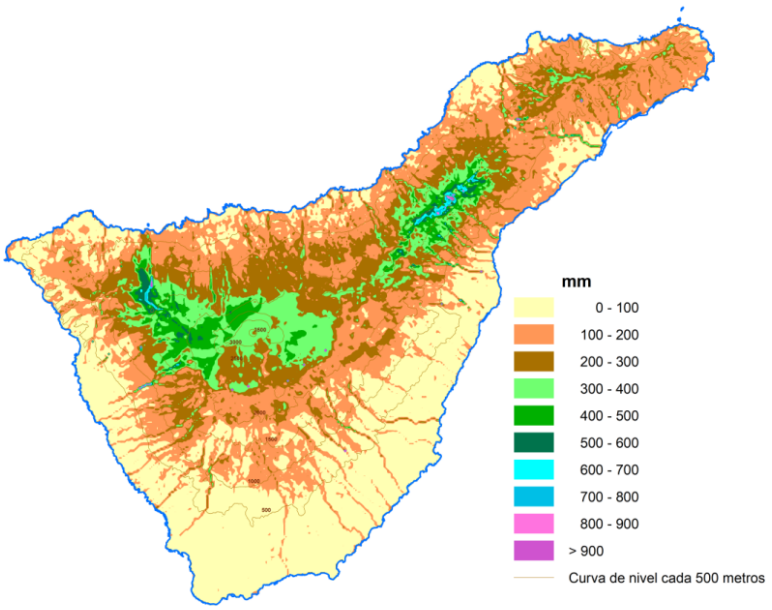


Figura 6.4.9-14 Valores de recarga madia anual en mm/a, para el periodo 1944-2015, en la Isla de Tenerife, elaborado por Braojos-Ruiz (en RAEMIA, 2019, Anexo A10.1-[1]). La altitud se da con curvas de nivel cada 500 m.

La superficie freática es en gran manera desconocida en detalle ya que en la parte media y alta de Tenerife sólo se dispone de galerías de agua a las que no es posible acceder sino en condiciones especiales, complejas de preparar, con determinación a veces muy incierta del inicio de la zona saturada y notable riesgo personal. La Figura 6.4.9-15 es el mejor intento de determinación de la superficie freática en la década de 1970 a partir de un reconocimiento detallado de las galerías y extrapolación a las condiciones del momento de perforación, cuando posiblemente ya existían otras galerías en explotación en el entorno. En 597 galerías reconocidas, con una longitud acumulada de 751 km, hay 800 entradas de agua.

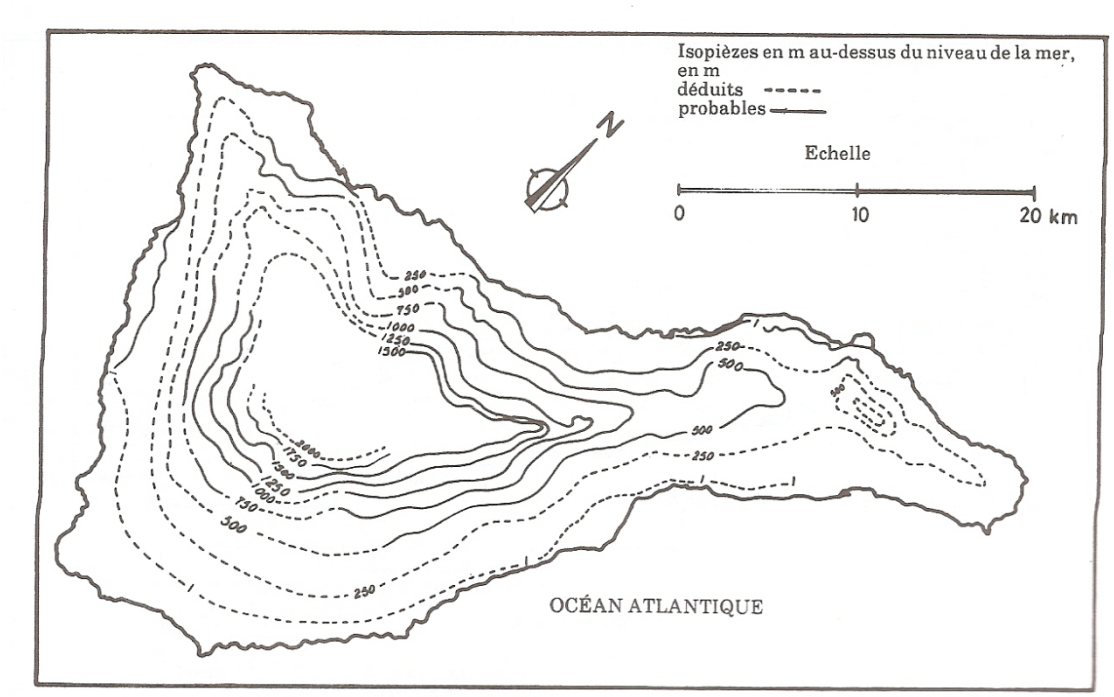


Figura 6.4.9-15 Posible mapa de la superficie de saturación insular de la isla de Tenerife en 1975, de acuerdo con la interpretación de los datos de perforación de las numerosas galerías (Custodio et al., 1988).

La situación y planta de las galerías de agua inventariadas en Tenerife se muestra en la Figura 6.4.9-16. Las galerías de Adeje están en medio no saturado de agua hasta llegar a los materiales que rellenan la caldera. En Boca de Tauce, el agua subterránea fluye por fracturas paralelas a los diques que penetran el acuífero de la caldera de Las Cañadas del Teide (Marrero et al., 2008).

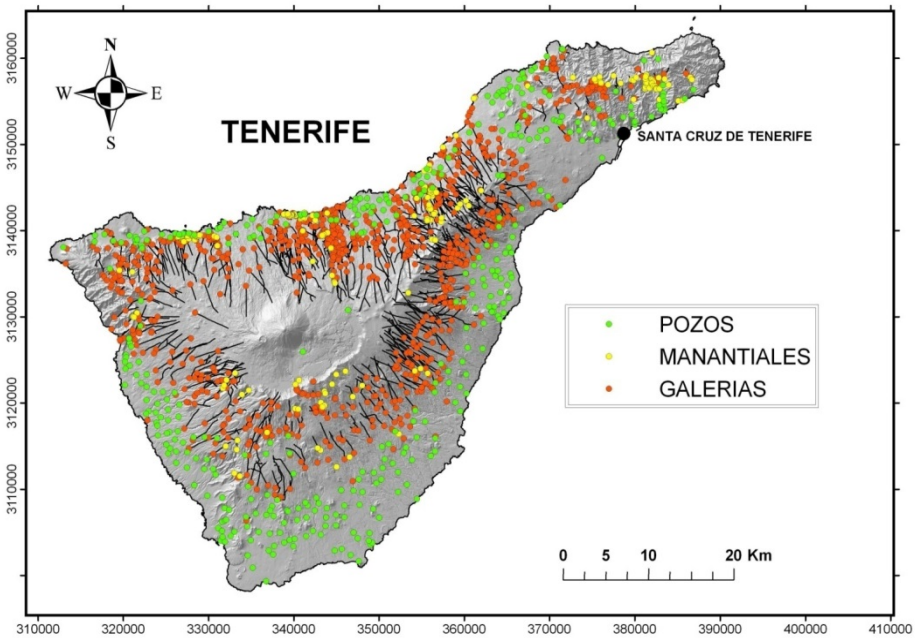


Figura 6.4.9-16 Situación de galerías, manantiales (nacientes) y pozos en la isla de Tenerife.

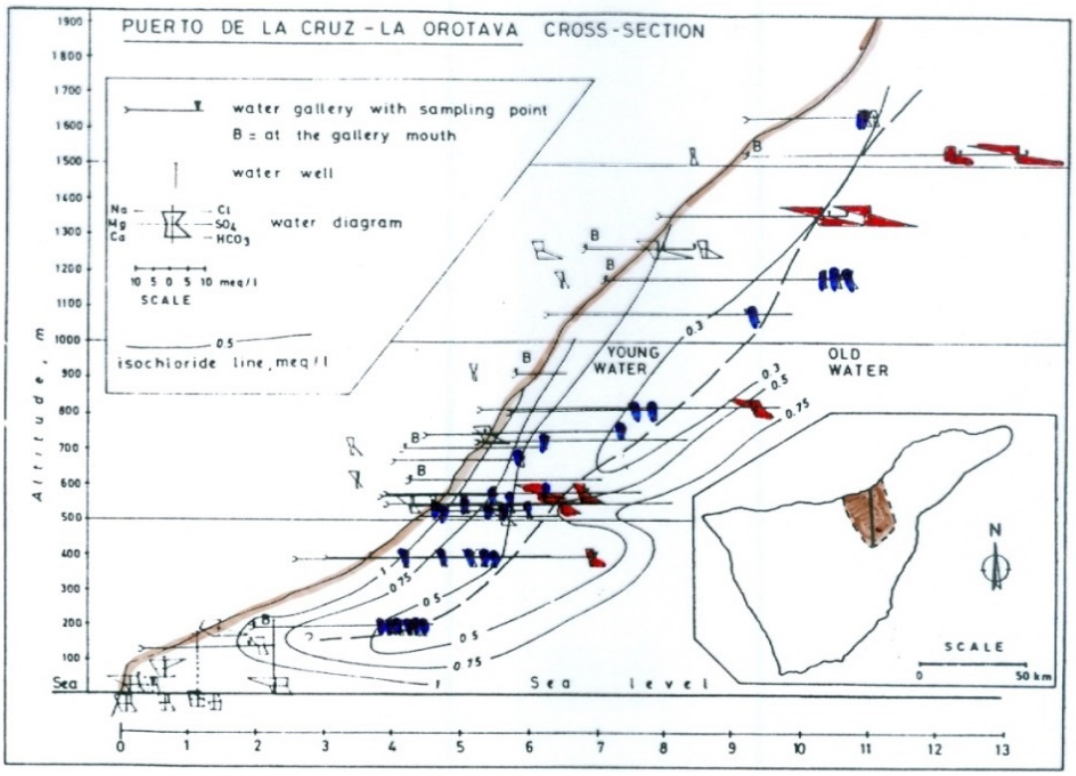
En total se contabilizaron 1000 galerías, en su mayoría entre 400 y 1400 m de altitud. El 80% de esas galerías tienen una longitud entre 2000 y 4000 m y la más larga 6000 m (Niñerola Pla y Hoyos-Limón, 1975). La Tabla 6.4.9-1 resume algunos datos sobre las captaciones de agua subterránea en Tenerife.

Tabla 6.4.9-1 Algunos datos sobre los caudales Q de las captaciones de agua subterránea en Tenerife en distintos años (Sáenz Oiza et al., 1980) y captaciones de >1 L/s

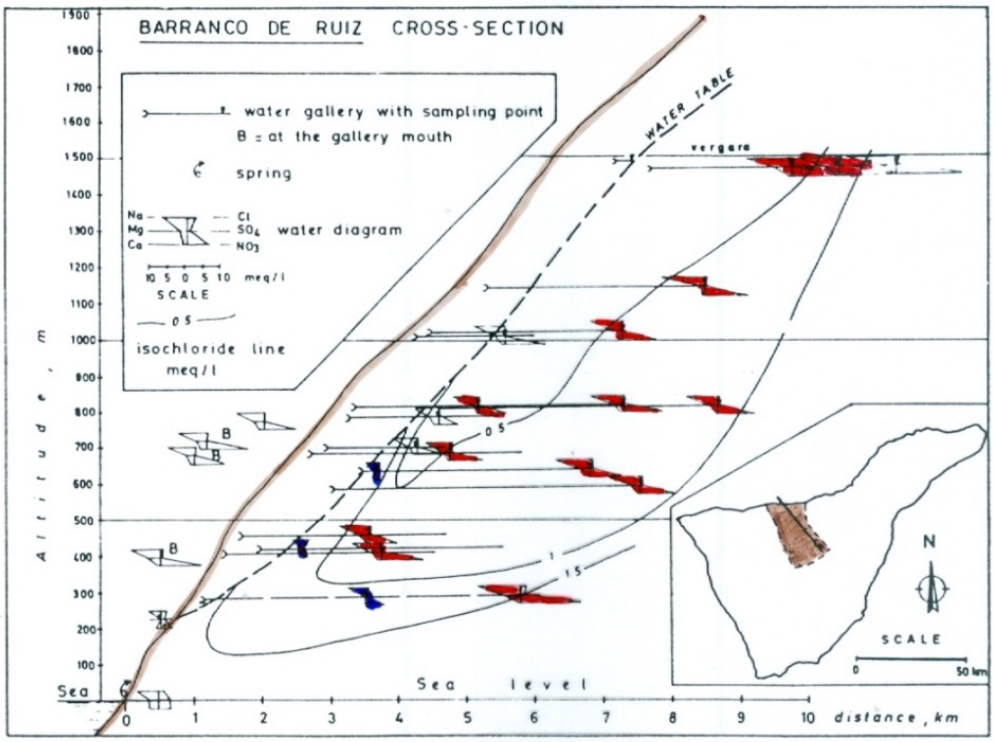
Año y obra	1960 Galerias	1973 Galerias	1979 Galerias	1973 Pozos	1979 Pozos
Número	269	306	321	166	245
Longitud acumulada, km	504	848	990	13,4	25
Longitud media m	1900	2800	3100	80,7	102
Q L/s total	5693	6083	5382	951	1457
Q L/s/galería (media)	21,9	19,8	16,7	5,73	5,95
Q L/s/m	0,0011	0,007	0,005	0,07	0,05

Consideraciones hidrogeoquímicas e isotópicas

Se logró un notable avance en el conocimiento del funcionamiento de las aguas subterráneas tras el análisis de los datos hidrogeoquímicos en un trabajo inédito del Servicio Geológico de Obras Públicas, que se resume en Custodio (1988a), después extendido mediante datos isotópicos ambientales (Custodio et al., 1987), más un notable trabajo de detalle sobre el área de Las Cañadas (Marrero et al., 2010), que abarca todo el edificio volcánico central. Véase la Sección 3.2 del Capítulo 3. La distribución de los parámetros físico-químicos a nivel insular se resume en Díaz et al. (2010).La característica hidrogeoquímica más relevante de Tenerife es la emisión difusa y por grietas de CO_2 volcánico, que proviene de la desgasificación de las cámaras e intrusiones magmáticas. Como existe un cuerpo de agua subterránea continuo bajo el complejo de Las Cañadas, el CO_2 emitido desde zonas profundas debe pasar por el medio saturado y desprenderse en el nivel freático para acabar de difundirse a la atmósfera a través del medio no saturado. Si la renovación del agua subterránea es rápida, apenas hay interacción agua-roca. Sin embargo, en las zonas más profundas, menos permeables, de menor gradiente hidráulico y con frecuencia confinadas o semiconfinadas por superficies de deslizamiento y roca alterada, a alta temperatura, la renovación es muy lenta, con lo que hay tiempo para una avanzada interacción agua-roca. El resultado son aguas subterráneas con alto contenido en Na y HCO_3, pero con el contenido en Cl que corresponde al de la recarga. Esto se refleja en las Figuras 6.4.9-17 y 6.4.9-18.

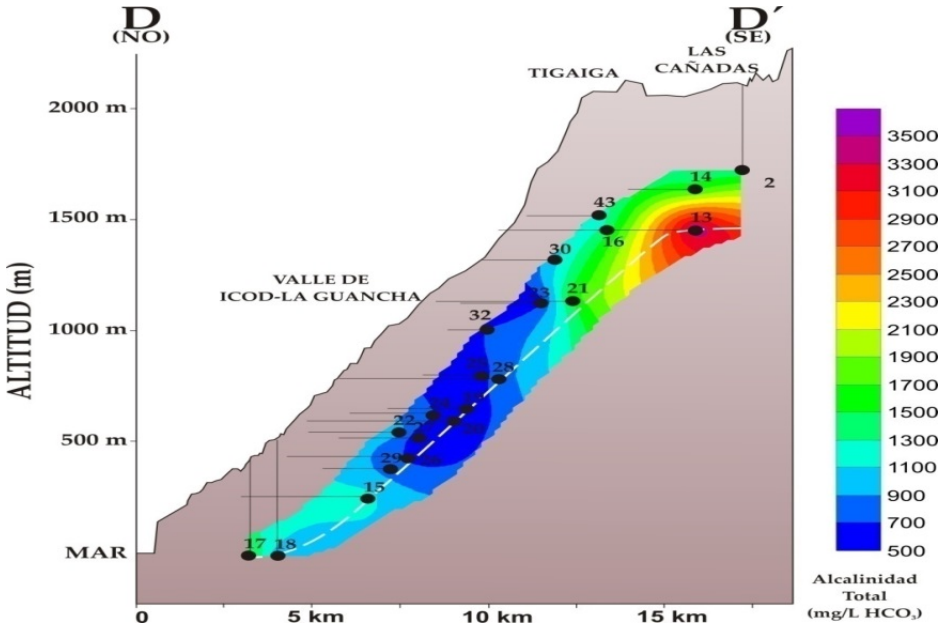


Puerto de la Cruz–La Orotava



Barranco de Ruiz

Figura 6.4.9-17 Secciones de la isla de Tenerife por el Puerto de la Cruz-La Orotava y por el Barranco de Ruiz mostrando las características hidrogeoquímicas de las aguas de las galerías mediante diagramas de Stiff modificados y líneas de isocloruros en g/L. Si la renovación es rápida, la salinidad en baja ya que la recarga de medianías y cumbre en el lado N es grande. Si la renovación es lenta, se acumula CO2 volcánico de desgasificación de la cámara magmática y el agua agresiva resultante se mineraliza notablemente por alteración de la roca en profundidad (Custodio, 1988a)



Alcalinidad total, mg/L HCO3

Figura 6.4.9-18 Composición isotópica del CID (carbono inorgánico disuelto) en un perfil proyectado en las Cañadas del Teide (Marrero, 2010).

En el aire del suelo de la región central de Las Cañadas del Teide se encuentran alrededor de 2900 ppm (0,29%) en volumen de CO_2, que es superior a las 400 ppm en la atmósfera. Dentro de las galerías se encuentran concentraciones de CO_2 en el aire de hasta más del 10% en volumen (Soler et al., 2004). En los dos sondeos profundos de Las Cañadas, encima del nivel freático estas concentraciones varían temporalmente entre el 13% y el 40% en volumen, pero ya no son significativas por encima de la inversión que se produce a unos 100 m sobre el nivel del agua, como muestran las Figuras 6.4.9-19 y 6.4.9-20.

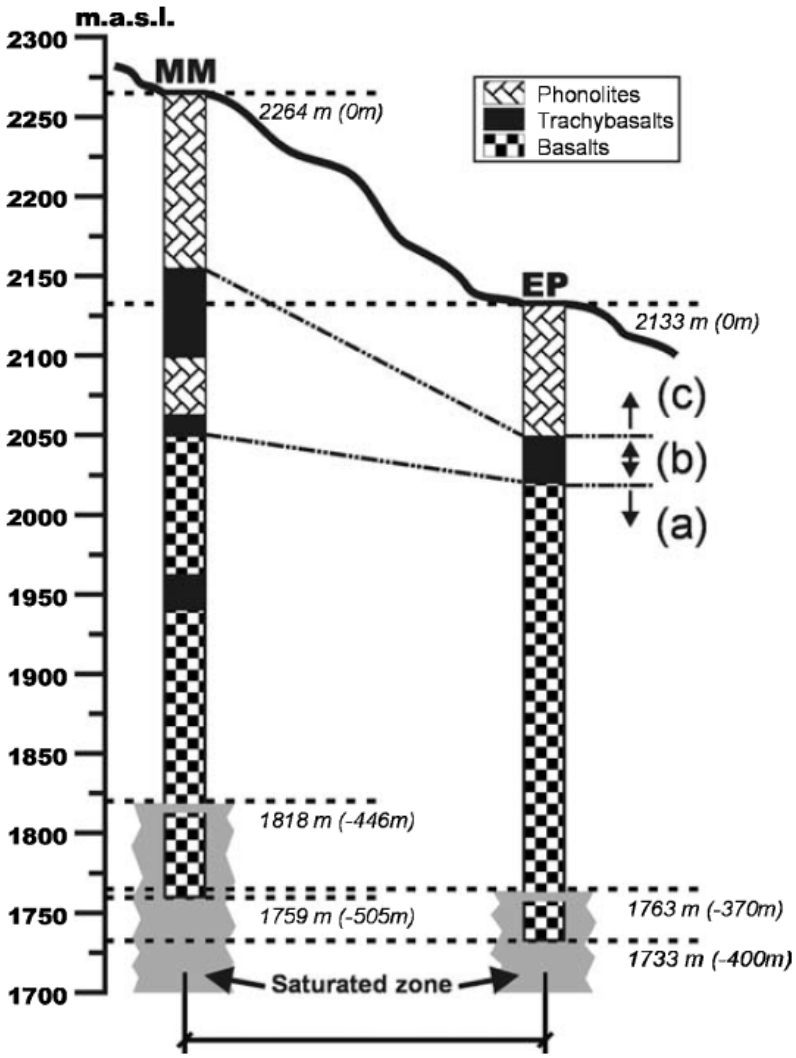


Figura 6.4.9-19 Litología esquemática deducida de los dos sondeos de reconocimiento perforados en el interior de la Caldera de Las Cañadas: Montaña Majúa y El Portillo. Las altitudes son valores relativos al nivel del mar, en m. Entre paréntesis se dan las profundidades en m. La secuencia de materiales es: a) secuencia basáltica inicial, b) traquibasaltos Teide-Pico Viejo y c) salidas hacia los flancos fonolíticos del Teide-Pico Viejo (Soler et al., 2004). La diferencia de nivel entre los sondeos profundos S-1 y S-2 de la caldera de Las Cañadas del Teide es de 40 m.

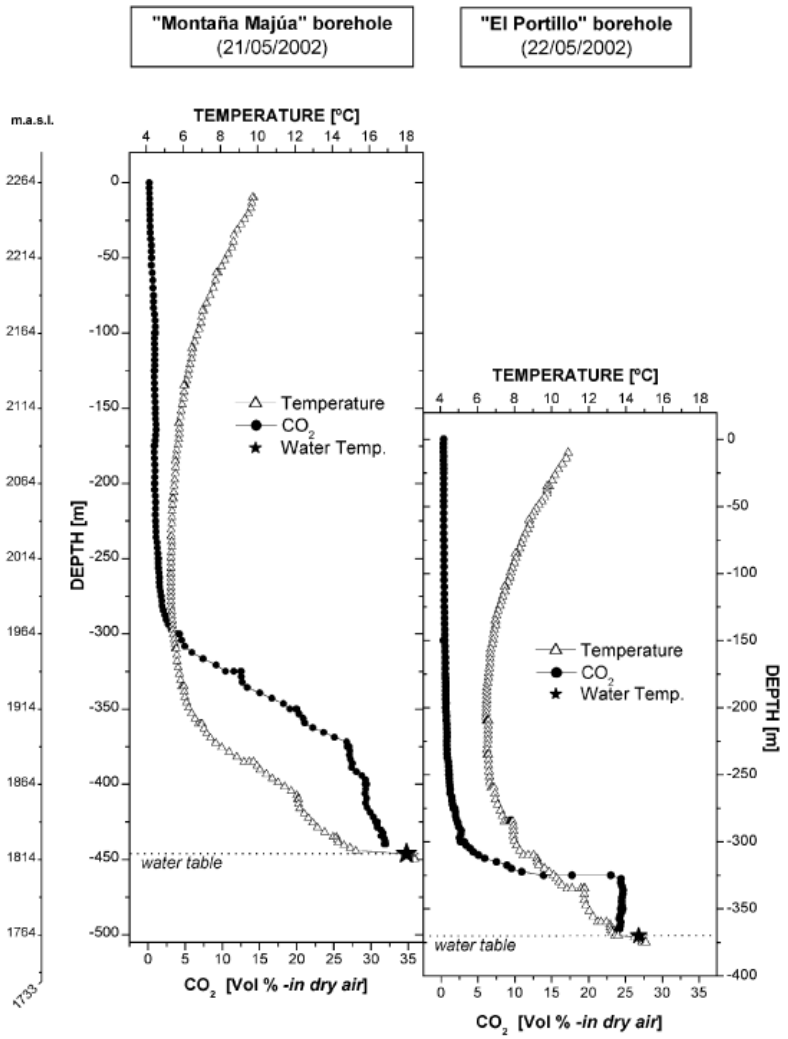


Figura 6.4.9-20 Formas típicas de distribución del CO2 y de la temperatura en los dos sondeos profundos de reconocimiento del interior de la caldera de Las Cañadas, Tenerife. Se indica la temperatura del agua en el nivel freático a partir de una medición independiente. La altitud está referida al nivel medio del mar (Soler et al., 2004).

Parte del CO_2 magmático que transporta el agua subterránea se descarga por las galerías. En la caldera de Las Cañadas, a lo largo de las galerías sale del 0,2% al 23% del CO_2 disuelto en el agua por precipitación de calcita. Las 87 galerías existentes en el área drenan 1193 L/s y en 37 de ellas es significativa la pérdida de CO_2. Se estima una recarga de 41 hm^3/a en 144 km^2, se observa un descenso de niveles de 0,42 m/a y se captan 1684 L/s, equivalentes a 53,1 hm^3/a, lo que explica el descenso (Marrero et al., 2008). Para un factor de desgasificación para CO_2 de 0,0127 kg/d/m de galería, se puede calcular el contenido de CO_2 a fondo de galería. Para las 101-149 t/d de CO_2 descargado por el agua de las 87 galerías, se estima una salida total de 143-211 t/d de CO_2, en comparación con las 437 t/d de CO_2 difuso en 197,9 km^2 (101 en la cumbre y 326 en los alrededores), en parte en forma de fumarolas a 85 ºC en la cumbre. En el nivel del agua en los sondeos se tiene una presión parcial de CO_2 de 0,3 atm y 562 mg/L de H_2CO_3 y de

0,0029 atm en suelos. Salen 303 t/d de CO_2 disueltas y la lluvia aporta 1,675 mol/L CO_2, equivalentes a 0,082 t/d CO_2.

La composición isotópica de la precipitación como lluvia y como nieve a altitud suficiente se deduce del muestreo en un transecto N-S del edificio Cañadas (Figura 6.4.9-21), cuyos resultados se muestran en las Figuras 6.4.9-22 y 6,4.9-23, con los gradientes altitudinales de la Figura 6.4.9-24. La Figura 6.4.9-25 muestra la relación entre $\delta^{18}O$ en el agua subterránea de las galerías y altitud del frente de las galería y comparación con las rectas altitudinales de la precipitación. Véanse también las Figuras 4.5.7 y 4.5.9 del Capítulo 4.

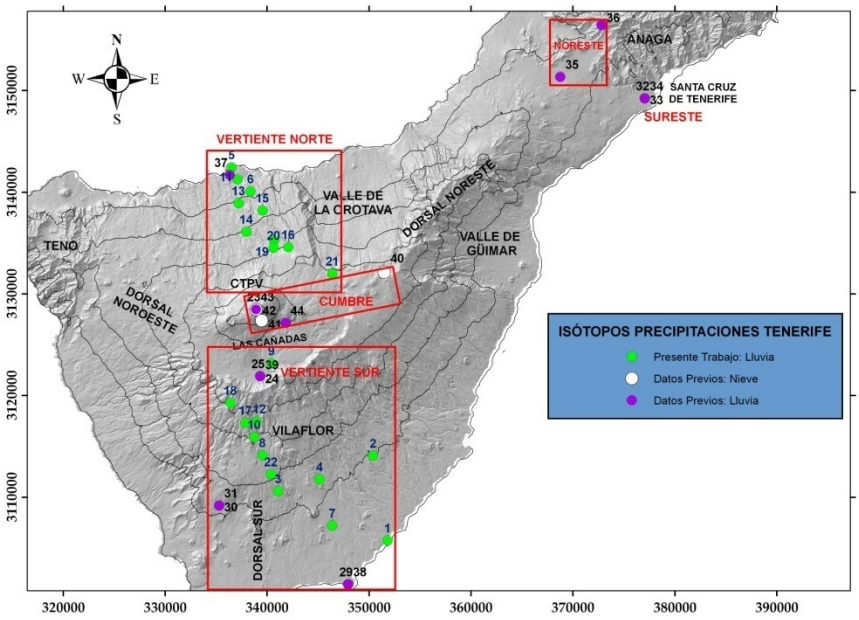


Figura 6.4.8-21 Transecto N-S de muestreo temporal de la precipitación en el cuerpo central de la isla volcánica de Tenerife (Marrero, 2010).

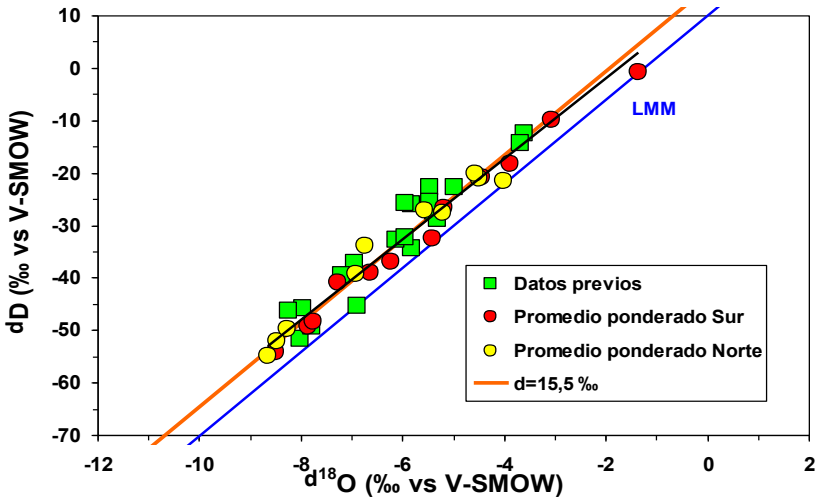


Figura 6.4.9-22 Relación δ^2H – $\delta^{18}O$ para la precipitación en una red temporal de muestreo de Tenerife (Marrero, 2010).

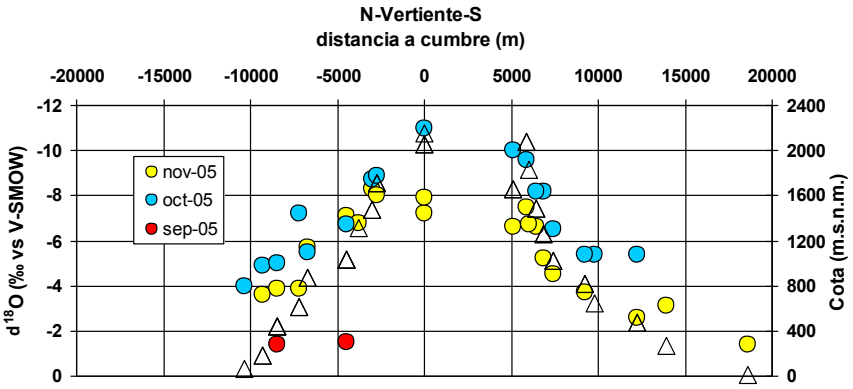


Figura 6.4.9-23 Perfil isotópico N-S del contenido en δ18O‰ del agua de lluvia de Tenerife en septiembre, octubre y noviembre de 2005 (Marrero, 2010).

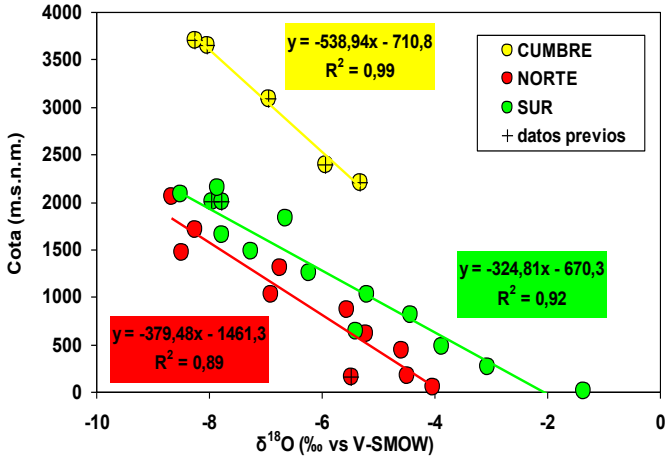


Figura 6.4.9-24 Gradientes isotópicos altitudinales de δ18O‰ de la precipitación en las Cañadas del Teide. Se tienen los siguientes gradientes isotópicos altitudinales en δ18O‰/100 m: -0,26 en el lado N, -0,31 en el lado S y -0,18 en la cumbre (Marrero, 2010).

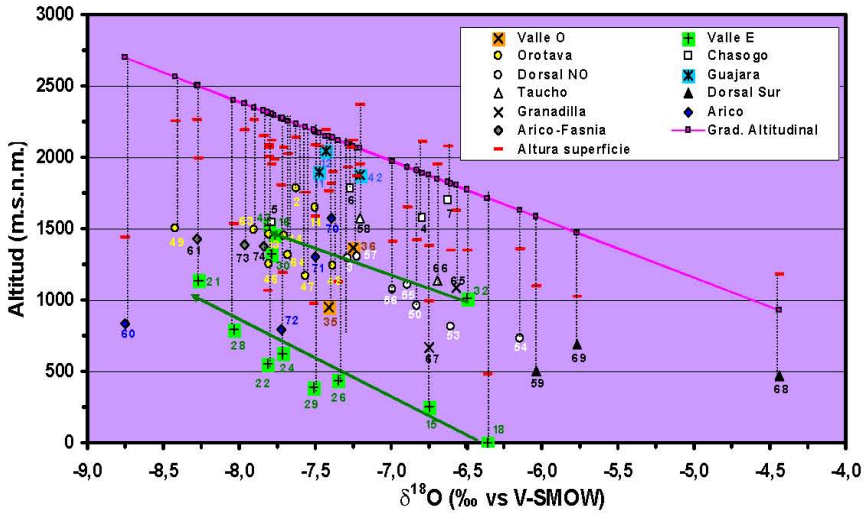


Figura 6.4.9-25 Relación entre δ18O‰en el agua subterránea de las galerías y altitud del frente de las galería y comparación con las rectas altitudinales de la precipitación (Marrero, 2010).

La relación entre el contenido en $\delta^{13}C$ en el carbono inorgánico disuelto en el agua y el HCO_3 en el agua, con pH (para el que el HCO_3 es dominante en el CID), se muestra en la Figura 6.4.9-26 para el entorno de Las Cañadas del Teide. Muchas de las aguas de fondos de galería tienen alto a muy alto HCO_3, con $\delta^{13}C$ en el entorno de 0‰ PDB (entre -4‰ y +5‰), lo que indica el predominio del aporte del CO_2 volcánico de $\delta^{13}C$ = -6‰ a -8‰ disuelto en equilibrio isotópico con HCO_3 a temperatura mayor que la externa. Las otras aguas resultan de una mezcla entre estas aguas afectadas dominantemente por el CO_2 volcánico y las de recarga en suelo edáfico vegetado. La composición en $\delta^{13}C$ del CO_2 del gas del suelo en Tenerife indica un origen orgánico-edáfico y atmosférico y que la contribución endógena es pequeña (Hernández et al., 2017).

El modelo hidrogeológico conceptual que se deduce es el de la Figura 6.4.9-27, en la que la posible discontinuidad en el borde de caldera en el lado N de Las Cañadas está total o parcialmente cerrada por materiales volcánicos muy alterados hidrotermalmente. En dicha Figura 6.4.8-27 se indica la relación $^3He/^4He$ en los gases disueltos en el agua, relativa a la atmosférica, que corresponde a gases de origen endógeno, como lo muestra también la Figura 6.4.9-28.

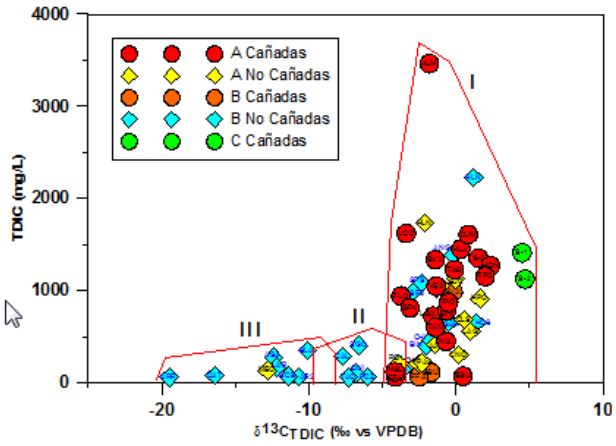


Figura 6.4.9-26 Relación entre el contenido total en carbono inorgánico disuelto TCID y la composición isotópica del carbono en el agua de las galerías de Tenerife.

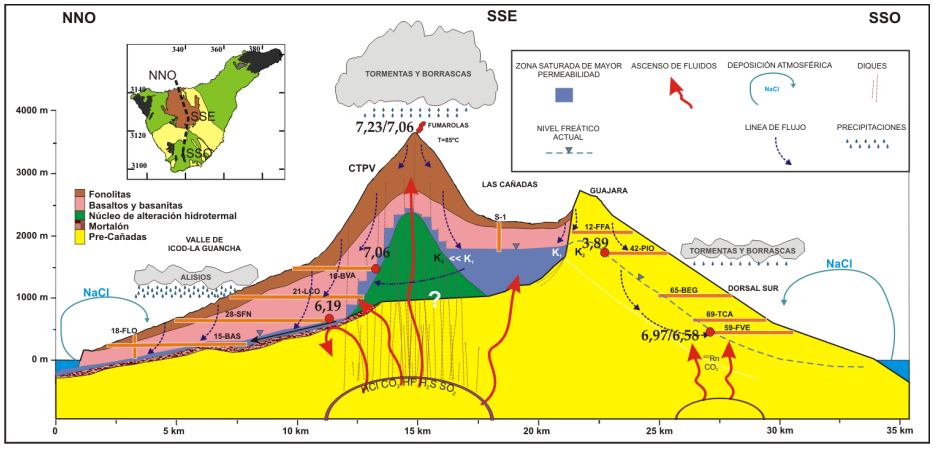


Figura 6.4.9-27 Perfil N-S de la parte central de la isla de Tenerife con indicación de los valores de la relación 3He/4He para los gases emitidos y disueltos en el agua subterránea y los en la atmósfera (Marrero, 2010).

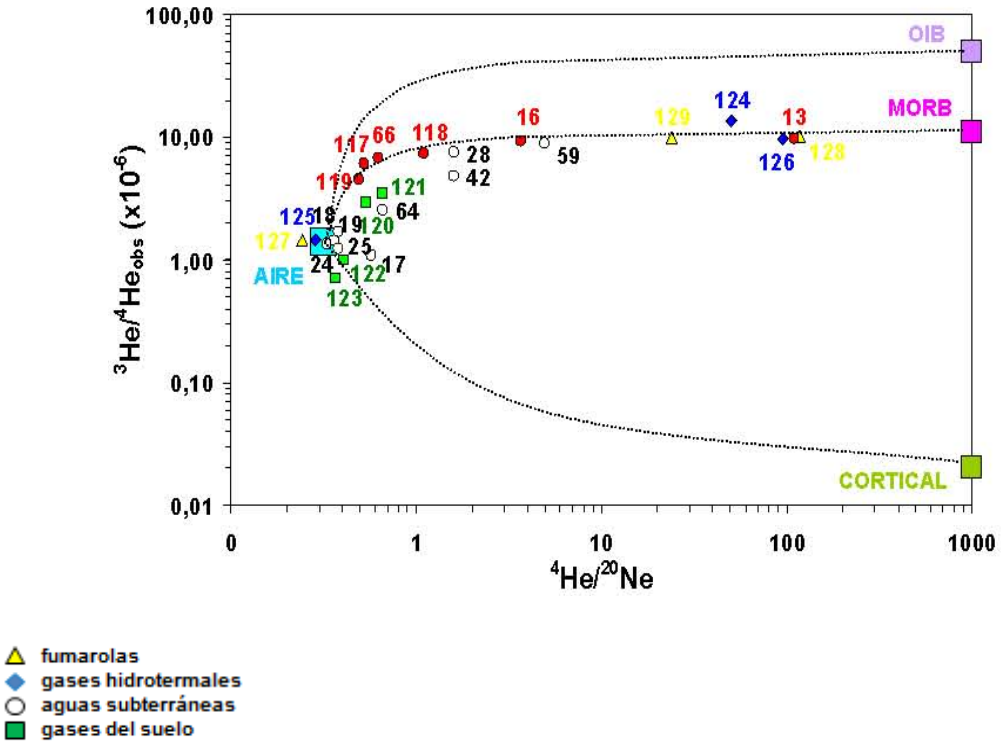


Figura 6.4.9-28 Valores de la relación $^3He/^4He$ para los gases emitidos y disueltos en el agua subterránea en función de la relación $^3He/^4He$ (Marrero, 2010). Se usan las designaciones: AIRE = de la atmósfera, OIB = del manto en basaltos oceánicos insulares y MORB = del manto en basaltos de dorsal media oceánica (Marrero, 2010).

En el sulfato disuelto en las aguas de las galerías se encuentra que $\delta^{34}S$ = +5,5±1,5‰ CDT y $\delta^{18}O$ = +5,5±1,0‰ SMOW, que difieren del sulfato marino (+20‰ y +9,6‰ respectivamente) y de lo esperable en el sulfato de deposición atmosférica con efecto antrópico (pequeño en el ambiente de Tenerife). Esto indica la posibilidad de aporte de S volcánico endógeno, que en su mayoría queda disuelto en el agua.

Recursos de agua subterránea

La captación de agua subterránea ha ido disminuyendo con el tiempo (Figura 6.4.9-29), en especial mediante galerías y con un aumento de la producción de los pozos.

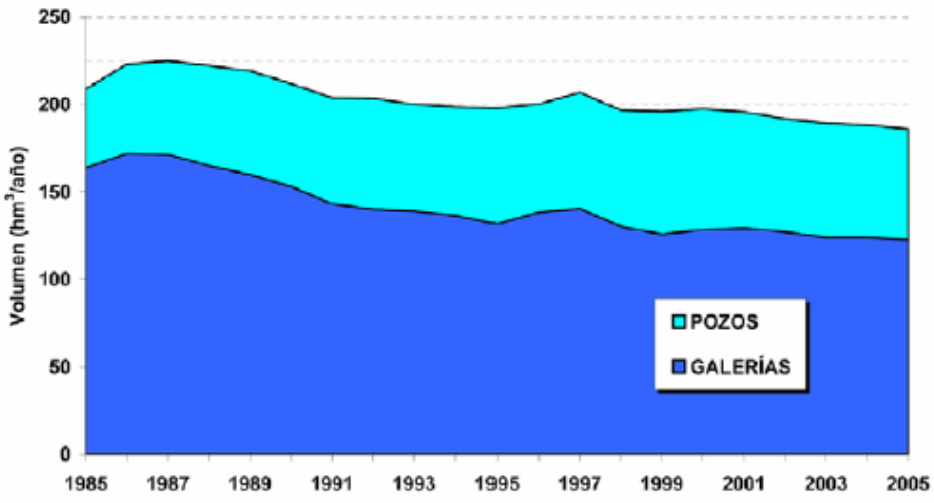


Figura 6.4.9-29. Evolución de extracción de aguas subterráneas de los pozos y galerías en Tenerife en el periodo 1985–2005 (ETITF, 2008).

La continuada explotación de agua subterránea ha acumulado descensos freáticos importantes en muchos lugares de Tenerife, de hasta más de 300 m (Figura 6.4.9-30). El balance hídrico a lo largo del tiempo tiene una notable componente de descarga al mar, como muestra la Figura 6.4.8-31, lo que hace que una parte importante de las extracciones procedan de la reducción de reservas de agua subterránea, en un dilatado proceso transitorio de muchas décadas de duración. Esto supone un continuado descenso de la producción de las galerías, a menos que se trabaje en ellas para extenderlas. En la zona N, muchas galerías altas, por encima de 800 m, ya han quedado en la zona no saturada o no son prolongables por cuestiones geotécnicas, principalmente la presencia del "mortalón". El "mortalón" es una brecha profunda de deslizamiento, rica en montmorillonita, muy difícil de penetrar al ser plástica y estar a gran presión, por lo que fluye cuando se crea un estado tensional diferencial. Además, se tiene el riesgo de que el agua producida sea de mala calidad química por efecto de CO_2 geogénico. Así, sólo las galerías situadas por debajo de 200 m pueden mantener la producción mediante su prolongación, a sabiendas que van a producir un efecto negativo sobre otras galerías próximas, en especial las situadas a cota más elevada. Las altas inversiones iniciales necesarias no permiten actualmente abrir nuevas galerías. La disminución de los caudales de parte de las galerías en el N puede ser del orden del 35% y puede llegar a superar el 50% en ambas vertientes de la Dorsal. El caudal de los pozos se ha visto menos afectado por el descenso niveles, con una disminución de caudal del orden del 5% en parte de ellos o con problemas de salinidad

crecientes. Para evitar problemas de salinidad, se intenta ubicar los nuevos pozos en lugares alejados de la costa, a más de 400 m de altitud y con profundidad que no alcance el nivel del mar, lo que también condiciona el caudal captable.

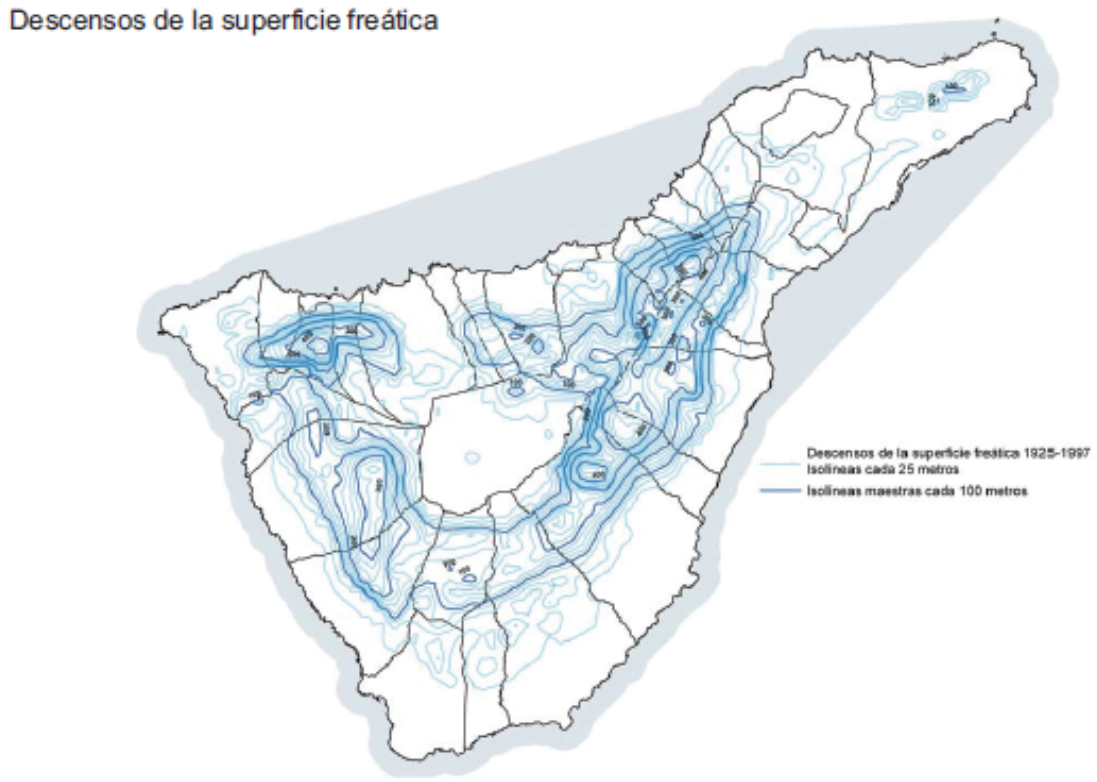


Figura 6.4.9-30. Descensos estimados de la superficie freática entre 1925 y 1997 en Tenerife (ETITF, 2008). Intervalos de 25 m entre líneas, con líneas maestras cada 100 m.

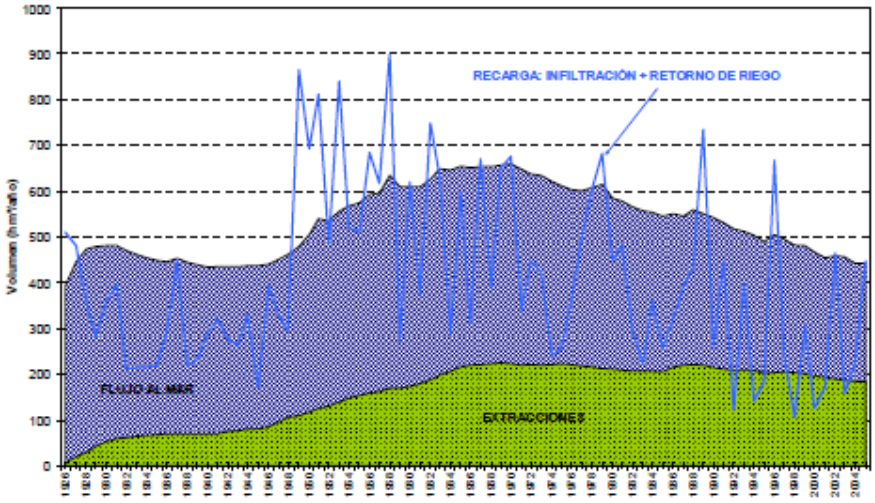


Figura 6.4.9-31. Balances hídricos subterráneos simulados en el periodo 1926–2006 (PHTF, 2010).

Los acusados descensos freáticos han ocasionado el secado de los nacientes que alimentaban tramos de agua en los barrancos, aunque eran de importancia moderada. Subsisten nacientes que tienen carácter colgado, en general de poca importancia cuantitativa. De las 200 asociaciones de vegetación canaria, 8 dependen del agua subterránea asociada a la descarga de nacientes, paredes rezumantes y niveles freáticos someros (PHTF, 2010).

El balance hídrico referido a las aguas subterráneas se muestra en la Tabla 6.4.9-3. La alta transmisividad hidráulica de las formaciones en la costa favorece la descarga periférica de agua subterránea al mar. Dada la importancia de las salidas (descargas) al mar, que no son medibles, la incertidumbre de las cifras es potencialmente grande, a pesar de que se ha tratado de afinarlas mediante modelación matemática. El modelo numérico de flujo de aguas subterráneas disponible en 2011, con cuatro capas, para el periodo 1925–1997 reproduce descensos freáticos medios entre 14 y 112 m, con valores máximos entre 55 a 555 m. Para el periodo 1985–1997 estos descensos están entre 1 y 11 m, con valores máximos entre 5 a 162 m. Las tasas medias de descenso en esos dos periodos son respectivamente de 0,2 a 2,6 m/a y de 0,1 a 0,9 m/a. El origen y uso de las distintas fuentes de agua es el de la Tabla 6.4.9-4. Esta modelación permite una estimación razonable del balance de agua y las descargas al mar, pero con una notable incertidumbre al no ser posible la calibración, ya que no se dispone de datos validados de la recarga, los parámetros hidráulicos son conocidos sólo en orden de magnitud y las piezometrías son a lo más estimaciones, ya que los datos de las zonas medias y de cumbre proceden de difíciles observaciones en galerías, que son el modo común de captación y acceso al acuífero. Para estudios locales, como el del acuífero de Los Rodeos (Crespo Arribas, 2014; Crespo Arribas et al., 2015), el modelo numérico puede diferir notablemente del insular, aun utilizando el insular para parte de las condiciones de contorno del modelo local. Este efecto de escala es importante para evaluar recursos de agua subterránea.

Tabla 6.4.9-3 Balances de agua subterránea en Tenerife correspondientes al período 1925–2005 (según el PHTF, 2013). El descenso de la reserva es de 124 hm³/a (31% de las entradas).

Entradas	hm³/a	%	Salidas	hm³/a	%
Recarga	339	84	Extracciones	156	39
Retorno de riegos	62	16	Al mar	370	92
TOTAL	402	100	TOTAL	526	131

Tabla 6.4.9-4 Evolución de los usos del agua en Tenerife (ETIF, 2008). Valores en hm³/a

Año		1974	1991	2000	2003	2005	2010
Origen	Superficial			0	0	1	2,0
	Subterráneo			200	188	192	165
	Reutilización			9	10	8	
	Desalinización			8	17	19	
Uso	Urbano	41	63	70	78	83	75
	Turístico		14	23	26	26	18
	Industria + Servicios	6	6	9	9	11	6
	Agricultura	161	109	98	85	91	75
	Otros(*)			17	17	9	
TOTAL		(108)	192	217	215	220	174

(*)No contabilizados y errores de balance

Las galerías de agua están todas a cota elevada, con la boca alejada de la costa. La mayoría de los pozos están a cota inferior a 600 m y se acercan al litoral. La elaboración de datos históricos de las galerías (Braojos Ruiz, 1992) muestra que la mayor tasa de perforación fue de 35 km/a, entre 1950 y 1965, con un máximo de producción de 7 m³/s en 1965 y un paulatino descenso posterior. En 1985 se había perforado un total 1500 km, con 3200 m de longitud media por galería y captación acumulada de 8,7 km³. Desde la década de 1980 la actividad de perforación ha decrecido notablemente, de modo que actualmente se reduce a las obras que se realizan en unas pocas galerías y pozos, con fuertes restricciones técnicas y de permisos y cada vez con menos equipos de perforación y mantenimiento operativos.

Una excepción a la captación insular de agua subterránea en la isla es la que se hizo en La Laguna desde inicios del siglo XIV hasta finales del siglo XIX, aprovechando la existencia de sedimentos lacustres colgados, hasta que resultó insuficiente e insalubre por contaminación urbana (Figura 6.4.9-32).

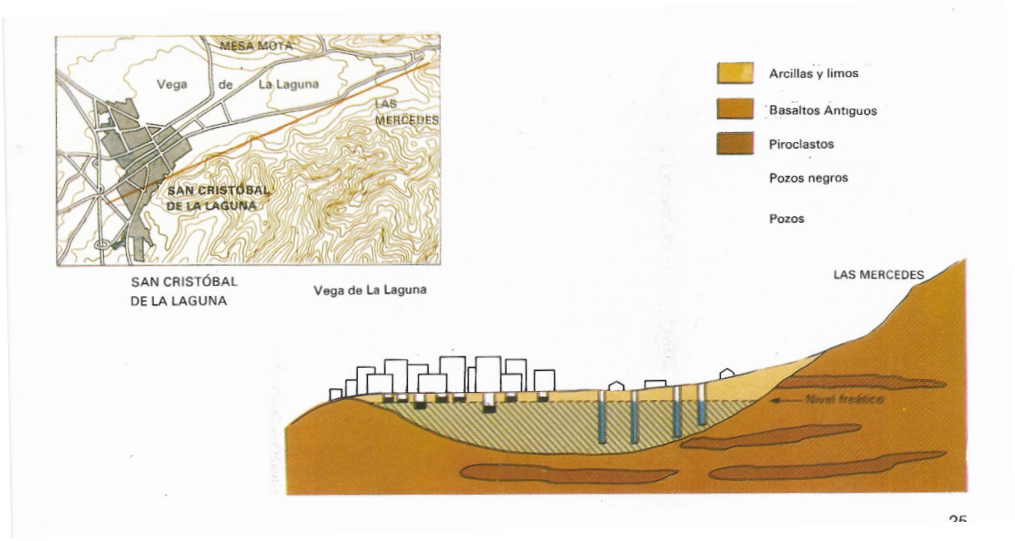


Figura 6.4.9-32 Contaminación del acuífero somero de La Laguna (Tenerife) por más de 2000 pozos para vertido de aguas usadas domésticas (Soler Liceras y Lozano García, 1985).

La calidad de las aguas subterráneas es en general buena, pero existen problemas importantes de aguas de galería que son altamente bicarbonatadas sódicas, cada vez más, y problemas de notables exceso de flúor (hasta 10 mg/L) y a veces de boro. En las zonas bajas se pueden tener contenidos altos de NO_3 y también salinidad alta en áreas costeras, bien sea de contaminación salina, de retornos de riego o de efecto climático. Para disminuir el exceso de flúor en aguas de abastecimiento se recurre a mezclas de aguas y en algunos casos a plantas de eliminación de flúor, o se abandona la fuente de agua.

Los principales problemas de salinización en la isla de Tenerife están localizados en áreas concretas y en parte son debidos a caudales de explotación excesivos. El Consejo Insular de Aguas obliga a parar la extracción de los pozos que suponen un riesgo para la calidad del agua y para su nueva puesta en operación se requiere comprobar que no existe riesgo mediante un aforo. Las circunstancias locales tienen gran influencia en la propensión a la salinización de los pozos costeros, como puede ser el atravesar o no determinadas capas de baja permeabilidad en el entorno del nivel del mar.

Existen largas porciones costeras con descarga al mar de agua subterránea de buena calidad, como en los tramos costeros desde la pared sur de Güímar a Granadilla de Abona, donde los pozos deben tener la profundidad suficiente para intersectar tramos permeables, a profundidades que pueden estar bastante por debajo del nivel del mar, aunque las regulaciones administrativas lo impiden.

La distribución del agua subterránea desde donde es captada hasta los usuarios supone una red de transporte en alta, esquematizada en la Figura 6.4.9-33, a varias altitudes, a fin de aprovechar las aguas obtenidas a alta cota y mantenerla para evitar bombeos.

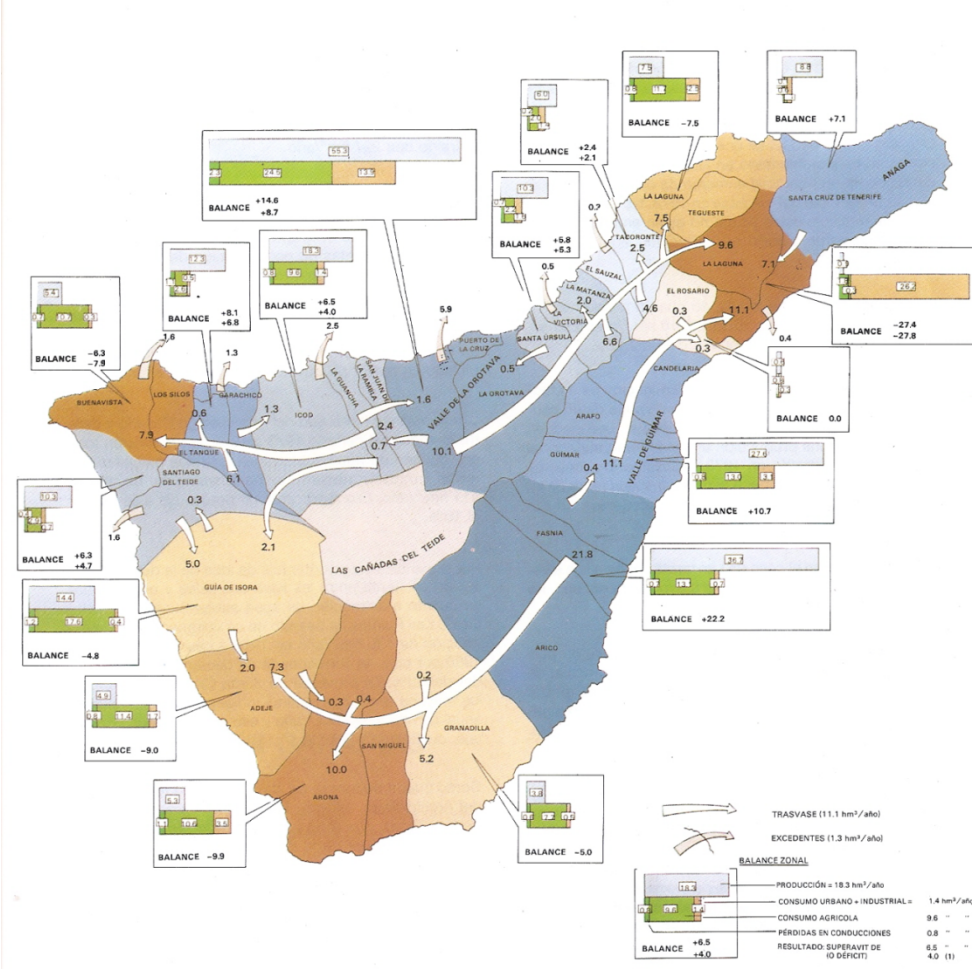


Figura 6.4.9-33 Red principal de transporte de agua en la isla de Tenerife y balances de agua zonales (Soler Liceras y Lozano García, 1985).

De acuerdo con el Plan Hidrológico de Tenerife de 2015, los titulares de aprovechamientos de pozos tienen que remitir anualmente a la autoridad del agua al menos un análisis físico–químico y las extracciones mensuales realizadas en cada una de las captaciones y además dos medidas al año de la profundidad del nivel piezométrico, con el pozo en reposo (nivel estático) y con el pozo bombeando en su régimen habitual de explotación (nivel dinámico). Cuando en un pozo costero el contenido en Cl ha aumentado, el propietario debe reducir el caudal hasta que la salinidad sea de menos de 600 mg/L. Si no se consigue, se procede a su paralización o clausura. Dado que se produce un efecto inducido de aumento de intrusión a causa de las extracciones costeras con alta salinidad, el Consejo Insular de Aguas vigila que en ningún caso se extraiga agua subterránea con más de 500 mg/L Cl. Se trata de evitar que las aguas salobres puedan circular por conducciones "de terceros" (no propias de quien las capta), dado que la mezcla consiguiente va en perjuicio de los otros caudales circulantes.

En la época de verano, coincidente con la mayor extracción de pozos, se suelen observar las mayores salinidades. En la época de invierno, las necesidades de agua de

pozos disminuyen y se extrae menos agua subterránea, lo que repercute en la mejora de calidad de agua en dichos pozos. Sin embargo, para las Comunidades de Aguas aparece el problema económico de que no tienen ingresos por agua elevada, pero tienen que pagar por el concepto de disponibilidad de energía eléctrica, según la potencia contratada. Por otro lado, el incremento del coste de la energía eléctrica es una de las causas de que haya bastantes pozos que han dejado de elevar el agua al no poder cubrir los costes. Esto ha disminuido notablemente el riesgo de salinización.

El papel regulador de los pozos costeros en cuanto a la producción de agua para atender a las variaciones de la demanda es variable. Actualmente, en el S de la isla casi no contribuyen a la regulación ya que se explotan en continuo, pero dicho papel regulador es notable en el Valle de La Orotava. En la evaluación del papel regulador se debe tener en cuenta el efecto opuesto que se deriva de la pérdida de producción de agua en las áreas de medianías por progresiva disminución de los caudales de las galerías, que se debe compensar con mayor explotación costera, y la disminución de la demanda agrícola por el abandono de cultivos.

La calidad pesa poco en la demanda de agua pues las diferencias de calidad entre unas producciones de agua y otras, tras eliminar las más conflictivas, desaparecen por mezcla en las redes básicas de transporte.

Manifestaciones hidrogeotérmicas

Las manifestaciones hidrogeotémicas en Tenerife se limitan al entorno del cráter del Pico de Teide, que se puede considerar un volcán activo con fumarolas y algunas galerías que penetran en el Edificio Cañadas en el área de Santiago de Teide y en Arafo (Galindo Jiménez, 2005).

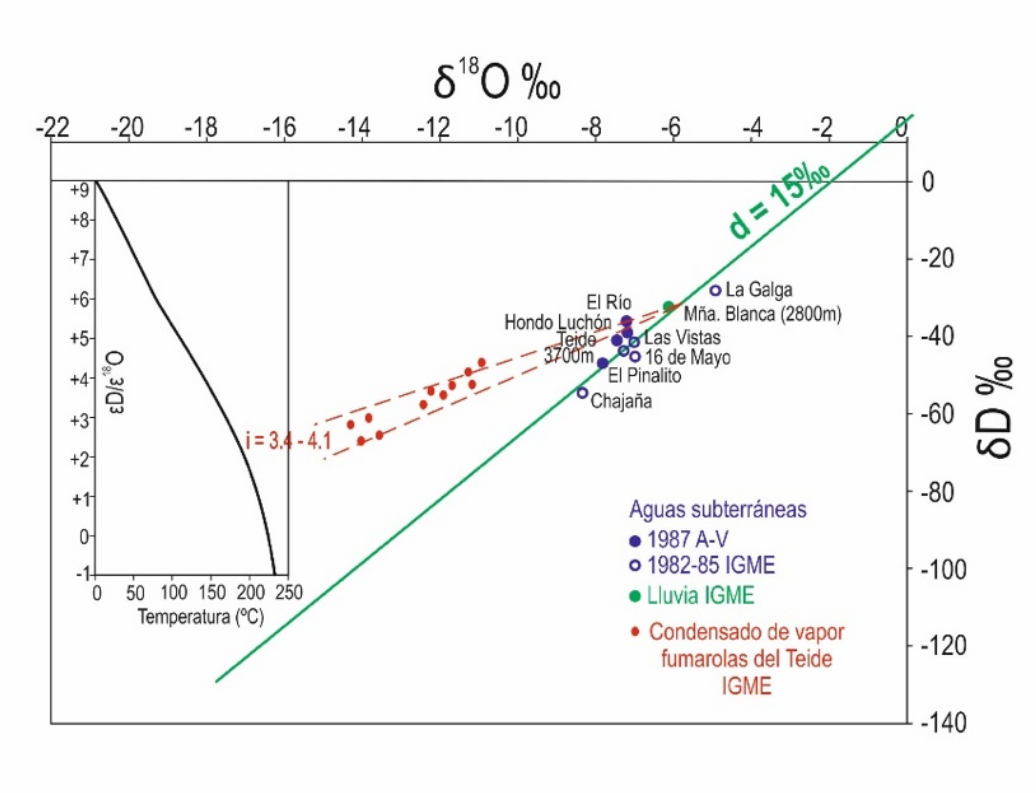
En Arafo y Santiago de Teide hay galerías profundas con alto SO_4, hasta 1050 mg/L, que precipitan yeso especular, derivado de gases endógenos con S, que coincide con anomalías térmicas y de CO_2, SiO_2, $\delta^{34}S$, B y Cl. En la galería Honduras de Luchón se tiene hasta 375 mg/L Cl y en la galería de La Mojada 340 mg/L, que llega a 876 mg/L en un tramo, pero con 10-58 mg/L en el frente (Valentín, 1988).

Las fumarolas del Teide producen depósitos de alunogel (ácido sulfúrico con silicatos de aluminio), azufre ortorrómbico, montmorillonita y nontronita y agua condensada a 85 ^{o}C (ebullición a 3700 m de altitud), con pH = 4,68 y Eh = -122 mV, conductividad eléctrica CE de 70 µS/cm y dureza total de 15 mg/L en $CaCO_3$, como datos de campo, y con valores analíticos, en mg/L, de 19,0 HCO_3; 0,0 CO_3, 2,5 SO_4, 1,2 Cl, 0,14 F, 6,0 SiO_2, 0,023 B como aniones y moléculas y 1,60 Na, 0,90 K, 6,00 Ca, 0,10 Mg, <0,005 Li y 0,187 NH_4 como cationes (Albert et al., 1986). En los volátiles de unas 100 galerías se obtuvo, en ppm en volumen: 0,085-1,30 B; 0,021-0,129 NH_4. Las determinaciones isotópicas del S como $\delta^{34}S$ CDT, para el azufre nativo y para el H_2S, resultan respectivamente en +0,30‰ y -0,60‰ para la fumarola superior en el vértice geodésico y +0,31‰ y –0,60‰ para la

fumarola interna del cráter. En la Tabla 6.4.9-5 se muestra la composición isotópica del CO_2. En la Figura 6.4.9-34 se representan valores isotópicos del agua condensada, para determinar una temperatura de unos 150 ºC donde se produce la ebullición en profundidad.

Tabla 6.4.9-5 Determinaciones isotópicas del CO_2 de las fumarolas del Teide (IGME-1984 en Albert et al., 1986).

CO_2 de fumarola	$\delta^{13}C‰$, PDB	$\delta^{18}O‰$, PDB	$\delta^{18}O‰$, SMOW
Superior, vértice geodésico	-3,17	-12,06	+18,42
Interna del cráter	-3,27	-14,30	+16,12
Inferior, estación superior del teleférico	-3,96	-16,11	+14,25



6.4.9-34 Relación entre δ2H y δ18O para los condensados de los gases calientes emitidos en las fumarolas de la cumbre del Pico del Teide, en Tenerife, y variación de la pendiente de fraccionamiento isotópico del agua-vapor en función de la temperatura a la que se produce el proceso (modificado de Albert et al., 1996).

La Figura 6.4.9-35 esquematiza los ciclos eruptivos y cámaras magmáticas de la parte central de la isla de Tenerife, donde se ha realizado estudios geotérmicos (Diez et al., 1986; Albert-Bertrán., 1990; Valentín et al., 1990)

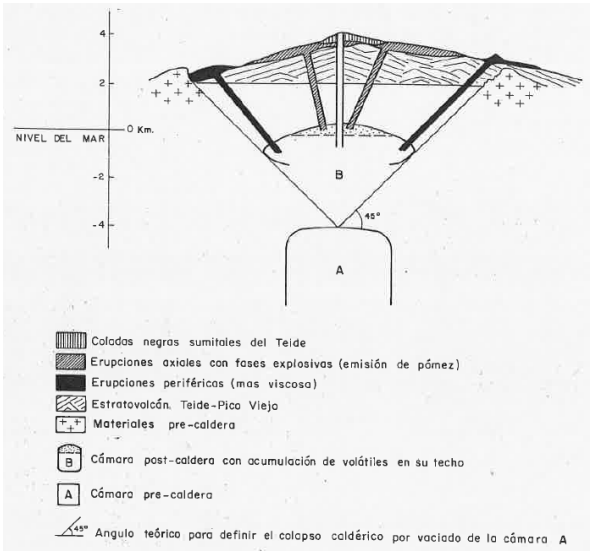


Figura 6.4.9-35 Esquematización de los ciclos eruptivos y cámaras magmáticas de la parte central de la isla de Tenerife (Albert et al., 1986).

La Figura 6.4.8-36 muestra la evolución termodinámica del vapor de agua de una fumarola del Teide, con el apoyo de la Figura 6.4.9-37.

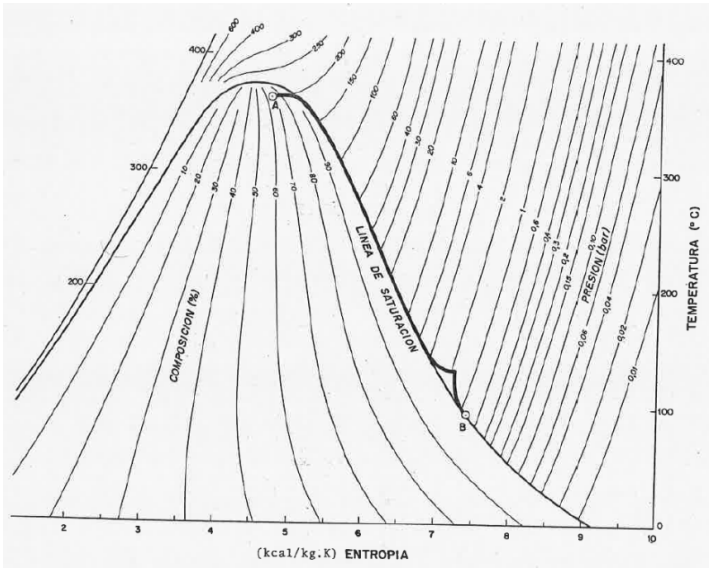


Figura 6.4.9-36 Diagrama termodinámico entropía-temperatura para agua-vapor de agua en el entorno del punto crítico, que muestra las líneas de igual presión (valor absoluto en bar) y de porcentaje de vapor respecto al contenido total de agua bajo la línea de saturación. La línea AB es la evolución del agua en la cámara caliente hasta el momento de escape al ambiente para originar una fumarola. El punto A evoluciona horizontalmente (isotérmicamente) al ir disminuyendo la presión inicial de 200 bar, aumentando la proporción de agua hasta la saturación. Después se enfría algo como agua líquida hasta una presión de unos 3 bar, se enfría adiabáticamente y vuelve a la saturación (Albert et al., 1986).

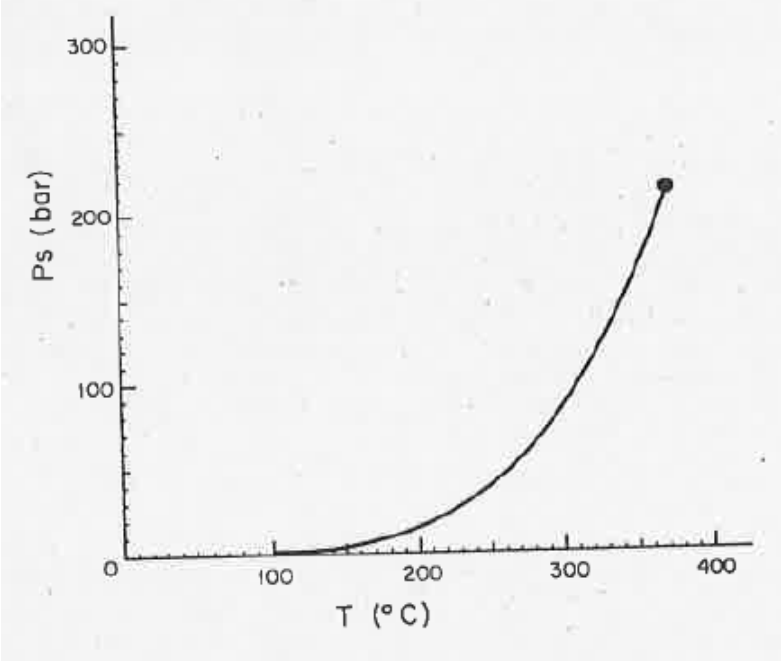


Figura 6.4.9-37 Diagrama de presión de saturación-temperatura del agua. El punto negro está en las proximidades del punto crítico, en el que un incremento de temperatura va acompañado de un gran aumento de presión.

La Figura 6.4.9-38 es una síntesis de los procesos hidrogeotérmicos que se deducen, que después se extienden con los trabajos de Marrero Díaz (2010).

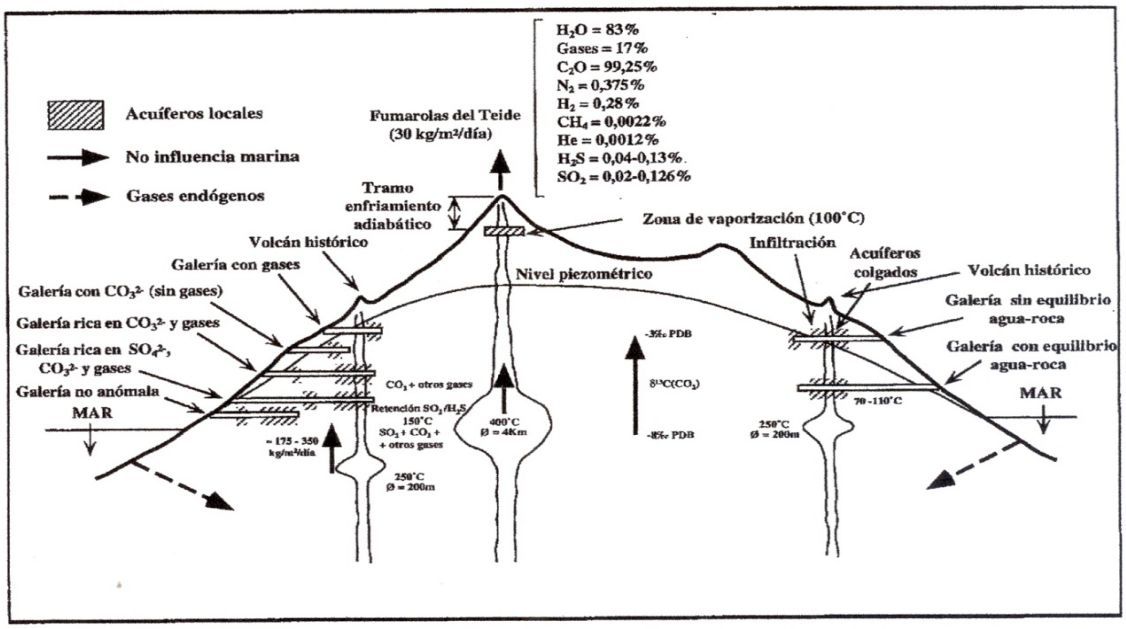


Figura 6.4.9-38 Interpretación preliminar de las interacciones agua-roca en el Edificio Cañadas.

Una interpretación simplista de los datos físico-químicos de las aguas drenadas por las galerías y las captadas en pozos costeros no salinizados, resultantes de los extensos inventarios y muestreos realizados entre 1970 y 1982, permite dibujar la Figura 6.4.9-39, suponiendo un continuo de la temperatura y del contenido en sílice (SiO_2) de las aguas lo más próximas posible al nivel freático. El contenido en sílice varía desde un valor inmaduro de menos de unos 20 mg/L, hasta unos 40 mg/L en el área costera, pero con una franja intermedia de hasta 80 mg/L, que son aguas más maduras y que posiblemente reflejan una mezcla de agua caliente profunda con la de recarga fría. Esto apunta a áreas de poco espesor de cobertera sobre el núcleo, pero con pequeña o moderada salida de agua profunda a media ladera del gran volcán de Las Cañadas del Teide por sus flancos W y S. La temperatura aumenta desde unos 12 ºC en las partes más altas de domo freático hasta unos 20 ºC en la franja costera. Estos valores están de acuerdo con los valores medios anuales en superficie. No queda claro que haya un enfriamiento del agua subterránea al descender la altura, lo que apunta a que el flujo de cumbre al mar, o bien es pequeño en el seno del cuerpo saturado o bien la recarga de produce gradualmente a lo largo de la ladera, que puede ser menor a baja cota, pero con mayor superficie. En profundidad, algunas galerías tienen temperaturas elevadas, con incrementos explicables por un gradiente térmico vertical normal de 2,5 a 3,5 ºC/100 m.

La Figura 6.4.9-40 es una sección de la Dorsal con indicación proyectada de las galerías de las depresiones de Santa Úrsula- Güímar, con sus puntos de acceso de aguas (se han ido secando progresivamente los más altos) y las temperaturas, para dibujar las isotermas aparentes. En la parte superior el gradiente térmico vertical es <1,5 ºC/1000 m, en medio no saturado y debido al efecto de recarga. Al llegar al nivel de saturación el gradiente térmico vertical asciende a unos 10 ºC/100 m, que es tránsito al núcleo, con el efecto superior de enfriamiento de un cuerpo caliente que posiblemente lo hace dominantemente por conducción desde una parte interna, con un gradiente térmico alto no cuantificable.

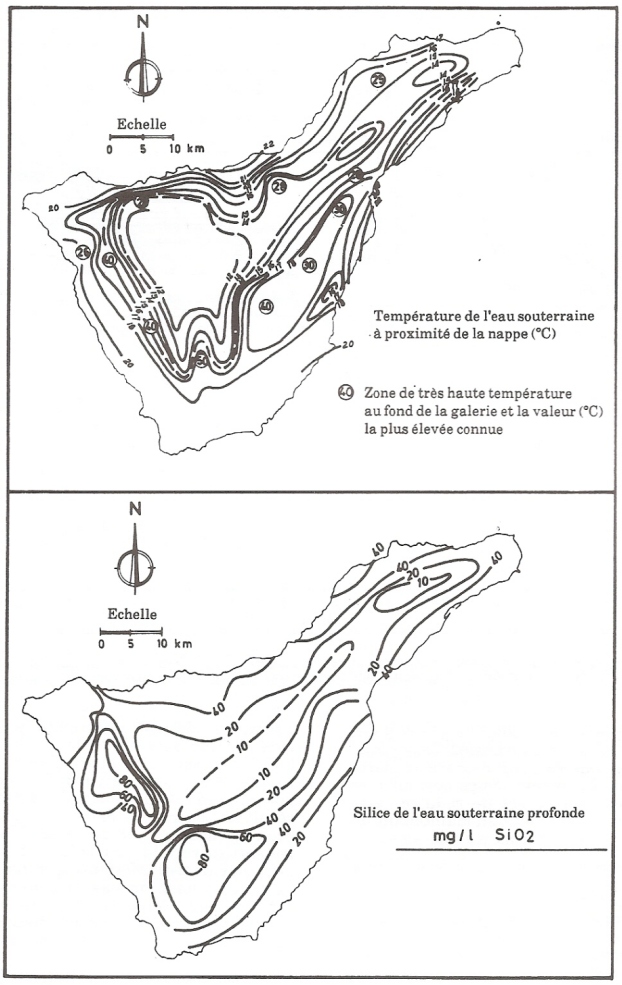


Figura 6.4.8-39 Contenido en sílice (figura inferior) y temperatura de las aguas muestreadas en el interior de las galerías que penetran el gran edificio volcánico de Las Cañadas del Teide (Custodio et al., 1988).

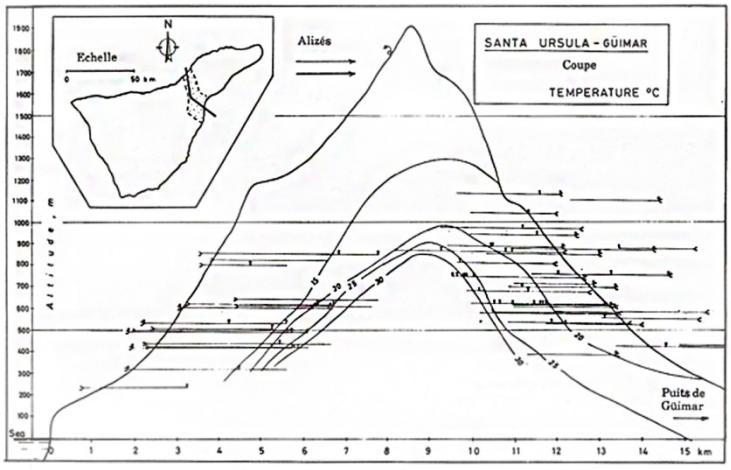


Figura 6.4.8-40 Sección vertical de la Cordillera Dorsal por las depresiones de Santa-Úrsula- Güímar, con proyección de las galerías, sus entradas de agua y la temperatura (Custodio et al., 1988).

6.4.10 Canarias Occidentales: Isla de La Palma

La isla de La Palma (San Miguel de La Palma), volcánicamente activa, es el resultado de un punto caliente del manto profundo (Hilton et al., 2000). Es un gran estratovolcán sobre complejo basal de lavas submarinas elevadas, que se extiende hacia el S con una dorsal de volcanes progresivamente más recientes, hasta la última erupción de 1978 en el Teneguía. Un rasgo muy característico es la llamada Caldera de Taburiente, que se abre dentro del estratovolcán. Es principalmente de deslizamiento y posterior agrandamiento por erosión (Figuras 6.4.10-1 y 6.4.10-2). Véanse las Figuras 3.3.4, 3.3.13, 3.3.14 y 3.4.13 de las Secciones 3.3.2 y 3.3.3 del Capítulo 3.

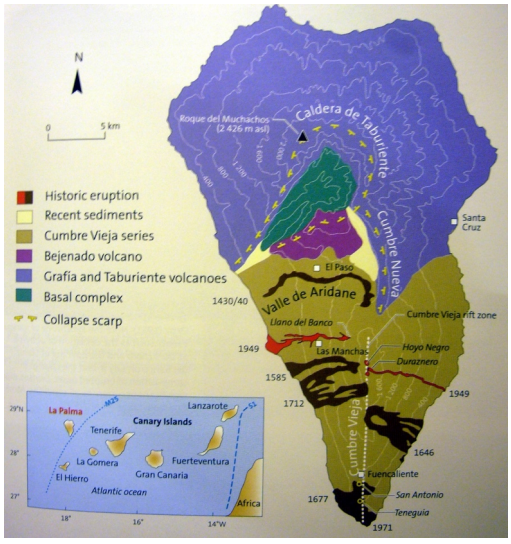


Figura 6.4.10-1 Morfología de la isla de La Palma y situación de la Caldera de Taburiente y coladas basálticas recientes (Schminke y Sunita, 2010).

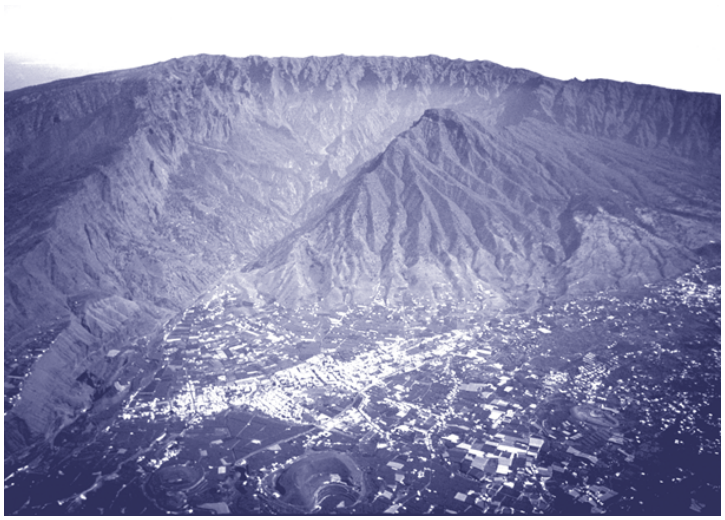


Figura 6.4.10-2 Vista del valle de los Llanos de Aridane y de la Caldera de Taburiente, isla de La Palma, Islas Canarias. Bajo las formaciones volcánicas superiores están las formaciones submarinas, levantadas y exhumadas por deslizamientos y erosión (Carracedo y Tilling, 2003).

La Figura 6.2.10-3 es un esquema de la formación de la Caldera de Taburiente, con secciones progresivas de orientación NW-SE y el resultado actual (Figura 6.4.10-4). La ladera N, NE y E del volcán de Taburiente está formada por formaciones volcánicas sobre otras más antiguas (estructura Coebra = Coello + Bravo), de importancia hidrogeológica (Coello Armenta, 1997), sobre el complejo submarino (Standigel y Schminke, 1984). La estructura Coebra está cortada por la Caldera de Taburiente (Figura 6.4.5). Al N Caldera de Taburiente hay 3 paleocalderas erosivas.

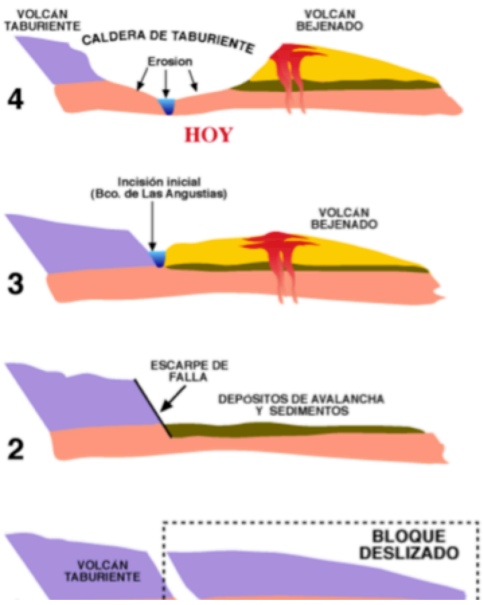


Figura 6.4.10-3 Esquemas secuenciales interpretativos de la génesis de la Caldera de Taburiente, isla de La Palma, Islas Canarias (Carracedo y Tilling, 2003). El Volcán Bejenado inicia la secuencia volcánica de la Dorsal (Dorsal Sur).

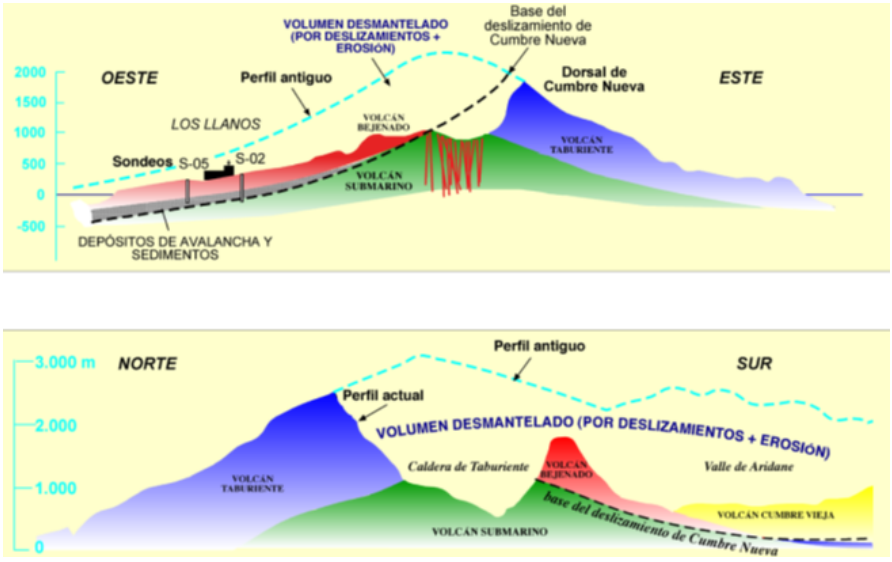


Figura 6.4.10-4 Interpretación de la génesis de la Caldera de Taburiente, isla de La Palma, Islas Canarias, a la luz del relieve actual (Carracedo y Tilling, 2003). Las designaciones de Cumbre Vieja y Cumbre Nueva son contrarias a las edades geológicas.

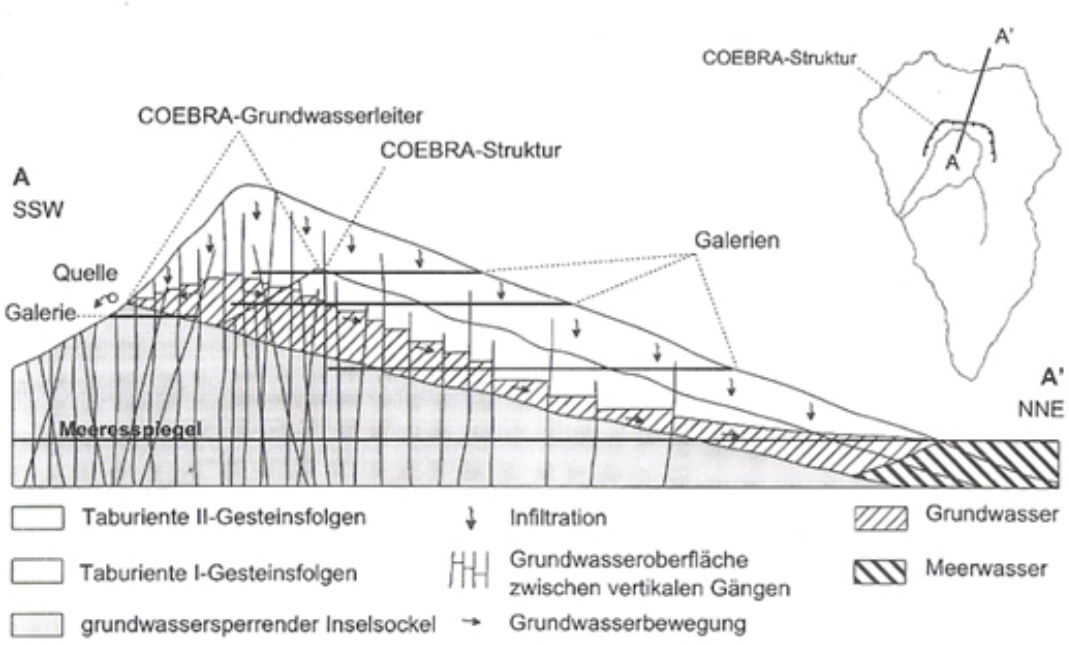


Figura 6.4.10-5 Sección hidrogeológica SSW-NNE del norte de la Isla de La Palma (König et al., 1998), que muestra la estructura Coebra (contracción de Coello y Bravo, que la describieron). Se muestran las series basálticas I, II y basal, la recarga, la superficie freática, el flujo del agua subterránea, el cuerpo de agua subterránea dulce (rayado débil) y el agua marina (rayado fuerte).

Las formaciones volcánicas históricas son derrames pequeños en el lado occidental de la dorsal (Cumbre Vieja) de la isla de La Palma desde 1585 a 1972 (Figura 6.4.10-6a y Figura 6.4.10-6b). En el reciente volcán Teneguía, los sublimados amarillos que actualmente se observan en el entorno son de jarosita y alunita, no de azufre; los sublimados blancos son de yeso, anhidrita y algo de alunita

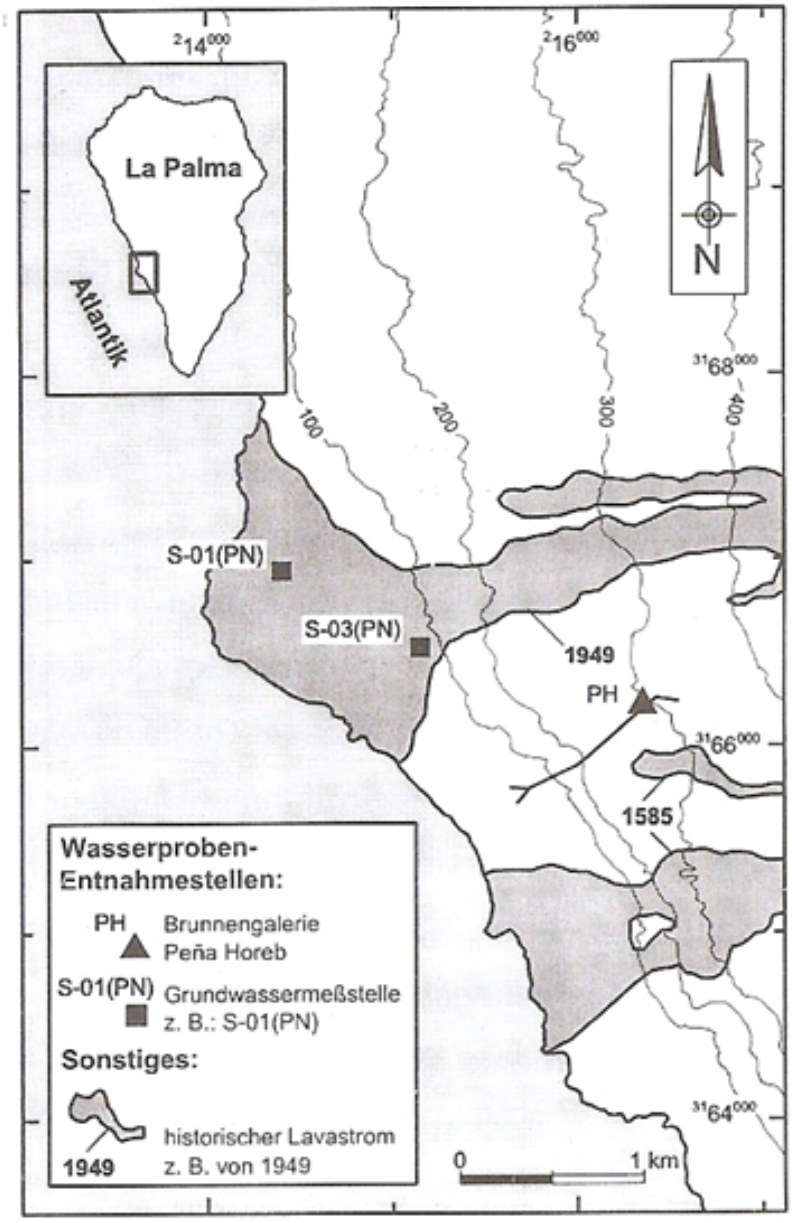


Figura 4.6.10-6a Pequeños derrames volcánicos históricos de la isla de La Palma de 1585 y 1949 (San Juan), en el lado occidental de la dorsal (Cumbre Vieja). No están los derrames más al Sur del volcán de San Antonio y los recientes (1978) del volcán Teneguía (Figuras 3.3.14 y 3.3.15 de la Sección 3.3.3 del Capítulo 3).



Figura 4.6.10-6b Fotografía histórica de la erupción del volcán Duraznero-Hoyo Negro, en junio de 1949, en La Palma.

Según el Plan Hidrológico de La Palma, la precipitación media insular, obtenida a partir de las series históricas de precipitación (1935-2008), ponderada territorialmente, es de 737 mm/a, equivalente a 516 hm^3/a. Varía entre 986 y 488 mm, para los años más húmedo y más seco, respectivamente. Son más húmedas las zonas abiertas a los temporales habituales y que aportan lluvias intensas del N-NE. Existe una correspondencia clara entre altitud y pluviometría. En los meses de invierno se tienen los mayores valores medios de precipitación (137 mm/mes), mientras que en la época estival descienden hasta los 1,3 mm/mes. Dependiendo de si se refieren al N o al S de la Isla, estos valores pueden variar, respectivamente entre el 35% más y el 18% menos de los registrados en la zona Central. La pluviometría media varía geográficamente entre 200 mm/a en la costa SSW y 1200 mm/a en las cumbres de los municipios de Barlovento y San Andrés y Sauces, manteniéndose en general por encima de 1000 mm/a a lo largo de la dorsal. El aporte medio la lluvia horizontal se evalúa en unas pocas decenas de mm/a.

La evapotranspiración real ETR se estima a partir de la precipitación, de la reserva de agua en el suelo y de la evapotranspiración potencial ETP. El valor medio de la evapotranspiración real en el conjunto de la Isla es de 353 mm/a (0,48 de la pluviometría media insular). La escorrentía superficial para el conjunto de la Isla se

estima groseramente en el 0,03 de la precipitación (15 hm³/a). De los 253 hm³/a de recarga insular (361 mm/a, 0,49 de la precipitación), unos 34 hm³/a corresponden a los acuíferos meridionales (mitad S). Los restantes 219 hm³/año alimentan a los acuíferos Coebra de las vertientes y costa del N de la Isla. La Figura 6.4.10-6 muestra la distribución espacial de la recarga media. En trabajos recientes se ha reevaluado la recarga a la baja, aplicando balances de agua en el suelo utilizando una estimación mejorada de la evapotranspiración potencial (Poncela, 2015; Poncela y Skupien, 2019; Benavides Gelabert, 2020).

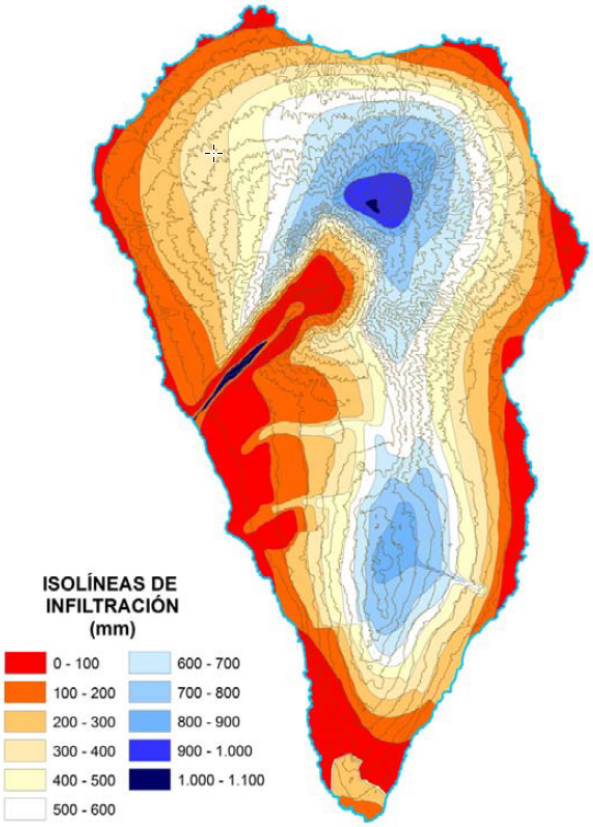


Figura 6.4.10-6 Distribución espacial de la recarga media, en mm/a (Poncela y Skupien-2018 en RAEMIA, 2019). Se ha obtenido por balance de la deposición atmosférica de ion cloruro y de balances de agua en el suelo no calibrados, ya que se desconoce la descarga al mar.

Gran parte de la captación de agua subterránea es de manantiales (nacientes) y galerías, pero hay numerosos pozos en lugares del área costera (Figura 6.4.10-7). Hay dos grandes manantiales extracaldera en el lado NE (Marcos y Cordero) y varios dentro de la caldera de Taburiente (Figura 5.2.8 de la sección 5.2 del Capítulo 5). En la parte N hay 42 galerías y 2 pozos. Una de las galerías tiene 1000 m de montera.

Un túnel viario de la nueva carretera que comunica Santa Cruz de la Palma y los Llanos de Aridane atravesó las formaciones a 900 m de altitud, sin cortar el nivel freático insular y sólo afectó a acuíferos colgados locales. Un túnel de 10 km para transvase de agua entre ambas poblaciones (de la vertiente E excedentaria a la vertiente W deficitaria), a menor cota, con 20 años de explotación, está parcialmente perforado por

ambos lados, pero el acabado está paralizado por el gran caudal de agua drenada acumulada y las dificultades para continuar la perforación. Este sistema hidráulico está compuesto por dos galerías que actualmente funcionan como independientes, que extraen agua del acuífero de Cumbre Nueva por la Boca W (en el término municipal de Los Llanos de Aridane) y por la Boca E (término municipal de Braña Alta). Se construyeron sendas compuertas regulables (tranques) dentro de cada una de los lados del túnel. En condiciones normales (no de sequía extrema) se opera de modo a extraer un caudal continuo equivalente de unos 100 L/s por la boca occidental y unos 75 L/s por la oriental. En época invernal, generalmente de octubre a mayo, se reduce o anula la descarga de agua por la compuerta. La posible conclusión de la obra uniendo las dos bocas depende de una gran polémica sobre si se hace de modo a conseguir una explotación sostenible a largo plazo utilizando compuertas regulables, considerando las afecciones, o dejar la evolución natural hidráulica hasta el caudal final de drenaje a largo plazo tras agotar parte de las reservas de aguas subterráneas.

Para una recarga de 253 hm^3/año se tiene una explotación de 62 hm^3/año. Hay extracciones costeras concentradas en el entorno de Santa Cruz de La Palma, de Tazacorte y de Puerto Naos. Se producen notables descargas de agua subterránea insular al mar. En su periferia, la isla de La Palma tiene formaciones volcánicas basálticas permeables, a veces con notable espesor bajo el nivel del mar, lo que supone una posible cuña marina de notable penetración natural.

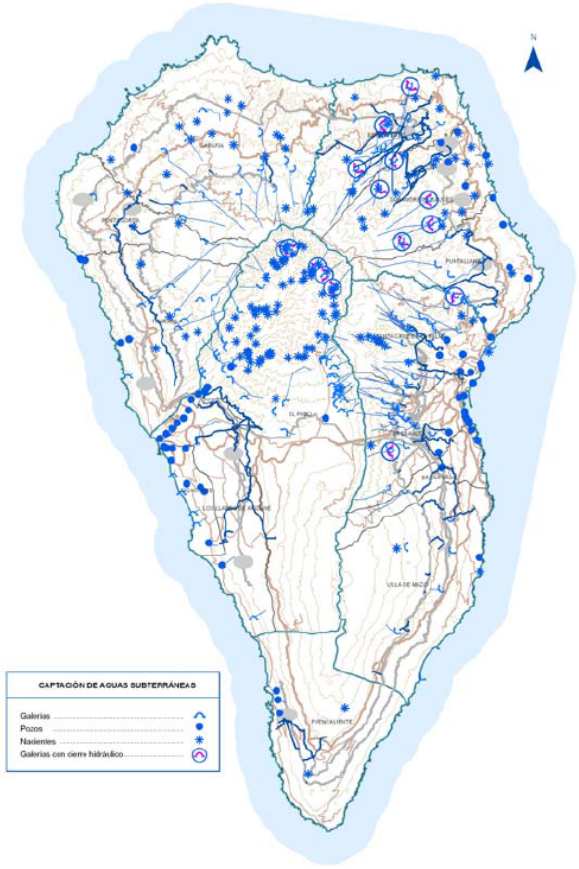


Figura 6.4.10-7 Situación de los puntos de captación de agua subterránea (PHLP, 2015). La simbología utilizada es: arco = galería; arco enmarcado en un círculo = galería con compuertas para el cierre hidráulico; estrella = naciente; punto = pozo.

Los problemas de elevada salinidad de diversos pozos del área de Tazacorte, al final del Barranco de Las Angustias, en el centro occidental, posiblemente se deban a conos salinos ascensionales a partir de una cuña de intrusión marina profunda, en parte natural, dada la elevada permeabilidad y espesor de los sedimentos y basaltos subyacentes. Los estudios mediante la isotopía del Sr (Pérez, 2010) no son concluyentes respecto al origen de la salinización y posibles efectos insulares de sedimentos con salinidad o de retornos de riego (Figura 6.4.10-8).

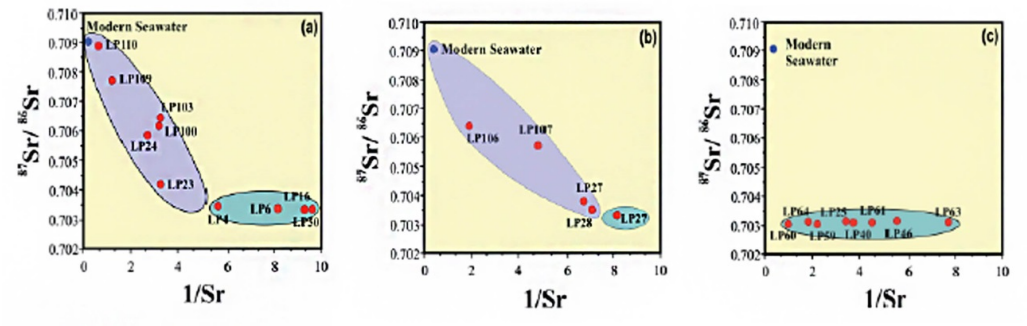
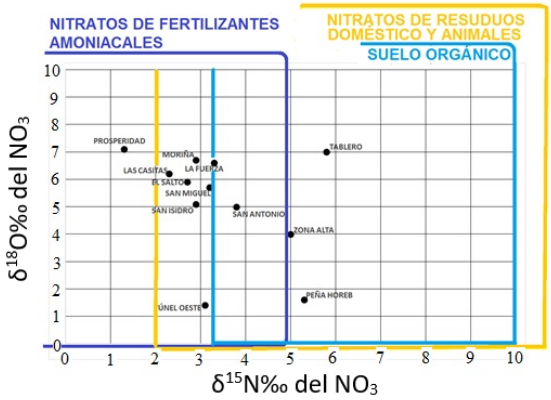


Figura 6.4.10-8 Diagramas binarios de 1/Sr (ppm-1) en función de la relación isotópica 87Sr/86Sr de las aguas subterráneas de la Isla de La Palma. Las aguas subterráneas que quedan enmarcadas en la región púrpura se encuentran afectadas por intrusión marina, pues la relación isotópica es superior a los valores típicos de las rocas volcánicas de Canarias ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7032) y además se refleja una tendencia de mezcla con la firma química e isotópica del estroncio en el agua de mar (Sr = 8 ppm; 87Sr/86Sr = 0,70906). Las aguas subterráneas que quedan enmarcadas en la región de color verde no se encuentran sujetas a un proceso de intrusión marina y el origen de su salinidad es consecuencia de otra serie de procesos. En las gráficas (a) y (b) se aprecia que las aguas subterráneas que se extraen de algunos pozos situados en las vertientes E y W de la Isla de La Palma presentan intrusión marina al igual que algunos pozos de la vertiente W. Por el contrario, las aguas subterráneas que se explotan en los barrancos de Las Angustias y Tenisca (c) no reflejan que la salinidad se deba a un proceso de intrusión marina (Pérez, 2008) .

Se ha estudiado la contaminación del agua subterránea por nitratos en el Valle de Aridane a partir de la isotopía del nitrato y del agua (Poncela, 2017). El Valle de Aridane, en el centro de La Palma, es un área de cultivos intensivos en regadío y con una importante ocupación humana, que descarga hacia el W por el Valle de Tazacorte. Los nitratos son mayoritariamente de origen agrario, pero con influencia de nitratos de origen doméstico y ganadero. La Figura 6.4.10-10 muestra la representación de $\delta^{15}N$ en función de $\delta^{18}O$. El contenido en cloruros y la conductividad eléctrica son inferiores a 600 mg/L y 2500 µS/cm, respectivamente

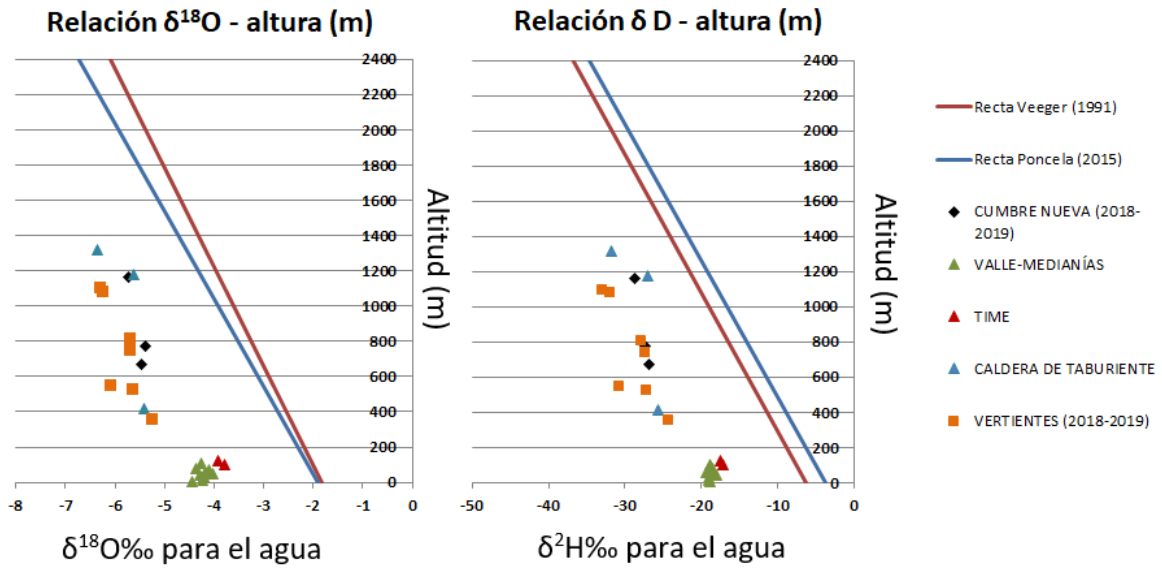


6.4.10-10 Representación de $\delta^{15}N‰$ en función de $\delta^{18}O‰$ para el nitrato disuelto en el agua subterránea del Valle de Aridane, en marzo de 2017 (modificado de Poncela, 2017)

La caracterización isotópica ambiental ha permitido establecer nuevas rectas isotópicas altitudinales (Poncela, 2015; Poncela y Skupien, 2019), para la altitud h en m y δ en ‰:

h = –499,37 $\delta^{18}O$ – 954,44 = –77,58 $\delta^{2}H$ – 289,37, o sea con gradientes de -0,20‰ y -1,28‰ /100 m para el $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$, respectivamente.

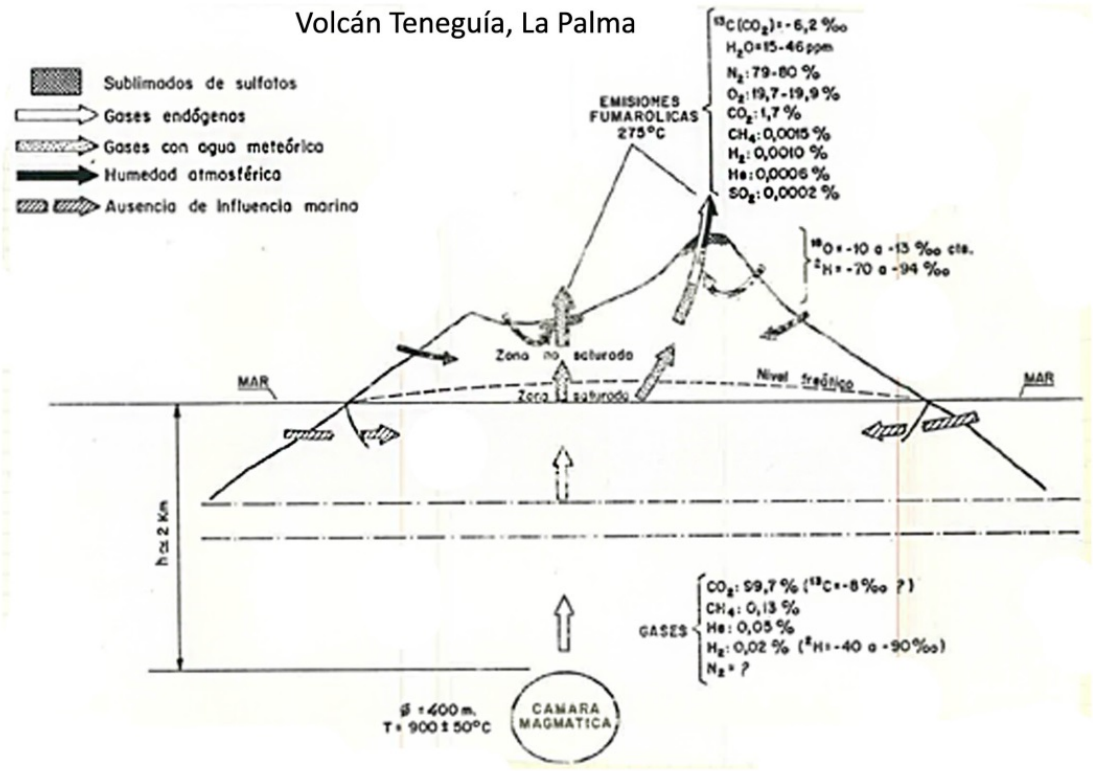
En la representación $\delta^{2}H$- $\delta^{18}O$ de la Figura 6.4.10-11 se representan las aguas subterráneas del Valle de Aridane. Muestra que la recarga se produce a una altitud de aproximadamente 1000 m por encima de la de muestreo.



6.4.10-11 Relación isotópica altitudinal en el N de la Isla de La Palma según Poncela (2015) y Poncela y Skupien (2019) y según Veeger (1991). Se representan los valores de las aguas subterráneas muestreadas en 2017.

Las aguas de escorrentía de la lluvia actual tienen concentraciones de tritio entre 2 y 3 UT en el cauce del Barranco de Las Angustias (Poncela, 2015, 2017; Poncela y Skupien, 2019). Hay muestras de agua subterránea con ^{3}H > 0,1 UT (límite de medición), que corresponden a los sistemas profundos de más lenta renovación y otras hasta 0,5 UT que son las que tienen una componente de renovación rápida.

La reciente erupción del volcán Teneguía en 1978, en el extremo sudoeste de la isla, ha dejado fumarolas, cuyo funcionamiento se esquematiza en la Figura 6.4.10-12.



6.4.10-9 Gases emanados en el entorno del volcán Teneguía, en el SSW de La Palma, poco después de la erupción de 1978.

A título anecdótico, en el lado occidental del extremo S de isla de La Palma existió el pequeño naciente permanente de la Fuente Santa, de aguas salobres bicarbonatadas sódicas, características de una descarga litoral que es mezcla de agua dulce y agua marina con notable influencia de gases endógenos volcánicos. De hecho, la zona es volcánicamente activa, con diversas manifestaciones históricas. El naciente era utilizado en tratamientos médicos para curar enfermedades de la piel, con tradición de visitantes ilustres. La erupción del volcán de San Antonio (Fuencaliente) en 1677 la cubrió con una potente capa de lavas y piroclastos. Todos los intentos de recuperación fracasaron por la gran dificultad técnica y poca precisión en la ubicación. Sólo recientemente se ha podido acceder de nuevo a la misma mediante una galería de 200 m (Soler Liceras, 2006; 2007; Poncela Poncela et al., 2012).

6.4.11 Canarias Occidentales: Isla de la Gomera

La isla de La Gomera es la única de las Islas Canarias que no ha tenido volcanismo activo en los últimos dos millones de años. Afloran lavas submarinas bajo las lavas subaéreas de escudo y de estratovolcanes. Su morfología guarda cierta semejanza con Gran Canaria, aunque la superficie de La Gomera es 5 veces menor. Está profundamente abarrancada, pero la disposición radial tiene alteraciones que representan una estructura volcánica con algunas complejidades (Llanes et al., 2009).

Las laderas orientadas al N y NE reciben en su parte de medianías y cumbres una precipitación que puede llegar a 900 mm/a, debido a la interceptación de los vientos alisios húmedos. En esas áreas hay una notable cubierta vegetal, dominada por el bosque de laurisilva. Es frecuente la existencia de rezumes de agua por los cortados de roca, con especies vegetales que requieren humedad casi permanente. La precipitación horizontal en la cumbre es importante y bien estudiada (Sección 4.2.4 y 4.3.2 del Capítulo 4 y Sección 12.1.4 del Capítulo 12), con estimaciones entre 0 y >400 mm/a, según los lugares. La mitad S-SW, tras la divisoria de aguas, cambia radicalmente, con amiente semiárido y áreas sin vegetación arbórea.

La Figura 6.4.11-1 muestra el mapa geológico simplificado de La Gomera y la ubicación de nacientes, pozos y sondeos. Un perfil geológico ilustrativo de orientación N-S es el de la Figura 6.4.11-2. El perfil de la isla desde la distancia es similar al de un escudo basáltico (Figura 3.2.9 de la Sección 3.2.1 del Capítulo 3), aunque hay sobrepuestos estratovolcanes. En el centro de la isla destaca un área con pitones ácidos, entre ellos el de Agando (Figura 3.3.7 de la Sección 3.3.2 de Capítulo 3).

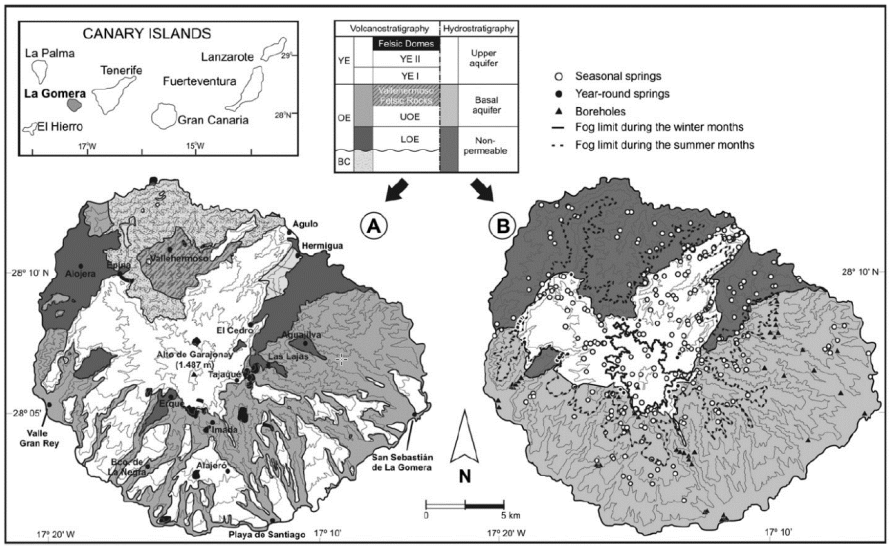


Figura 6.4.11-1 Cartografía simplificada de la Gomera. A.- Mapa geológico simplificado, modificado de Ancochea et al.-2006: BC = complejo basal, OE = edificio antiguo, LOE = edificio antiguo inferior, UOE = edificio antiguo superior, YE = edificio joven, YEI = edificio joven I y YEII = edificio joven II. B.- Ubicación de nacientes, pozos y sondeos; los distintos sombreados corresponden a los límites en altura de la influencia de las nieblas condensantes en los meses del verano y del invierno (Izquierdo Labraca, 2011).

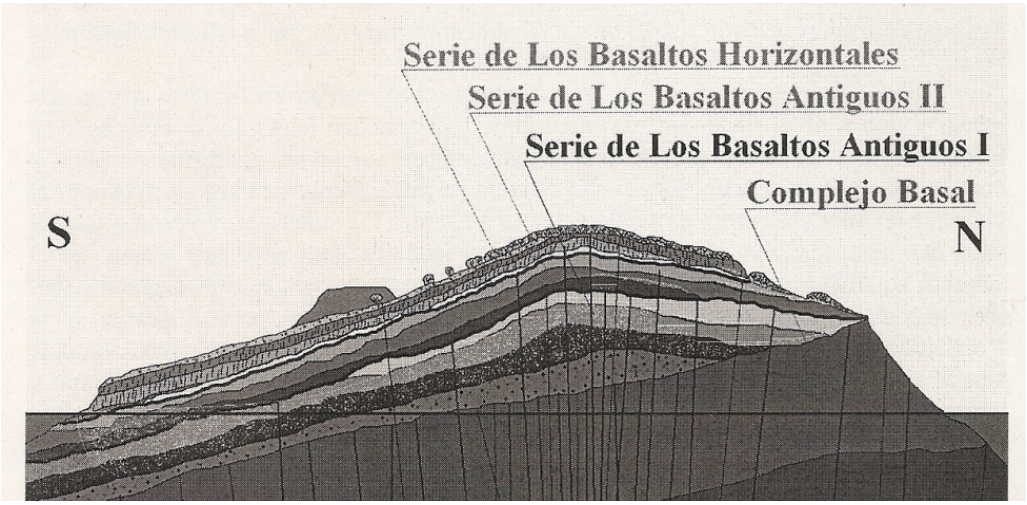


Figura 6.4.11-2 Corte hidrogeológico N-S de La Gomera. Muestra el complejo basal que actúa de zócalo basculado hacia el S y el apilamiento de sucesivos derrames basálticos (Soler Liceras, 2008).

El sector NE de la isla entre Hermigua-San Sebastián de La Gomera (La Villa) y la cumbre, el macizo de Enchereda, tiene especial interés hidrogeológico pues está próximo a donde se concentra la población. La Figura 6.4.11-3 muestra la disposición de los materiales.

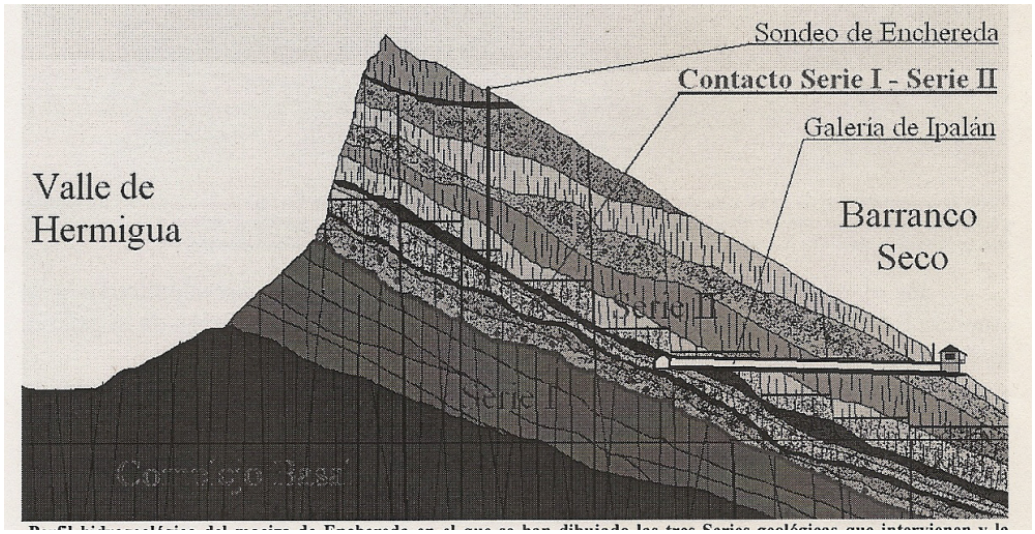


Figura 6.4.11-3 Corte hidrogeológico del macizo de Enchereda, que muestra las tres series geológicas de interés y la ubicación de la galería de Ipalán (Soler Liceras, 2008). Entre los basaltos antiguos superiores (serie II) y los basaltos antiguos inferiores (serie I, en gris intermedio), existe una formación brechoide menos permeable que actúa de separación y que tiene relevancia hidrogeológica al actuar de base local de la recarga a los basaltos superiores. Estas formaciones están atravesadas verticalmente por diversos diques. El corte se apoya en los datos de tres sondeos profundos y los estudios complementarios lo confirman (Izquierdo et al., 2011).

La descarga de agua subterránea se hace por nacientes (Izquierdo et al., 2014), que en su mayoría están captados y conducidos con tuberías hasta el lugar de consumo, por lo que sólo los menores están localizables a primera vista. Los basaltos superiores son más transmisivos que los inferiores y además puede haber intercalaciones menos permeables entre ellos. Así, se pueden formar nacientes altos, como los de Guadá

(Figura 5.2.7 de la Sección 5.2 del Capítulo 5), en la cabecera del Valle Gran Rey, que son el rebose de unos sobre otros. También es importante la descarga de agua subterránea al mar, o bien cayendo por los acantilados o de forma difusa donde los basaltos superiores llegan a la costa, pero se desconoce el caudal. No hay aguas superficiales circulantes, salvo en El Cedro, en un tramo dentro del bosque central de laurisilva. La baja permeabilidad del complejo basal submarino y los basaltos inferiores permite que en los barrancos bien encajados se puedan construir presas de embalse para retener agua de manantiales y en especial de escorrentía de tormenta, aunque las cuencas son pequeñas al estar a cota alta y los vasos son de pequeña capacidad por la gran pendiente. La buena cobertera vegetal retrasa el aterramiento. En el aluvial del barranco de Hermigua se construyó una barrera transversal para aumentar el almacenamiento subterráneo para momentos de sequía. En la galería de Ipalán, en el Macizo de Enchereda, se ha instalado una compuerta interior (Figura 6.4.11-4), que obtura apoyándose en un dique bien desarrollado, con fines de regulación de la producción de agua. Durante la perforación, iniciada en 2007, el caudal aumentó hasta unos 40 L/s a los 4 meses y desde entonces ha seguido un agotamiento exponencial, hasta unos 7 L/s en 2010 (Izquierdo Labraca, 2010) y 3-4 L/s en 2019 (Skupien, com. personal).



Figura 6.4.11-4 Compuerta de cierre de la galería de Ipalán durante la construcción, vista desde aguas arriba. Se muestra el cerco que sirve de marco, con la junta de neopreno negro, el acceso al resto de la galería por el pasillo de cercos metálicos y tres de los cuatro pasantes regulables que permiten el paso del agua cuando la compuerta está cerrada (Soler Liceras, 2008).

La mayor parte del agua subterránea captada es de nacientes (manantiales), con algunos pozos en las pequeñas áreas llanas costeras, como las de San Sebastián de La

Gomera (La Villa) y Valle Gran Rey. La demanda bruta de agua es de 8 hm^3/año. El balance de agua presenta notables incertidumbres, como muestra la Tabla 6.4.11-1.

Tabla 3.7.5-1 Términos del balance de agua en La Gomera, según distintas fuentes, en hm^3/a.

Fuente	P	ES	ETR	R
PHGO-2003	137	7	65	65
A-IL	150	42	65	43
B-IL	150	42	94	14
SIMPA	139	11	94	33
PHGO-1998				40

PHGO-2003. Plan hidrológico de La Gomera (2003)

A-IL; B-IL. Dos situaciones estudiadas en Izquierdo Labraca (2011)

SIMPA. Aplicación de modelo hidrológico SIMPA (Sección 4.9.2 de RAEMIA, 1019)

PHGO-1998. Plan hidrológico de La Gomera (1998), según Skupien (1998)

Los valores promedios de la conductividad eléctrica de las aguas subterráneas son inferiores a 400 µS/cm, aunque puntualmente se puede llegar hasta 700 µS/cm (PHG, 2015). En el área de Valle Gran Rey sólo se explotan los sondeos de abastecimiento, con caudales en general inferiores a 2 L/s y conductividades eléctricas de 400–500 µS/cm, aunque localmente pueden ser superiores.

La distribución del contenido iónico de las aguas subterráneas marca la forma de flujo de la recarga de cumbres y medianías hacia las partes costeras (Figuras 6.4.11-5 y 6.4.11-6) por los basaltos más recientes, donde tienen espesor suficiente para que el espesor saturado en ellos sea grande. Con hipótesis razonables en cuanto a la deposición media de cloruro atmosférico, según la experiencia en Gran Canaria, Tenerife y Fuerteventura, es posible estimar la recarga, en este caso sin necesidad de corrección del efecto de ladera (Custodio, 2010; Custodio y Jódar, 2016) ya que la mayoría de las muestras son de nacientes cuya recarga se hace localmente. Esto se confirma con la composición isotópica del agua subterránea. El contenido en $\delta^{13}C$ del carbono inorgánico disuelto muestra un origen edáfico del CO_2, una vez que la influencia del pH en el fraccionamiento isotópico ha sido corregida (Custodio y Manzano, 1990; 1992)

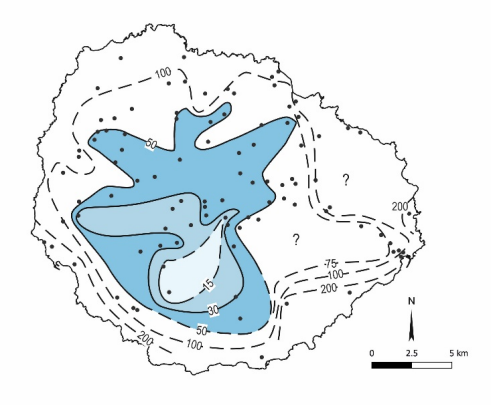


Figura 6.4.11-5 Contenido en ion cloruro en mg/L Cl, del agua subterránea de la isla de La Gomera, Islas Canarias, a moderada profundidad bajo el nivel freático, en el entorno de 1990 (Custodio y Manzano, 1990; 1992).

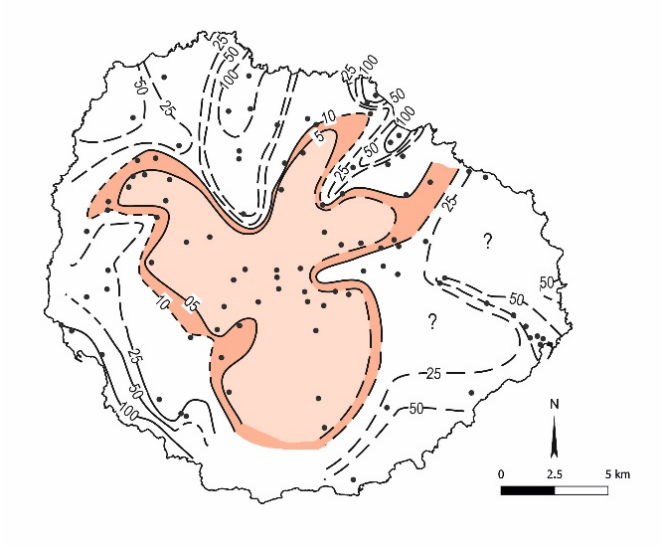


Figura 6.4.11-6 Contenido en ion sulfato en mg/L SO4, del agua subterránea de la isla de La Gomera, Islas Canarias, a moderada profundidad bajo el nivel freático, en el entorno de 1990 (Custodio y Manzano, 1990; 1992)

Anecdóticamente, para el primer viaje de Cristóbal Colón en búsqueda de tierras al W, que llevó al descubrimiento de América, se partió, como último puerto, del de San Sebastián de la Gomera (La Villa de Palmas), el 4 de septiembre de 1492. El avituallamiento de agua se hizo a partir de un pozo que según las referencias locales aún existe, cerca de la llamada Torre del Conde, en los depósitos aluviales del tramo final del Barranco de La Villa, que drena escorrentías y nacientes de los macizos basálticos de La Gomera y Enchereda.

6.4.12 Canarias Occidentales: Isla de El Hierro

La isla de El Hierro es la más pequeña y occidental del Archipiélago Canario. Tiene una superficie de 280 km^2 y 1501 m de altura. Su relieve es agreste (Figura 6.4.12-1)



Figura 6.4.12-1 Vista general de El Hierro.

La isla de El Hierro es geológicamente la más reciente de las Islas Canarias. Se trata de un punto caliente en el que se emite magma del manto profundo casi sin contaminar por material cortical (García-Yeguas et al., 2014). Es la parte emergida de un edificio volcánico que se asienta sobre un fondo oceánico a unos 3500-4000 m de profundidad, con un contorno circular de unos 90 km de diámetro. Está conformada por grandes deslizamientos que dejan algunas áreas llanas costeras (Figura 6.4.12-2) en las que se acumulan lavas de erupciones recientes. Es volcánicamente activa, con la última manifestación en 2011-2012 como un volcán submarino frente a La Restinga, en el SE (Figura 6.4.12-3) y crecimiento de unos 300 m sobre el fondo marino (Pérez et al., 2014; Padilla et al., 2013).

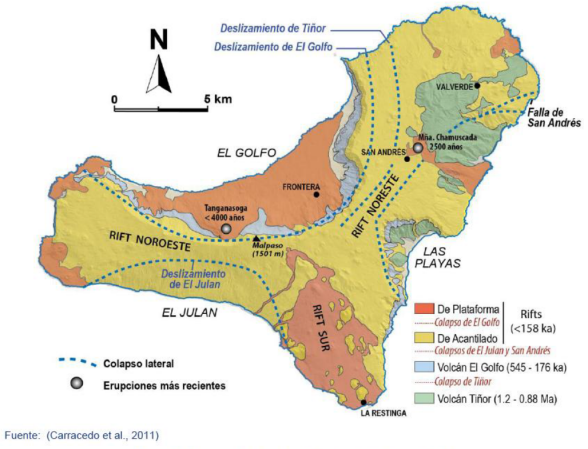


Figura 6.4.12-2 Geología y estructura de la isla de El Hierro (Carracedo et al., 2011)

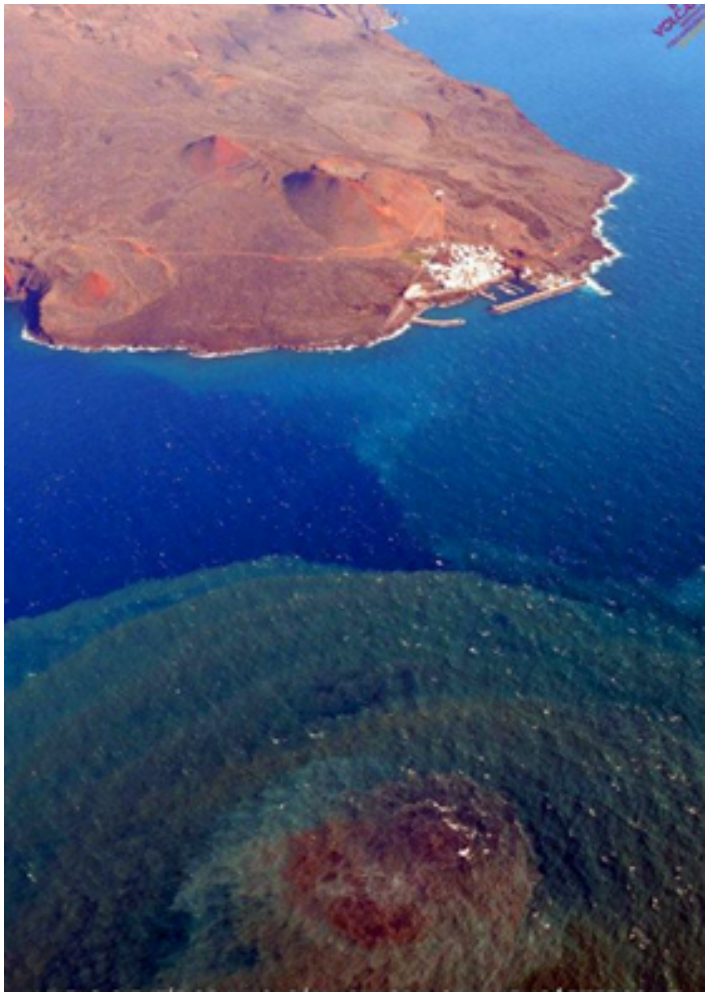


Figura 6.4.12-3 Erupción submarina al S de La Restinga (2011-2012), El Hierro, tomada en un vuelo científico del INVOLCAN con la Unidad de Helicópteros de la Guardia Civil - Zona de Canarias. Se aprecia en la mancha en el mar la salida de roca temporalmente flotante (pumitas a las que se denominó localmente restingolitas) a causa de ser clastos muy vesiculares.

La alimentación magmática bajo la isla apunta a la presencia de pequeños reservorios entre 14 y 30 km de profundidad (Stroncik et al., 2009), que concuerdan con los datos sísmicos obtenidos en la erupción submarina del 2011 en la zona de la Restinga, entre 10 y 25 km (Gonzales et al., 2013).

La morfología y estructura de la isla viene condicionada por un sistema regular de tres hendiduras (rifts) y por deslizamientos gigantes laterales entre los brazos de los rifts, que explica la forma de pirámide triangular de la isla, con lados arqueados formando ensenadas y flancos de acusadas pendientes (Carracedo et al., 2001). Así, la geología superficial de El Hierro es el resultado de tres ciclos volcánicos interrelacionados de construcción y destrucción subaérea de: 1- edificio Tiñor (1,12-0,88 Ma), 2- edificio El Golfo-Las Playas (545-176 ka) y 3- volcanismo de hendidura (rift) (158 ka–actualidad). Estos edificios se construyeron en 1,12 Ma, creciendo hasta niveles inestables, colapsando lateralmente y generando grandes depresiones, de modo que los edificios volcánicos subsiguientes se desarrollaron anidados en la cuenca de colapso

precedente (Guillou et al., 1996; Carracedo et al., 1999, 2001). Los materiales son lavas básicas entre picritas y tefritas y entre nefelinitas y traquitas.

Entre los episodios de crecimiento se han producido varios grandes deslizamientos gravitacionales de los flancos de los edificios volcánicos (Figura 6.4.12-4). Destacan los del edificio Tiñor (hace 880 a 545 ka) y de El Golfo (≈130 a 39 ka, quizás algunos de 13 ka?) (Carracedo et al., 2001; Gee et al., 2001, Longpré et al., 2011; Masson et al., 2002; Cabrera et al., 2019).

El edificio Tiñor es el núcleo emergido más antiguo de la isla de El Hierro. Ocupa la zona noreste de la isla, alcanzando 1137 m en la cima del cono volcánico de Ventejís, en la pequeña altiplanicie de Nisdafe. Su crecimiento fue rápido e ininterrumpido entre hace 1,12 a 0,88 Ma y al final se originó el primer deslizamiento lateral gigante de la isla. Después de unos 350 ka de reposo surgió el edificio volcánico de El Golfo, que creció anidado en el deslizamiento del edificio Tiñor, en discordancia angular, extendiendo la isla hacia el oeste y sobrepasando los restos del volcán anterior hacia el E y SE. Es el mayor volcán en escudo en la evolución de El Hierro, con unos 20 km de diámetro en la base y 2000 m de altura. Apenas quedan vestigios visibles, porque la mayor parte deslizó hacia al océano y el resto está recubierto por las erupciones más recientes. La última etapa volcánica de El Hierro está conformada por numerosos conos estrombolianos situados en los tres rifts desde los que se emiten multitud de lavas que cubren en gran medida a los dos volcanes anteriores. En las áreas costeras las lavas forman acantilados (cantiles) o bien plataformas. Estas plataformas dan lugar a las denominadas localmente "islas bajas" (elevaciones aisladas unas de otras), resultantes de la actividad volcánica más reciente de la isla, con posterioridad al último máximo glacial, hace unos 16 ka. En esta fase, el edificio insular se volvió muy inestable, posiblemente por la intensa inyección de diques en las hendiduras. Se produjeron varios colapsos laterales que dieron lugar a las depresiones de El Julán (al SW) y El Golfo (al N), el sistema de fallas escalonadas de San Andrés y el colapso menor de Las Playas. El último colapso lateral es el de El Golfo, quizás formado en dos procesos, uno hace unos 134 ka, en el máximo del glacial Riss, y el otro hace 21 ka, simultáneo con la última glaciación (Würm), afectando a las coladas de relleno de El Golfo en el flanco submarino. La cicatriz de este deslizamiento puede observarse tanto en cabecera en (con una cota máxima de 1501 m en el Pico Malpaso) como en el talud submarino de la isla hasta profundidades de 3000 a 3200 m. Los escarpes de la cabecera superan los 1000 m de desnivel, mientras que los escarpes laterales en el talud sumergido alcanzan los 600 m. Los materiales movilizados se expandieron por una superficie de más de 1500 km^2, alcanzando recorridos de >65 km desde la línea de costa.

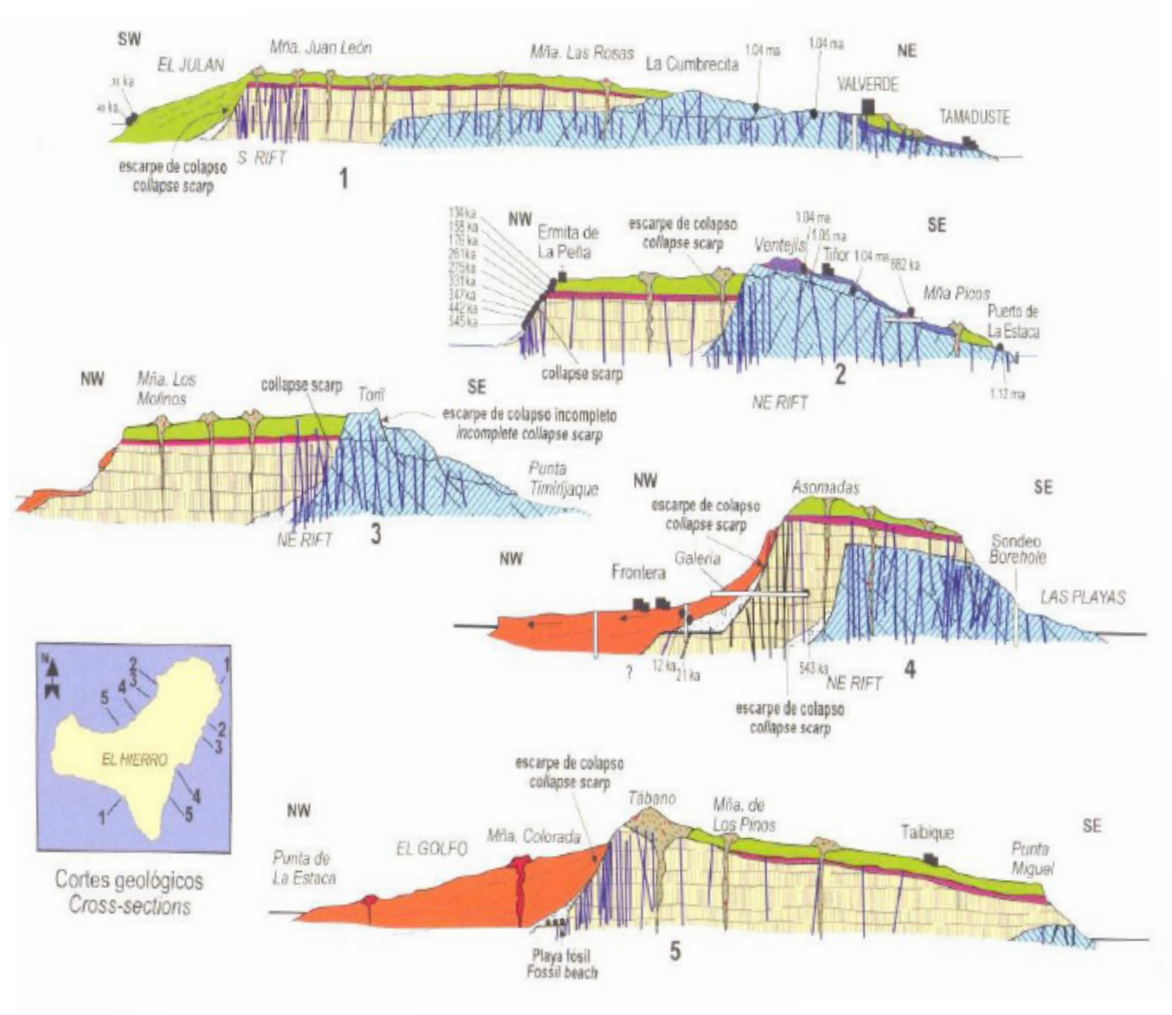


Figura 6.4.12-4 Cortes geológicos de la isla de El Hierro, con atención a los grandes deslizamientos (Carracedo et al., 2001). Los colores indican: Volcán Tiñor, azul basaltos, violeta lavas con xenolitos del volcán Ventejís; Volcán El Golfo, amarillo basaltos, morado traquitas; volcanismo de los rifts, verde lavas, naranja lavas post-colapso de El Golfo.

La precipitación media en la isla de El Hierro es de 10-500 mm/a en las cumbres de El Golfo y de 300-350 mm/a en el fondo del Valle de El Golfo, con lluvia de octubre a abril y muy escasa de mayo a septiembre (Poncela y Skupien, 2016).

El Golfo es un área de singular importancia para la isla, donde se concentra una parte importante de la actividad humana. Véanse las Figuras 3.4.6 a 3.4.10 de la Sección 3.4.2 del Capítulo 3.

El agua ha sido un recurso muy limitado en El Hierro. Es debido a la gran permeabilidad superficial que limita la escorrentía, la alta transmisividad de las formaciones hidrogeológicas y la ausencia de formaciones menos permeables en profundidad que favorezcan la aparición de nacientes (manantiales) importantes. El abastecimiento de la población rural ha dependido en parte del almacenamiento del agua de lluvia en aljibes. Los intentos de aprovechar reservas de agua subterránea

mediante galerías resultaron fallidos por no llegar a intersectar el nivel freático y los pozos costeros se salinizaban rápidamente.

Según la Planificación Hidrológica de 1999 (PHEH, 1999), existen 49 obras de captación de agua subterránea: 6 galerías convencionales, 24 pozos simples, 13 pozos con galería de fondo y 6 galerías en trancada, además de 14 nacientes. De ellas sólo 5 obras están operativas (Figura 6.4.12-5) y extraen 2,2 hm^3/año, de una recarga estimada groseramente en 27 hm^3/año. Los pozos con galerías de fondo son obras de captación de aguas subterráneas, abiertas con una perforación vertical en cuyo fondo se inicia una o varias perforaciones horizontales, mientras que las galerías en trancada son perforaciones que se inician en un tramo descendente, hasta alcanzar el nivel del mar, donde continúan con un tramo horizontal (Hawaii se denominan pozos Maui). Hay obras por toda la isla, aunque están fundamentalmente concentradas en la zona de El Golfo. El acuífero se encuentra en materiales muy permeables (Figura 6.4.12-6) y los pozos pueden ser productivos con agua de calidad en los primeros momentos, pero que se saliniza en el tiempo por intrusión marina, principalmente por conos salinos ascensionales. El pozo galería de Los Padrones constituye la excepción. Los nacientes presentan caudales muy escasos y algunos se utilizan para usos ganaderos. Existen 30 sondeos perforados en la plataforma costera del acuífero de El Golfo en la década de 1970. Estos sondeos se realizaron con fines de reconocimiento por el Servicio Geológico de Obras Públicas, que se estudiaron en parte para conocer las condiciones de existencia de agua marina en profundidad. Los niveles de agua y los muestreos del agua subterránea y registros verticales de conductividad eléctrica y temperatura mostraban niveles freáticos naturales muy próximos al nivel del mar y estratificación salina, que se inicia con agua entre poco a bastante salobre. Es una situación característica de un acuífero espeso, transmisor y con poca recarga (cuenca pequeña y semiárida).



Figura 6.4.12-5 Ubicación de cuatro pozos (tres en explotación: Padrones, Tigaday y Frontera, con 55 L/s) y cuatro nacientes (manantiales) de escaso caudal (Poncela y Skupien, 2016).

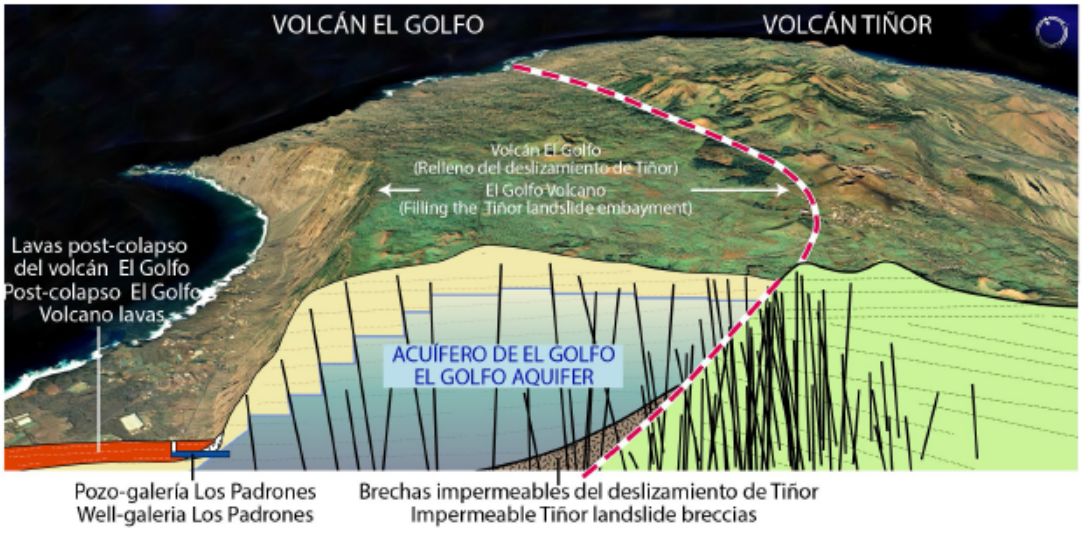


Figura 6.4.12-6 Esquema y sección longitudinal del acuífero de El Golfo, condicionado por los deslizamientos de los Edificios Tiñor y El Golfo (tomada de Carracedo, 2008). El escalonamiento de los niveles de saturación de agua está posiblemente exagerado y es hipotético, al carecer de datos en sondeos piezométricos profundos. Cabe la posibilidad de un cuerpo de agua subterránea con reservas notablemente menores y niveles más profundos. Gran parte de la recarga se realiza en la meseta superior (Llanos de Nisdafe), de dimensiones reducidas.

El pozo Los Padrones es la captación más productiva de la isla. Se extraen unos 1,1 hm^3/a. Se partió de un pozo ya existente de 52 m de profundidad y 3 m de diámetro, penetrante hasta el nivel del mar, en cuyo fondo se excavó entre 1992 y 1996 una galería dirigida hacia la pared de El Golfo, de 1011 m de longitud, pendiente del 2‰ y sección de 2 m x 2,5 m (Servando, 1998). La galería tiene tres cierres, coincidentes con diques a 638 m (dique reconstruido fijo con paso de tubería y posibilidad de cierre en tubería), 450 m (cierre 1 o intermedio) y 200 m (cierre 2) del recorrido de la galería. Los cierres 1 y 2 son compuertas operables. La altura de agua en el cierre 1 fue de 23 m y de 9 m en el cierre 2. El gradiente hidráulico es del 1%. En los primeros 195 m de la galería se encuentra una potente capa de lava perteneciente al volcanismo de rift, posiblemente una acumulación a pie de cantil. Después de un contacto discordante, siguen materiales pertenecientes al edificio El Golfo, inyectados por numerosos diques con orientación predominante NE-SW (Servando, 1998).

Se tiene una buena observación de niveles dentro del Pozo Los Padrones. Del análisis de curvas de agotamiento en los dos cierres más profundos de la galería y de la recuperación tras los cierres de compuertas, se obtiene una difusividad hidráulica (T/S) de 4000 m^2/día para el cierre 1 y 8000 m^2/día para el cierre 2 (Poncela y Skupien, 2016). Admitiendo una porosidad drenable (porosidad eficaz a la escala del agotamiento) S = 0.5% a 3%, se obtiene una transmisividad entre 80 y 150 m^2/día para el macizo.

Las aguas subterráneas no afectadas por intrusión marina tienen una conductividad eléctrica entre 270 y 400 µS/cm y entre 30 y 40 mg/L Cl, con la relación SO_4/Cl esperable de la deposición atmosférica. Esto está de acuerdo con una recarga que puede estar entre 0,1 y 0,5 de la precipitación. Esta agua es pobre en Ca y Mg, pero tiene un claro exceso de Na relativo al Cl y el agua es bicarbonatada sódica (Figura 6.4.12-7). Esto indica un tiempo de renovación suficientemente largo para que haya avanzado la relación agua-roca, aunque el contenido de 20-30 mg/L de SiO_2 no indica tiempos muy largos. El contenido en bicarbonato está en torno a 100 mg/L, con pH algo básico, pero en el lado NW puede crecer hasta 550 mg/HCO_3 y 140 mg/L Na. Esto está de acuerdo con la característica notablemente bicarbonatada sódica del agua del Pozo de La Salud, en el antiguo balneario de Frontera, aunque en este caso se superpone una cierta contaminación marina natural, posiblemente facilitada por convección térmica.

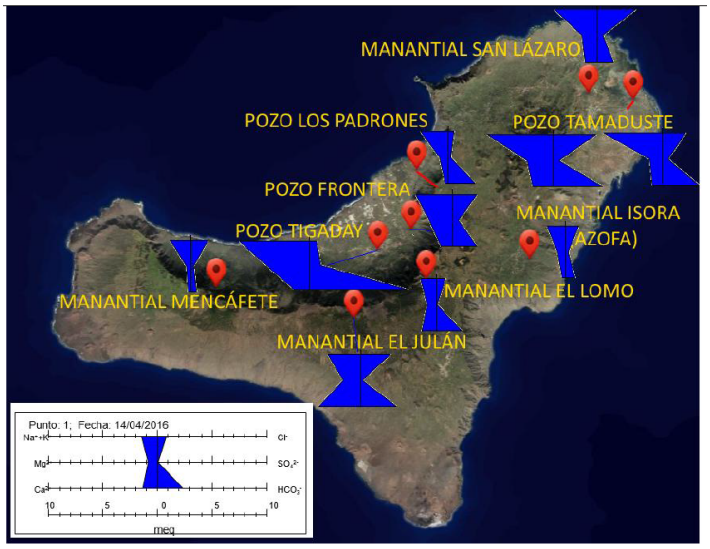


Figura 6.4.12-7 Disgramas de Stiff modificados para las aguas subterráneas de El Hierro (Poncela y Skupien, 2016). La existencia de agua subterránea en el N del Valle de El Golfo con cantidad y calidad diferentes a la captada en el resto del Valle se atribuye a la existencia de brechas muy poco permeables originadas en el deslizamiento sufrido por el edificio Tiñor (Carracedo, 2008).

El acuífero costero de El Golfo está muy influenciado por el bombeo. La intrusión marina por conos salinos ascensionales se desarrolla rápidamente si el bombeo es continuo, de modo que las aguas bombeadas pasan de bicarbonatadas sódicas si no hay bombeo a cloruradas sódicas, con un notable aumento de la conductividad eléctrica. No ocurre en el pozo-galería Los Padrones, de composición química relativamente estable, ya que se controlan los niveles de agua para evitar la contaminación marina.

Los análisis de isótopos estables del agua permiten deducir, en primera aproximación, una altura de recarga preferente entre 800 y 1400 m para los pozos muestreados en el Valle de El Golfo y entre 1000 y 1100 m para el pozo Los Padrones. El contenido en $\delta^{18}O$ varía entre -3‰ en la costa y -5‰ en cumbres (Poncela y Skupien, 2016). El exceso de deuterio es d = +15‰, que es lo característico de la lluvia en el área de Canarias (Custodio y Naranjo, 2012), aunque hay muestras de nacientes con d hasta +20‰, lo que puede ser debido a lluvias de un cierto momento cuando el tiempo de renovación en el acuífero es muy breve.

Para el conjunto de la isla, el contenido en tritio del agua permite diferenciar sistemas hidrogeológicos regionales sin tritio medible y sistemas locales con tiempos de renovación rápidos y poca interacción agua-roca (Poncela y Skupien, 2016). Las primeras son las de los pozos y las segundas las de los manantiales, lo que concuerda con los tiempos de renovación antes comentados.

En el Plan Hidrológico 2005–2006 se menciona que la calidad del agua subterránea en la parte occidental tiene salinidad alta, lo que es explicable climáticamente, además de por aporte de CO_2 geogénico. Casi todos los pozos periféricos tienen afección salina.

Los valores promedios de la conductividad eléctrica son inferiores a 2 mS/cm, excepto en el Pozo La Salud, en el NNE, donde se llega naturalmente a 10 mS/cm. Se trata de agua bicarbonatada sódica con CO_2, en un área de malpaíses recientes.

Para el abastecimiento urbano se dispone del Pozo de Los Padrones y una desalinizadora de agua marina cerca del aeropuerto, que está integrada energéticamente con una central termoeléctrica con bombeo reversible. Hay otras desalinizadoras menores en El Cangrejo, La Restinga y El Golfo.

En la plataforma costera de El Golfo, para el desarrollo de agricultura de regadío de alto valor se perforaron varios pozos de los que inicialmente se extraía agua moderadamente salobre, pero que pronto se hacía salobre y no permitía ya el cultivo en condiciones deseables.

La captación de agua de niebla interceptada por la vegetación arbórea es una forma anecdótica de abastecimiento en cumbres, que utilizaron los aborígenes (bimbaches) y que ha dado origen a leyendas, como la del árbol del agua o garoé (Figura 6.4.12-8).



Figura 6.4.12-8 Captación de agua de niebla interceptada por la vegetación arbórea que utilizaron los aborígenes (bimbaches) y que ha dado origen a leyendas, como la del árbol del agua o garoé..

6.5 Macaronesia Sur: Islas de Cabo Verde

6.5.1 Características generales

El archipiélago de Cabo Verde consiste en 9 islas (Figura 6.5.1) habitadas, en un área de clima entre árido y semiárido, aunque las partes altas son lluviosas a causa de la interceptación de los vientos alisios.

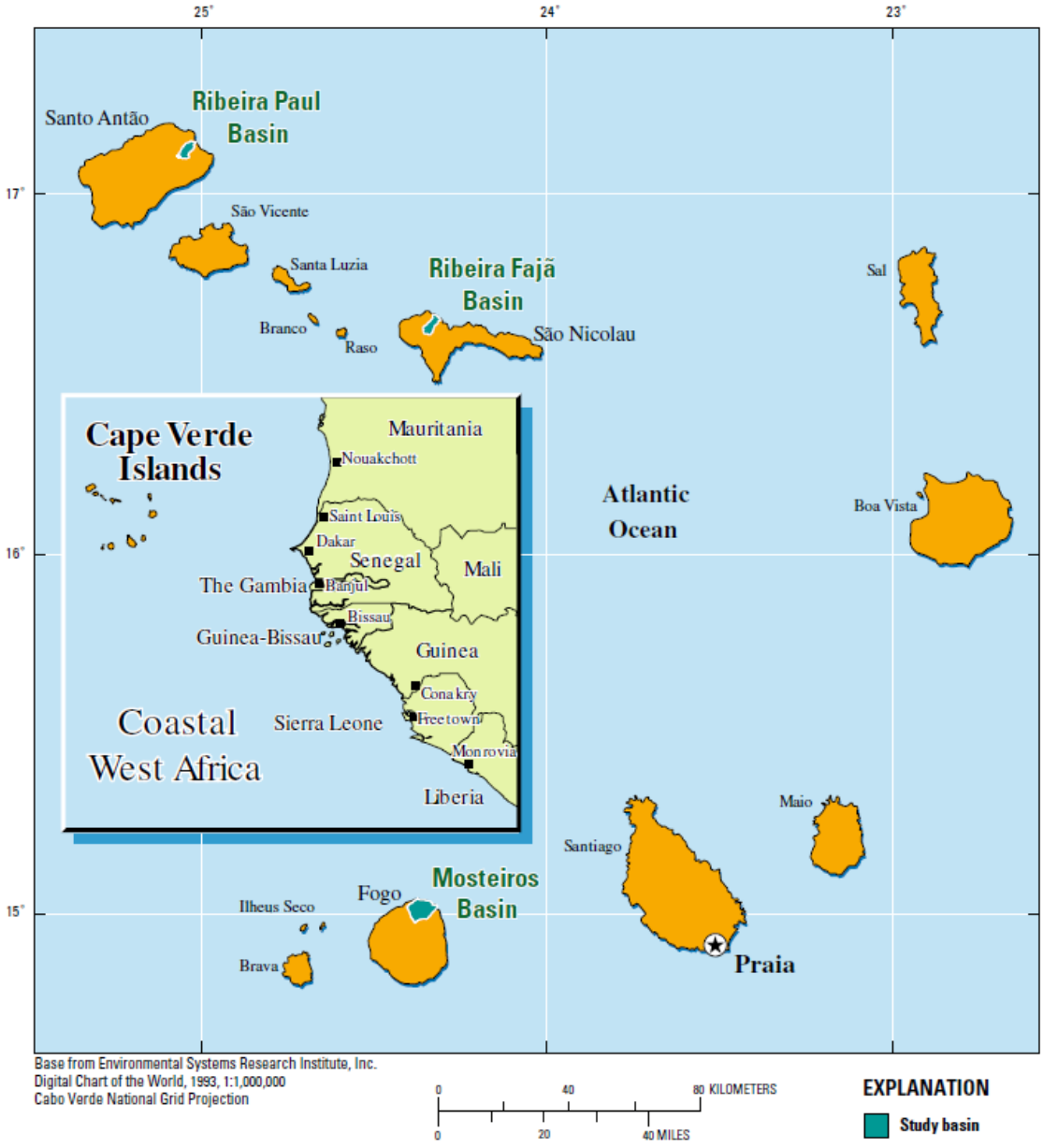


Figura 6.5.1 Situación e islas del archipiélago de Cabo Verde.

6.5.2 Características geológicas

Las islas de Cabo Verde corresponden a la actividad volcánica asociada a un punto caliente oceánico, frente a las costas africanas de Senegal y Mauritania. Unas son escudos basálticos antiguos sin actividad, otras están activas, con erupciones recientes y actuales (Figura 6.5.2), como en Ilha do Fogo (Figura 6.5.3). Las islas orientales se originaron hace 10-20 Ma y las occidentales <8 Ma. El flujo de calor oceánico en Cabo Verde es 0,045 ±0,003 W/m^2 fuera de la hendidura (rift) y 0,064 ± 0,004 W/m^2 en el máximo del geoide. La placa tectónica tiene 30 km de espesor y 125 Ma de edad, sin anomalía térmica. Existe una cartografía geológica a escala 1:100.000 realizada por los Servicios Geológicos de Portugal.

Desde 1500 se han producido 27 erupciones en Ilha do Fogo, la más activa de la Macaronesia, lo que supera a las 16 erupciones en Canarias (en Tenerife, Lanzarote, La Palma y El Hierro). La última erupción fue el 25-11-2014 (Figuras 6.5.4 y 6.5.5), emitiendo 53.000 t de SO_2 en las seis primeras semanas (descendiendo de 1600 a 300 t/d), frente a 14.000 t/d en toda Europa (datos INVOLCAN). Véanse las Figuras 3.2.13 y 3.3.10 de las Secciones 3.3.2 y 3.3.3 del Capítulo 3.

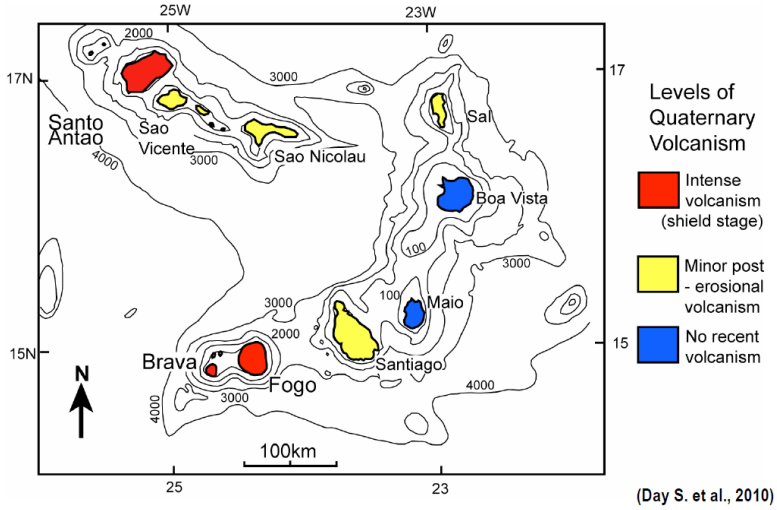


Figura 6.5.2 Estado de la actividad volcánica en el Cuaternario en el archipiélago de Cabo Verde.

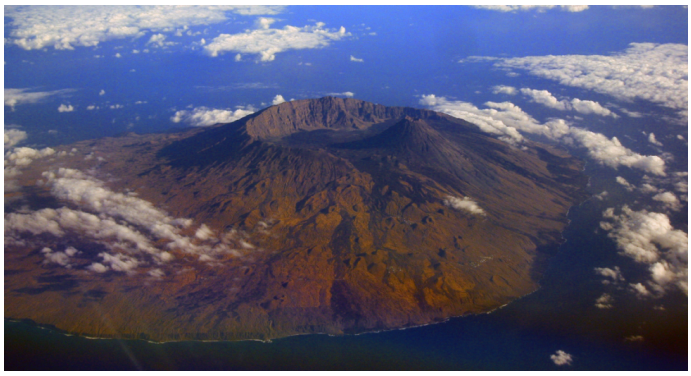


Figura 6.5.3 Vista general del volcán de Ilha do Fogo y su cráter.



Figura 6.5.4 Emisión de cenizas y gases volcánicos durante la erupción de 25-11-2014 en el volcán de Ilhla do Fogo.



Figura 6.5.5 Emisión de gases volcánicos tras la erupción de 25-11-2014 en el volcán de Ilha do Fogo y malpaís de lavas al pie.

La desgasificación hace decrecer el $\delta^{18}O$ en el magma, que tiene 0,4-0,5% en peso de H_2O y 0,02% en el vidrio resultante.

6.5.3 Consideraciones hidrogeológicas

Las características hidrogeológicas son notablemente variables de una isla a otra y dentro de una misma isla, como sucede en los otros archipiélagos. Por eso es difícil hacer extrapolaciones.

La precipitación está muy influida por la altitud, la orientación y la morfología, como muestra la Figura 6.5.6. En la isla de Santiago varía entre 170 mm/a en áreas bajas y 320 mm/a en cumbres (Carreira et al., 2007).

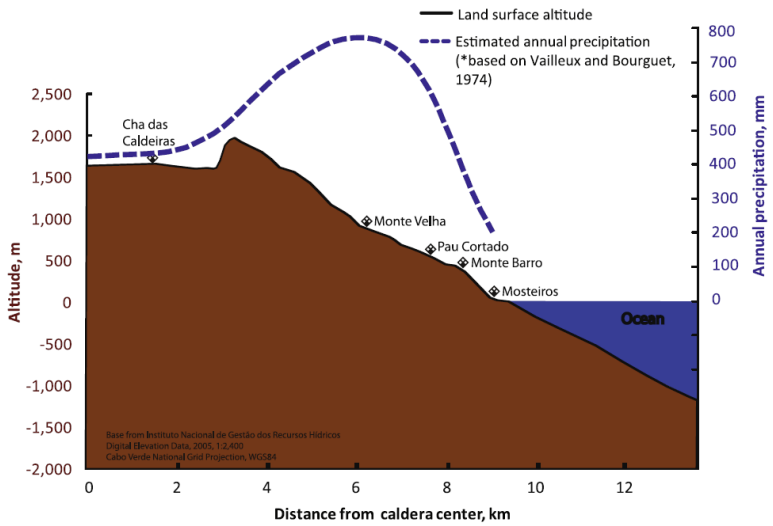


Figura 6.5.6 Altitud y precipitación media anual estimada a lo largo de un transecto N-S de la cuenca de Mosteiros, en la isla de Fogo, entre la caldera de Chã das Caldeiras y el mar.

Buena parte de los relativamente poco numerosos estudios hidrogeológicos disponibles se apoyan en métodos geofísicos (Monteiro Santos et al., 2006; Descloitres et al., 2000). Son escasos los sondeos profundos y los estudios a escala de detalle. Pina et al. (2005) aportan comentarios generales y Carreira et al. (2010) un estudio de la isla de Santiago,

Las formaciones de mayor interés hidrogeológico de la isla de Santiago es el complejo eruptivo Pico Antonia, con facies continentales y submarinas, y después la formación Monte das Vacas y formaciones sedimentarias del cuaternario reciente (Carreira et al., 2007). La base impermeable es el complejo eruptivo interno antiguo, muy alterado (formaciones Flamengo y la brecha complementaria).

En los complejos puede haber >600 diques/km de >3m de grosor, lo que supone hasta el 10% de la roca. Esto reduce la conductividad hidráulica k en 4 órdenes de magnitud o más, que es muy baja en los basaltos profundos. Los basaltos post-escudo y de rejuvenecimiento pueden tener k <0,01-0,25 m/d en estratovolcanes. El valor de k a nivel insular varía entre 0,004 y 0,01 m/d.

6.5.4 Consideraciones hidrogeoquímicas e isotópicas

La aridez climática, unida a la mayor influencia del aerosol marino, hacen que la recarga tenga una elevada mineralización, debida a la evapoconcentración. En la parte alta agua de la isla de Santiago el agua es del tipo Na-HCO_3 y la salinidad crece hacia abajo, hasta 9,4 g/L (Carreira et al., 2007).

Los isótopos estables de la precipitación de las islas de Cabo Verde muestran un claro efecto de altitud (Gonfiantini et al., 2001). En las aguas subterráneas domina la marca de la lluvia de gran altitud poco fraccionada isotópicamente por evaporación, con poca

influencia geotérmica (Heilweil et al., 2009). La relación isotópica del helio R = $^3He/^4He$ respecto a la relación atmosférica R_a es R/R_a = 8,3, de acuerdo con un origen del manto. El contenido en tritio es bajo, lo que corresponde a tiempos medios de renovación de más de 50 años en diversos acuíferos (cuenca de Ribeira Fajã en la isla de São Nicolau), aunque otros tienen contenidos altos que delatan más rápida renovación y mezcla, como en las cuencas de Mosteiros, en la isla de Fogo, y Ribeira Paul en la isla de Santo Antão.

6.5.5 Recursos de agua subterránea

Según la Agencia Nacional del Agua, el 85% del agua utilizada en el archipiélago es de origen subterráneo, el 15% es de desalinización y sólo una pequeña parte es de origen superficial. Según Lobo de Pina (2018), se extrae en total 5,4 hm^3/a de agua subterránea, mediante 223 sondeos, 29 pozos, 9 nacientes, 1 galería. En Ilha Santiago, 3,9 hm^3/a son de desalinización, 5,4 hm^3/a agua subterránea y 3,25 hm^3/a agua superficial, con un total de 12 hm^3/a. La intrusión marina penetra hasta 4 km, no hay ríos permanentes y se produce escorrentía si caen >25 mm de lluvia en el día. La precipitación media es de 565 mm/a, entre >1000 mm/a en la cumbre, donde hay neveros, y <100 mm/a en la costa.

En las formaciones antiguas poco permeables de Cabo Verde se produce escorrentía en los eventos intensos de lluvia, que se tratan de retener mediante presas de embalse, pero se aterran pronto ya que hay una notable erosión de suelos pobres y con frecuencia deforestados y sobre-pastoreados. Tras los aterramientos se trata de recrecer la presa, si es posible. El relleno es poroso y puede contener agua, si el nivel freático lo permite. Esta agua se puede captar mediante un dren aguas arriba de la presa, como se hace en Fuerteventura (Islas Canarias) y también en Namibia, Zimbabwe, Botswana y Kenya (Andreini y Bourguet, 1984). En el caso de Camarões, en la isla de Santo Nicolau, se obtiene aproximadamente 1 L/s.

La gestión del agua, principalmente la de nacientes, pozos someros y las escasas escorrentías superficiales, sigue reglas locales tradicionales controladas por la población para marcar prioridades y actuaciones, pero en las últimas décadas hay una gran tendencia a la intervención pública (Haagsma, 1985).

6.6 Islas del Atlántico Norte: Islandia

En el Atlántico Norte se encuentra la relativamente extensa y compleja isla volcánica de Islandia. Tiene volcanismo de punto caliente, que afecta un radio de 150 km, con un sobrecalentamiento de 300-600 ºC. Las formaciones volcánicas tienen de 100 a >400 m de espesor.

Islandia tiene una población relativamente pequeña. La agricultura es casi inexistente. La precipitación es relativamente abundante. Son numerosos los manantiales permanentes, con lo que no hay problemas de abastecimiento de carácter general, a pesar de utilizar 1200-1800 L/d per cápita, salvo los de calidad por contaminación asociada al volcanismo y locales de tipo urbano y poblacional. Son muy numerosas las manifestaciones hidrotermales, que se utilizan intensivamente para calefacción, generación de energía eléctrica y servicio a instalaciones termo-balnearias. En este campo se han realizado numerosos estudios y trabajos desde hace más de medio siglo, muchos de los cuales han sido pioneros en ese campo y han sentado principios científicos, como los también realizados en Italia y en Nueva Zelanda (Sección 2.7 del Capítulo 2).

En relación con el Mapa Hidrogeológico de Europa, realizado por el Instituto Geológico de Alemania para la UNESCO y la Asociación Internacional de Hidrogeólogos, se preparó la cartografía y la memoria correspondiente a Islandia (Hjartarson et al., 1980). El volcanismo es de dorsal centro-oceánica. Los volcanes son de lavas y de tefra. Dominan las lavas basálticas y palangoníticas, con escasas rocas ácidas e intermedias de volcanes centrales de riolita y andesita, raros depósitos de ignimbritas y pocos sedimentos intercalados de <1 m de potencia. Hay muchas intrusiones. Dominan los diques. Las lavas del Terciario están en capas regulares, con intercapas de <1 m de espesor, sólo interrumpidas por los volcanes centrales enterrados. La estratificación es irregular, con tectónica local y diques de petrología variable. Sufren gran zeolitización y alteración hidrotermal. Abundan los depósitos pleistocenos de época fría, con erosión glaciar y volcanismo subglaciar con lavas almohadilladas a gran profundidad y tefra de palangonita a poca profundidad, a veces con una almohadilla en el núcleo. Una erupción bajo hielo da hialoclastita (roca vítrea fragmentada), que puede formar colinas alargadas. En la época de glaciación se encuentran morrenas y palangonitas y lavas en época cálida sin hielo. La roca joven está sana, pero presenta alteración y más erosión cuanto mayor es la edad. Se conservan volcanes y calderas cruzadas por aglomerados de diques. Es frecuente encontrar alta temperatura.

Las características hidráulicas de la roca son muy variables. La palangonita antigua es muy poco permeable y las almohadillas son muy permeables. La conductividad hidráulica k disminuye con la edad por mineralización secundaria y la roca se hace más compacta. La compresión impermeabiliza, tanto más cuanto mayor la k inicial. Si los diques son compactos, actúan como barreras al flujo, pero tienden a facilitar el flujo del

agua según su orientación. Hay una mineralización secundaria por calor y presión, tanto más cuanto mayor la edad, irregularmente. Parece dominar el efecto del grado de erosión, que es mayor donde llueve más y hay más glaciares. Muchos volcanes son domos de erupciones freáticas. Los diques activos aumentan k y están en relación con volcanes centrales y zonas de alta temperatura. Los manantiales grandes suelen coincidir con lineaciones de diques. Se conocen mal las divisorias de aguas subterráneas, que pueden diferir de las de aguas superficiales.

Algunos valores de la conductividad hidráulica horizontal k son: k = 100 m/d para lava compacta y k = 10.000 m/d para escoria. Hay grandes manantiales de hasta 20-30 m^3/s. Los ríos desaparecen en las lavas. El agua circula por escorias bajo la lava o por grandes fisuras, pero no por túneles. En general es $k_h >> k_v$ para los valores según la horizontal h y la vertical v.

La escorrentía varía entre 25 y 140 $L/s/km^2$ (780 a 4400 mm/a) para una precipitación P = 4000 a 5000 mm/a, con un valor medio de 55 $L/s/km^2$ (170 mm/a). La escorrentía es directa donde la roca es compacta y la densidad de drenaje es alta. Se pueden formar represas de hielo, que dan avenidas al romper. Los ríos de manantiales en lavas jóvenes no se hielan y rara vez producen avenidas, mientras que lo hacen los ríos de fusión de hielo glacial, que acaban depositando arena y tienen un trazado anastomosado.

Hay explosiones por volcanes o agua caliente subglaciares a causa de cámara de agua fundida, con valores hasta más de 10.000 m^3/s, que duran 1-2 semanas, con pico de crecida muy agudo, en cualquier momento del año, y volúmenes totales de varios km^3.

Hay lagos volcánicos por cierre de valles por lava o palangonita y en cráteres (maares) y calderas.

El gradiente geotérmico es de 40 °C/km, hasta 160 °C/km en áreas específicas y de volcanismo reciente, pero con claro enfriamiento por el agua fría que fluye por formaciones de alta transmisividad T >1000 m^2/d, hasta 40.000 m^2/d. El agua fría contiene 200-400 mg/L de sólidos disueltos. Hay manantiales costeros de >1000L/s, que quedan sumergidos en marea alta.

La intrusión de magma a 1000-3000 m de profundidad hace que el agua esté a 250 °C, con depósitos de anhidrita masiva a 400 m de profundidad depositados por el agua marina, que hacen de cobertera (caprock) en formaciones de permeabilidad intrínseca k_o = 1-150 mdarcy.

La mayoría de los manantiales calientes y áreas termales están en relación con diques, fallas y fisuras que actúan de drenes. Los geysers son variables, de vida corta y están muy afectados por terremotos. Hay fuentes carbónicas independientes de la actividad volcánica reciente, otras asociadas a áreas de alta temperatura y otras de vida corta y mofetas que acompañan a las erupciones volcánicas. La geotermometría ha sido estudiada con detalle (Arnorsson et al., 1983a; 1983b) y las características del agua en

sondeos profundos de hasta 2000 m en península de Reykjanes (Kadko et al., 2007). En la planta electrogeotérmica de Svartsengi se trata de 71% de agua marina. Para determinar el tiempo de residencia del agua a alta temperatura, que tiene bajo pH y disuelve roca, el geotermómetro utilizado es la relación $^{228}Ra/^{226}Ra$ en el agua, que en equilibrio debe igualar a la relación en el basalto.

Hay estudios de detalle de cómo el agua meteórica interacciona con el basalto. Entre 25 y 60 °C la disolución sigue una ley lineal. El vidrio basáltico se disuelve casi estequiométricamente 10 veces más deprisa que el basalto cristalino, que lo hace incongruentemente (Gislason y Eugster, 1987). También hay estudios del origen del Cl y del B (Arnorsson et al., 1995) y del riesgo de contaminación antrópica (Kiernan et al., 2003).

En el volcán Surtsey, activo en 1963-1967, después de 20 años la superficie cerca del cráter tiene temperaturas hasta 250 °C, que decrecen a la tasa de 1 °C/a (Lachassagne et al., 2006). Está formado por 80% de tefra subaérea que evoluciona a toba muy palangonitizada compacta.

Las islas Faroe forman un archipiélago en el Atlántico de Norte. Tienen 1400 km^2 y altura máxima de 882 m. De ellas, 18 están habitadas. Son de basalto subaéreo de meseta del Paleoceno-Eoceno con >3000 m de espesor, en capas de hasta 20 m. La permeabilidad puede ser alta, pero con poco almacenamiento. No hay acuíferos importantes ni pozos. La mayoría de manantiales se originan en basaltos, con TDS < 100 mg/L (Hjartarson et al., 1980).

6.7 Islas atlánticas occidentales: Fernando de Noronha

En la costa atlántica de Brasil hay un grupo de pequeñas islas en relación con la extensión del Océano Atlántico, la mayor de las cuales es la de Fernando de Noronha (Figura 6.7.1). Sus características geológicas e hidrogeológicas fueron estudiadas por Almeida (1955; 1974; 2006) y Rebouças et al.)1998). La isla y las isletas suman 26 km^2. La precipitación media P es de 1414 mm/a. Siempre es ETP < P, excepto en agosto, cuando se produce un excedente. Hay manantiales y embalses en cauces temporales.



Figura 6.7.1 Ubicación de las islas volcánicas del grupo de Fernando de Noronha.

Se trata de una cadena submarina de orientación E-W, de volcanismo alcalino sobre un fondo submarino a 4000 m de profundidad. Las islas y montes submarinos están cubiertos por calizas biogénicas a <100 m de profundidad. La actividad volcánica más reciente tiene 1,8 Ma. A partir de 7 puntos de la cadena en 75 km E-W, se deduce que el punto caliente se desplaza a 23,4 km/Ma. Hay dos episodios volcánicos separados por un hiato erosivo.

La isla de Fernando de Noronha tiene 16,9 km^2 y 1300 habitantes. Su edad es de 11,8-1,7 Ma. Se parte submarinamente de un magmatismo precoz de diques y sills de diabasa del Jurásico superior, hace 145 Ma, de un vulcanismo fisural predominantemente basáltico del Jurásico-Cretácico, de 145 Ma, y un vulcanismo tardío alcalino Terciario, de 32 Ma. Está formada por basaltos alcalinos y ankaramitas, con coladas y tobas de fonolitas, pórfiros, afanitas y toleitas alcalinas, de 11,8 a 1,7 Ma de edad, muy erosionados. Aparecen lavas columnares, numerosos diques (frecuentemente circulares) y chimeneas. Culmina en un Pico, que es un domo fonolítico inyectado en tobas.

Existen algunos manantiales y pozos tubulares. El agua subterránea tiene 122-1700 mg/L de TDS y en 1/3 de las muestras se encuentra >30 NO_3 (Rebouças et al., 1998; Montenegro et al., 2007).

Hay otras islas relativamente próximas similares (Figura 6.7.1): Trinidade y (penales de) São Pedro y São Paulo, que son la más recientes y asociadas a la dorsal oceánica. Las islas e islotes suman 26 km^2. P = 1414 mm/a; ETP < P excepto en agosto. Hay manantiales y embalses en ríos temporales.

6.8 Agradecimientos y créditos

Se agradecen las aportaciones y comentarios específicos de la Dra María del Carmen Cabrera, del Dr. Christian Herrera, del Dr. José Virgilio Cruz (Azores y Madeira), del Dr. Roberto Poncela (Tenerife, La Palma y La Gomera) y la Dra. Elzbieta Skupien (La Palma), la aportación de documentación (Dra. María del Carmen Cabrera, Dr. Juan Carlos Carracedo, Dr. Francisco Pérez Torrado) y mejoras en ciertas figuras (Elena Custodio y Javier Custodio-Ayala)

6.9 Referencias

Ablay, G. J., Martí, J. 2000. Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the Pico Teide–Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. Journal of Volcanology and Geothermal research, 103(1-4): 175-208.

Ahlgren, L.E., van der Zel, H.J. 1974. Procedure for evaluating the surface water balance of Gran Canaria. Nordic Hydrology, 5: 229-246.

Albert, J.F., Araña, V., Diez, J.L., Filly, A., Fontes, J.Ch., García de la Noceda, C., Ocaña, L., Valentín, A. 1986. Modelo termodinámico de la actividad fumaroliana del Teide. Anales de Física, Serie B, Nº Especial: 186-201.

Albert-Beltrán, J.F., Araña, V., Diez, J.L., Valentín, A. 1990. Physical-chemical conditions of the Teide volcanic system (Tenerife, Canary Islands). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 43(1-4): 321-332.

Almeida, C., Romariz, C., Silva, M.O. 1984. Hidroquímica da Ilha de Madeira. 1es Congreso Español de Geología, IV: 1-8. 36

Almeida, F.F.M. da 1955. Geología e petrología do arquipélago de Fernando de Noronha. Dep Nac. Prod. Min., D.G. Minería, Rio de Janeiro. Monografía 13: 1-181.

Almeida, F.F.M. da 1974. Aspectos hidrogeológicos do territorio de Fernando de Noronha. Serie Brasin SUDENE, Hidrogeología 49: 1-49.

Almeida, F.F.M. da 2006. Ilhas oceânicas brasileiras e suas relaçoes com a tectônica atlántica. Terra Didatica, 2(1): 3-18.

Almeida J., Brito, A.G. 2002. A utilisação de indicadors ambientais como suporte no planeamento e gestão de recursos hídricos: o caso da região autónoma dos Açores (Portugal). III Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua. Sevilla.

Ancochea, E., Barrera, J.L., Bellido, F., Benito, R., Brändle, J.L., Cebriá, J.M., Coello, J., Cubas, C.R., De la Nuez, J., Doblas, M., Gómez, J.A., Hernán, F., Herrera, R., Huertas, M.J., López-Ruiz, J., Martí, J., Muñoz, M. y Sagredo, J. 2004. En: J. Vera (ed.), Geología de España, SGE-IGME, Madrid, 1-17.

Andreini, J.C., Bourguet, L. 1984. Les barrages souterrains. Mise en oeuvre au Cap Vert. Conditions duplications au Sahel. Hydrogeologie-Geologie de l'Ingenieur,4: 393-399.

Anguita, F., F. Hernán, 2000. The Canary Islands: a unifying model. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 103: 1-26.

Antunes, P.C., Cruz, J.V. 2005. Estudo hidrogeoquímico nos lagos vulcânicos dos Açores: perfis realizados nos lagos de illa de Sao Miguel. Mestrado. Universidades dos Azóres, Ponta Delgada.

Antunes, P., Martins, G., Ribeiro, D., Cruz, J., Brito, A., Nogueira, R. 2011. Modelação da qualidade da água em lagos vulcânicos: interacção com fluidos de origem magmática. Em: Simpósio Modelação de Sistemas Geológicos, Homenagem ao Professor Manuel Maria Godinho.

Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E. and Svavarsson, H., 1983a. The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47(3): 567-577.

Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E. and Svavarsson, H., 1983b. The chemistry of geothermal waters in Iceland. II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47(3): 547-566.

Ascanio y León, R. 1926. Gran Canaria y sus aguas subterráneas. Ed. Sucesores de M. Curbelo. La Laguna de Tenerife: 1–131.

Arnórsson, S. and Andrésdóttir, A., 1995. Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(20): 4125-4146.

Azevedo, J.M.M. 2007. A conceptual model for Flores Island (Azores) hydrogeology. In: L. Ribeiro, A. Chambel, M.T. Condesso de Melo, Groundwater and Ecosystems. Lisbon. International Association of Hydrogeologists-Portuguese Chapter, Abstracts: 127

Baonza del Prado, E., Plata Bedmar, A. 1969. Estudio preliminar sobre la edad de las muestras de aguas subterráneas tomadas en la Isla de Gran Canaria. Documentos de Investigación Hidrológica, Suplemento de la Revista Agua, 5, Barcelona: 119-134.

Benavides Gelabert, A. 2020. La hidrogeología del entorno del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente, La Palma (Islas Canarias). Boletín Geológico y Minero, 130(4): 641-660.

Braojos Ruiz, J.J. 1992. Análisis estadístico de la evolución histórica de los alumbramientos de agua mediante galerías en la isla de Tenerife. Plan Hidrológico Insular, Cabildo Insular de Tenerife, Área de Infraestructura, Santa Cruz de Tenerife: 1–23.

Bravo, T., Coello, J. 1979. El oxígeno disuelto en aguas subterráneas en Canarias. II Simposio Nacional de Hidrogeología, Pamplona. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Asociación Española de Hidrogeología. 38

Cabral, L., Andrade, C., Coutinho, R., Cruz, J.V., 2015. Groundwater composition in perched-water bodies in the north flank of Fogo volcano (São Miguel, Azores): main causes and comparison with river water chemistry. Environmental Earth Sciences, 73(6): 2779-2792.

Cabrera, M.C. 1995. Caracterización y funcionamiento hidrogeológico del acuífero costero de Telde (Gran Canaria). Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.

Cabrera, M.C. 2011. El acuífero costero del este de Gran Canaria: un ejemplo de salinización en un acuífero volcánico complejo. En: Cabrera, M.C.; Lambán L.J.; Manzano, M.; Valverde, M. (Eds.). 2011. Cuatro décadas de Investigación y Formación en Aguas Subterráneas: Libro Homenaje al Profesor Emilio Custodio. AIH–GE: 229–238.

Cabrera, M.C., Núñez, J.A.; Custodio, E. 1991. Hydrogeology of Telde area (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). Aquifer Over–exploitation. Intern. Assoc. Hydrogeologists. Puerto de La Cruz, 1: 507–510.

Cabrera, M.C., Núñez, J.A.; Custodio, E. 1992. Contribución al conocimiento geológico del subsuelo de Telde (Gran Canaria, Islas Canarias). III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, 2: 256–260.

Cabrera, M.C., Custodio, E. 1996. Caracterización de las familias hidrogeoquímicas en el acuífero costero de Telde (Gran Canaria). Geogaceta, 20(6): 1295–1297.

Cabrera, M.C., Custodio, E., Roque, F. (eds.). 1997. Las aguas subterráneas en la planificación hidrológica en las Islas Canarias. Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español: 1–266.

Cabrera, M.C., Custodio. E. 1998. La contaminación por retornos de riego en la zona de Telde (Gran Canaria). En: La Contaminación de las Aguas Subterráneas: Un Problema Pendiente. AIH–GE. IGME, Madrid: 81–88.

Cabrera, M.C., Delgado, F., Muñoz, J., Pérez-Torrado, F.J., La Moneda, E. 2000. Caracterización de las familias hidrogeoquímicas en el acuífero de La Aldea (Gran Canaria). Geotemas, 1(2): 47–50.

Cabrera, M.C., Custodio, E. 2001. Análisis de la explotación por formaciones en el acuífero de Telde (Gran Canaria). HRH, XXIII: 269–279.

Cabrera, M.C., Custodio, E. 2003. Hidrogeoquímica del acuífero costero de la Ciudad de Telde (Gran Canaria). El Agua y la Ciudad Sostenible: Hidrogeología Urbana. Barcelona. AIH–GE. IGME, Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas 11. Madrid: 303–311.

Cabrera, M.C., Custodio, E. 2004. Groundwater flow in a volcanic–sedimentary coastal aquifer: Telde area, Gran Canaria, Canary Islands, Spain. Hydrogeol. J., 12(3): 305–320.

Cabrera, M.C., Custodio, E. 2005. Evolution of groundwater intensive development in the coastal aquifer of Telde (Gran Canaria, Canarian Archipelago, Spain). In: A. Sahuquillo, J. Capilla, L. Martínez–Cortina, X. Sánchez–Vila (eds.), Groundwater Intensive Use. International Association of Hydrogeologists, Selected Papers 7, Balkema, Leiden: 295–306.

Cabrera, M.C., Jiménez, J., Custodio, E. 2011a. El conocimiento de los recursos hídricos en Canarias cuatro décadas después del proyecto SPA–15. Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español. http://mdc.ulpgc.es/cdm4/document.php?CISOROOT=/MDC&CISOPTR=154572&CISOSHOW=154546

Cabrera, M.C., Custodio, E. 2011b. La investigación hidrogeológica en Canarias desde el proyecto Canarias SPA–15. En: M.C. Cabrera, J. Jiménez y E. Custodio (eds.). El conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias: Cuatro Décadas después del Proyecto SPA–15. Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español. Las Palmas de Gran Canaria: 109–116.

Cabrera, M.C., Custodio, E. 2012. Salinidad e intrusión marina en el acuífero de Telde (NE de Gran Canaria) y efecto de las plantas desaladoras. IV TIAC, Alicante. I: 243–254.

Cabrera, M.C.; Naranjo, G.; Cruz–Fuentes, T.; Hernández–Quesada, P.; Benavides, A.; Estévez, E.; Martín, L.F., Custodio, E. 2013. Aplicación del balance de cloruros para la

estimación de la recarga natural al acuífero del norte de Gran Canaria. X Simposio de Hidrogeología. Granada. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Asociación Española de Hidrogeólogos. Madrid, XXX: 499–508.

Cabrera, M.C., Naranjo, G.; Hernández–Quesada, P., Benavides, A., Estévez, E., Cruz–Fuentes, T., Martín, L.F., Custodio, E. 2013. Estimación de la recarga natural a los acuíferos del Norte de Gran Canaria a partir del balance de cloruros. En González, N., Kruse, E.E., Trovatto, M.M., Laurencena, P. (eds), Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Editorial de la Universidad de La Plata (Edulp). La Plata: 15–22.

Cabrera, M.C., Pérez-Torrado, F., Rodríguez González, A., Henández Quesada, P., Alonso Zarza, A.M., Rodríguez Berriguete, A., Soler Onís, E. 2014. Los depósitos carbonáticos del Barranco de Azuaje: un acuífero petrificado. Geolodía 14, Gran Canaria. Sociedad Geológica de España–Universidad de Las Palmas de Gran Canaria: 1–20.

Cabrera, M.C., Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F., Rodríguez González, A. 2019. Estudio de actualización del conocimiento geológico e hidrogeológico de la Isla de El Hierro. GEOVOL-i-UNAT, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria: 1-24.

Calamai, A., Ceron, P. 1970. Air connection within "Montaña del Fuego" (Lanzarote Island, Canary Archipelago). UN Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources. Special Issue of Geothermics, 2, Part 1: 611-614.

Carracedo, J.C. 1994. The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. Journal of Geothermal Research, 60: 225-241.

Carracedo, JC. 2008. Los Volcanes de las Islas Canarias. Editorial Rueda, S.L. Madrid: 1-213.

Carracedo, JC. 2011. Geología de Canarias I: origen, evolución, edad y volcanismo. Editorial Rueda, S.L, Madrid: 1-398.

Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H., Pérez-Torrrado, F.J. 1997. Geology of the Island of El Hierro, Canary Islands: stratigraphy, structure and tectonism. In: Workshop on Volcanism & Volcanic Hazards in Inmature Intraplate Oceanic Islands. Geological Excursion Guidebook (El Hierro): 1-43.

Carracedo, J.C., Day, S.J.; Guillou, H.; Rodríguez Badiola, E.; Canas, J.A. y Pérez-Torrado, F.J. 1998. Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. Geol. Mag., 135(5): 591-604.

Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H., Pérez-Torrado, F.J. 1999. Quaternary collapse structures and the evolution of the western Canaries (La Palma and El Hierro). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 94 (1-4): 169-190.

Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., de La Nuez, J., Pérez Torrado, F.J. 2001. Geology and Volcanology of the Western Canaries: La Palma and El Hierro. Estudios Geológicos, 57(5-6): 171-295.

Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J. 2001.Mantle plumes: volcanic history, geological features and volcanic hazards: the Canary Islands, Spain / Plumas mantélicas: historia volcánica, características geológicas y riesgos volcánicos: las islas Canarias, España. III Congreso Ibérico de Geoquímica / VIII Congreso de Geoquímica de España, Zaragoza: 207-217.

Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas, R., Rodríguez Badiola, E., Ahijado, A. 2002. Cenozoic volcanism II: The Canary Islands. In: W. Gibbons y T. Moreno (eds.): The Geology of Spain. The Geological Society of London. 439-472.

Carracedo, J.C., Tilling, R.I. 2003. Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas. Caja General de Ahorros de Canarias y Gobierno de Canarias, Santa Cruz de Tenerife. http://hnd.handle.net/10261/4423

Carreira, P.M., Marques, J.M., Pina, A., Mota Gomes, A., Almeida, E., Gonçalves, R., Nunes, D., Monteiro Santos, F. 2007. Assessment of groundwater salinization mechanisms in Santiago Island – Cabo Verde: an environmental isotopic approach. IAEA-CN-151-7. Vienna: 435-443.

Carreira, P.M., Marques, J.M., Pina, A., Gomes, A.M., Fernandes, P.A.G., Santos, F. M. 2010. Groundwater assessment at Santiago Island (Cabo Verde): a multidisciplinary approach to a recurring source of water supply. Water Resources Management, 24(6): 1139-1159.

Carvalho, M.R. 1999. Estudio hidrogeológico do macizo volcánico de Agua de Pau/Fogo (Sao Miguel, Azores). Ph. Thesis. U. Lisboa.

Carvalho, M.R., Mateus, A., Nunes, J.C., Carvalho, J.M. 2015. Origin and chemical nature of the thermal fluids at Caldeiras da Ribeira Grande (Fogo Volcano, S. Miguel Island, Azores). Environmental Earth Sciences, 73(6): 2793-2808.

CIHS 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.

Coello Armenta, J. 1997. Las aguas subterráneas en las formaciones volcánicas del norte de La Palma (Is. Canarias). Canarias 2000: 18 pp

Coppo, N., Schnegg, P.A., Falco, P., Costa, R. 2010. Conductive structures around Las Cañadas caldera, Tenerife (Canary Islands, Spain): A structural control. Geologica Acta, 8(1): 67-82.

Cordeiro, S., Coutinho, R., Cruz, J.V. 2012. Fluoride content in drinking water supply in São Miguel volcanic island (Azores, Portugal). Science of the Total Environment, 432: 23-36.

Coutinho, R., Pacheco, J., Wallenstein, N., Pimentel, A., Marques, R., Silva, R. 2009. Integrating geological knowledge in planning methods for small islands coastal plans. Journal of Coastal Research, 1199-1203.

Crespo, N. 2014. Estudio hidrogeológico y modelización del acuífero de Los Rodeos, Tenerife. Tesis de Máster Profesional de Hidrología Subterránea, Universitat Politècnica de Catalunya (UPC). Barcelona.

Crespo Arribas, N., Custodio, E., Vázquez–Suñé, E. 2015. Caracterización hidrogeológica y modelización de flujo en el Acuífero de Los Rodeos (Tenerife). En: M.C. Cabrera, T. Cruz–Fuentes, V. Mendoza y M.P. Palacios (eds.), II Workshop Estudio, Aprovechamiento y Gestión del Agua en Terrenos e Islas Volcánicas. Las Palmas de Gran Canaria. IGME y AIH–GE: 167–174.

Cruz, J. V. 2003. Groundwater and volcanoes: examples from the Azores archipelago. Environmental Geology, 44(3): 343-355.

Cruz, J.V., Coutinho, R.M. Carbalho, M.R., Oskarsson, N., Girlason, S.R. 1999. Chemistry of waters from Furnas volcano, São Miguel, Azores: fluxes of volcanic dioxide and leached material. J. Volcanol. Geochem. Res., 92: 151-157.

Cruz, J.V., Silva, M.O. 2000. Groundwater salinization in Pico Island (Azores, Portugal): origin and mechanisms. Environmental Geology, 39(10): 1181-1189.

Cruz, J.V., Silva, M. de Oliveira. 2001. Hydrogeologic framework of Pico Island, Azores, Portugal. Hydrogeology Journal, 9: 177-189.

Cruz, J.V., Brito, A.G. 2002. Planeamento de recursos hídricos subterrâneos no arquipielago dos Açores (Portugal) e o impacto da Directiva-Quadro da água. III Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua. Sevilla.

Cruz, J.V., Amaral C.S. 2004. Major ion chemistry of groundwater from perched-water bodies of the Azores (Portugal) volcanic archipelago. Applied Geochemistry 19: 445-459.

Cruz, J.V., França, Z. 2006. Hydrogeochemistry of thermal and mineral water springs of the Azores archipelago (Portugal). J. Vulcanology and Geothermal Research, 151: 382-398.

Cruz, J.V, Pacheco, D., Cymbron, R., Mendes, S. 2010. Monitoring of the groundwater chemical status in the Azores archipelago (Portugal) in the context of the EU water framework directive. Environmental Earth Sciences, 61: 173-186.

Cruz, J.V. Melo, C., Medeiros, D., Costa, S., Cymbron, R., Rocha, S., Medeiros, C., Valente, A., Mendes, S., Silva, D., Martins, F. 2017. Water management and planning in a

small island archipelago: the Azores case study (Portugal) in the context of the Water Framework Directive. Water Policy, 19, 1097-1118.

Cruz-Fuentes, T., Heredia-Díaz, J., Cabrera, M. C. 2008. Modelo de flujo en un acuífero volcánico: el Acuífero de la Aldea (Gran Canaria). Boletín Geológico y Minero, 119(1): 107-118.

Cruz, T.; Benavides, A.; Naranjo, G.; Cabrera, M.C.; Hernández, P.; Estévez, E.; Martín, L.F.; Custodio, E. 2011. Estimación de la recarga natural media en la zona noreste de Gran Canaria (Islas Canarias) mediante el balance de cloruros atmosféricos. En: L.J. Lambán, T. Carceller, M. Valverde y C. Fernández–Jáuregui (eds.), Las Aguas Subterráneas: Desafíos de la Gestión para el Siglo XXI. Congreso Ibérico de Aguas Subterráneas. Zaragoza. Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español. Tema 3.

Cruz, J.V., Silva, M.O., Dias, M.I., Prudêncio, M.I. 2013. Groundwater composition and pollution due to agricultural practices at Sete Cidades volcano (Azores, Portugal). Applied Geochemistry 29: 162-173.

Cruz–Fuentes, T., Heredia, J., Cabrera, M.C. Custodio, E. 2014a. Behaviour of a small sedimentary volcanic aquifer receiving irrigation return flows: La Aldea, Gran Canaria, Canary Islands (Spain). Hydrogeology Journal, 22(4): 865–882.

Cruz–Fuentes, T., Cabrera, M.C., Custodio, E., Heredia, J. 2014b. Groundwater salinity and hydrochemical processes in the volcanosedimentary aquifer of La Aldea, Gran Canaria, Canary, Canary Islands, Spain. Science of the Total Environment. 484:154–166.

Cruz–Fuentes, T., Cabrera Santana, M.C., Heredia Díaz, J., Custodio, E. 2014c. Contribución de la modelación del flujo y el transporte de cloruros al conocimiento de funcionamiento del acuífero volcánico de La Aldea (Gran Canaria, Islas Canarias). En: J. Gómez–Hernández y J. Rodrigo–Ilarri (eds.), II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas, Valencia. Ed. Universitat Politècnica de València: 233–249 (electr.).

Cruz, J.V., Andrade, C. 2015. Natural background groundwater composition in the Azores archipelago (Portugal): A hydrogeochemical study and threshold value determination. Science of the Total Environment, 520: 127-135.

Cruz, J.V., Andrade, C. 2017. Groundwater salinization in Graciosa and Pico islands (Azores archipelago, Portugal): processes and impacts. Journal of Hydrology: Regional Studies, 12: 69-87.

Cruz, J.V., Melo, C., Medeiros, D., Costa, S., Cymbron, R., Rocha, S., Medeiros, C., Valente, A., Mendes, S., Silva, D., Martins, F. 2017. Water management and planning in a small island archipelago: the Azores case study (Portugal) in the context of the Water Framework Directive. Water Policy, 19(6): 1097-1118.

Custodio, E. 1974. Contribuciones al conocimiento geohidroquímico de la Isla de Lanzarote (Islas Canarias, España). Simposio Internacional sobre Hidrología de Terrenos Volcánicos. Arrecife de Lanzarote. CEDEX, Madrid, 1987: 463–510.

Custodio, E. 1978. Geohidrología de formaciones e islas volcánicas. Centro de Estudios Hidrográficos e Instituto de Hidrología. Madrid: 1–303.

Custodio, E. 1988a. Hydrochemistry of Tenerife Island. Revista Española de Hidrogeología, 3: 1–19.

Custodio, E. 1988b. Nota sobre la intrusión marina en las Islas Canarias. En: La Intrusión Marina en España. I TIAC, Almuñécar: 593–603.

Custodio, E. 1989. Groundwater characteristics and problems in volcanic rock terrains. Isotope Techniques in the Study of the Hydrology of Fractured and Fissured Rocks. Internat. Atomic Energy Agency, Vienna, 87–137.

Custodio, E. 1990. Saline groundwater in the Canary Islands (Spain) resulting from aridity. Greenhouse effect, sea level and drought. NATO ASI Series C. Mathematical and Physical Sciences. 325. Reidel Publ. Co. Dordrecht: 593–618.

Custodio, E. 1993. Coastal aquifer salinization as a consequence of aridity: the case of Amurga phonolitic massif, Gran Canaria Island. In: Study and Modelling of Salt Water Intrusion. CIMNE–UPC. Barcelona: 81–98.

Custodio, E. 2004. Hydrogeology of volcanic rocks. En: V.S. Kovalevsky; G.P. Kruseman; K.R. Rushton (eds.), Groundwater Studies: An Internacional Guide for Hydrogeological Investigations. UNESCO Series on Groundwater, 3: 395–425.

Custodio, E. 2007. Groundwater in volcanic hard rocks. En: J. Krásný and J.M. Sharp Jr. (eds.), Groundwater in Fractured Rocks. Selected Papers 9. International Association of Hydrogeologists. Taylor & Francis, London: 95–108.

Custodio, E. 2009. Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance. Contributions to Science 5(2): 81–97.

http://revistes.iec.cat/index.php/CtS/issue/view/3516/showToc81–97.

Custodio, E. 2010. Overview of saline water problems in small volcanic islands. 21st SWIM, Ponta Delgada. Universidade dos Açores, Ponta Delgada, São Miguel: 5.

Custodio, E. 2011a. Evolución del conocimiento hidrogeológico e hidrológico en Canarias. En: M.C. Cabrera, J. Jiménez y E. Custodio (eds.), El conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias: Cuatro Décadas después del Proyecto SPA–15. Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español. Las Palmas de Gran Canaria: 5–12.

Custodio, E. 2011b. Las aguas subterráneas en el archipiélago de Canarias: explotación intensiva en ambiente semiárido. VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V

Seminario Hispano–Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Hidrogeología Regional y Exploración Hidrogeológica. Salta, Argentina: 43–56.

Custodio, E., Sáenz-Oiza, J. 1972.Estudio geohidrológico del Macizo de Famara, Lanzarote. MPO.DGOH. Las Palmas-Barcelona: 1-263.

Custodio, E., Llamas, M.R. 1976/1983. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, Barcelona: 1-2350.

Custodio, E., Guerra, J.L., Jiménez, J., Medina, J.A., Soler, C. 1983. The effects of agriculture on the volcanic aquifers of the Canary Islands. Environmental Geology, 5(4): 225-231.

Custodio, E., Hoppe, J., Hoyos–Limón, A., Jiménez, J., Plata, A.; Udluft, P. 1987. Aportaciones al conocimiento geohidrológico de Tenerife utilizando isotopos ambientales. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. AEHS: XI, 263–280.

Custodio, E., López-García, L., Amigó, E. 1988. Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canaries). En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 153-168.

Custodio, E., Manzano, M. 1990. Estudio hidroquímico e isotópico ambiental preliminar de la isla de La Gomera. Curso Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1–89.

Custodio, E., Manzano, M. 1992. Estudio preliminar hidrogeoquímico e isotópico ambiental de la Isla de La Gomera. V Simposio de Hidrogeología. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Alicante, 23-27 marzo. (XVII): 61-76.

Custodio, E., Custodio–Ayala, J. 2001. Hidrogeoquímica isotópica del macizo de Amurga (SE de la Isla de Gran Canaria). In: A. Medina and J. Carrera (eds.), Las Caras del Agua Subterránea. Barcelona. IGME–Madrid, 1: 461–468.

Custodio, E., Cabrera, M.C. 2002. ¿Cómo convivir con la escasez de agua? El caso de Canarias. Boletín Geológico y Minero, Madrid, 113 (3): 243–258.

Custodio, E., Cabrera, M.C. 2008. Síntesis de la hidrogeología de las Islas Canarias. VII Geo–Temas 10: Hidrogeología: 785–788 (en CD).

Custodio, E., Cabrera, M.C. 2008. Synthesis of the Canary Islands hydrogeology. In: Hydrogeology of Volcanic Rocks. Actes Colloque Hydrogéologie 2008 CERD, Djibouti: 51-56.

Custodio, E., Naranjo, G. 2012. Deuterium excess in the Canary Islands rainfall and groundwater. En: 7 ahpg, Asamblea hispano portuguesa de geodesia y geofísica, Donostia–San Sebastián 25–29 de junio de 2012. Donostia: Aranzadi Zientzia Elkartea, 2013: 435–438. ISBN: 978–84–941323–1–5.

Custodio, E., Cabrera, M.C. 2013. The Canary Islands. In: L. De Stefano and M.R. Llamas (eds.). Water, Agriculture and the Environment in Spain, Can We Square the Circle? CRC Press: 281–290.

Custodio, E., Jódar, J. 2016. Simple solutions for steady–state diffuse recharge evaluation in sloping homogeneous unconfined aquifers by means of atmospheric tracers. Journal of Hydrology, 540: 287-305.

Da Cunha Rebouças, A., Fraga, C.A. 1998. Hidrogeologia das rochas vulcànicas do Brasil: 30-50.

Davis, S.N., Jiménez-Suárez, J. 1975. Chemical character of return irrigation water in tropical volcanic islands. Environmental Geology, 1: 69-73. 37

Descloitres, M., Guérin, R., Albouy, Y., Tabbagh, A., Ritz, M. 2000. Improvement in TDEM sounding interpretation in presence of induced polarization. A case study in resistive rocks of the Fogo volcano, Cape Verde Islands. Journal of Applied Geophysics, 45(1): 1-18.

Díaz, M., Melián, R., Marrero, R., Padrón, E., Nelasco, D., Barrancos, J.P., Padilla, G., Calvo, D., Rodríguez Hernández, F., Pérez, n. 2010. Variaciones temporales de parámetros físico-químicos en las aguas subterráneas de Tenerife, Islas Canarias. En: E. González Cárdenas, E. Escobar Lahoz, R. Becerra Ramírez, R.V. Gosálvez Rey & J. Dóniz Páez. Aportaciones Recientes en Vulcanología 2005-2008. Centro de Estudios Calatravos, Almagro (Ciudad Real): 335-340. ISBN 978-84-614-1025-5.Diez, J., Albert, J., Arana, V., Filly, A., Fontes, J.C. 1986. Modelo termodinámico de la actividad fumaroliana del Teide. Anales de Física. Serie B, Aplicaciones, Métodos e Instrumentos, 82: 186-201.

Dingman, R.J., Nuñez, J. 1969. Hydrogeologic reconnaissance of the Canary Islands, Spain. Survey Research, U.S. Geological Survey Professional Paper 650-c: c201-c208.

Drogue, C. 1988. Certains aspects de l'hydrogéologie des terrains volcaniques d'aprés les travaux du Séminaire de Madère (setembre 1987). En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 191-193.

ETIGC 2009. Contribución al esquema de temas importantes de la Demarcación Hidrográfica de Gran Canaria. Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria: 1–89.

ETITF 2008. Esquema de temas importantes. Anejo VIII a la Memoria de Información. Plan Hidrológico de Tenerife, Consejo Insular de Aguas de Tenerife: 1–200.

ETPITF 2015. Esquema provisional de temas importantes del segundo ciclo de planificación hidrológica de la Demarcación Hidrográfica de Tenerife. Consejo Insular de Aguas de Tenerife.

Farrujia, I, Velasco, J, Fernández, J., Martín, M.C. 2004. Evolución del nivel freático en la mitad oriental del acuífero de Las Cañadas del Teide. Cuantificación de parámetros

hidrogeológicos. VIII Simposio de Hidrogeología, Asociación Española de Hidrogeólogos. Zaragoza, XXVII: 131 – 142.

FCA 2009. El agua en Canarias: la lucha por un recurso esencial y el objetivo de sostenibilidad a través de la historia. Canarii, Revista de Historia del Archipiélago 15. Fundación Canaria Archipiélago 2021. SCTF y LPGC: 1-28.

Ferreira, J.M. 1087. Breves notas hidrogeológicas sobre Porto Santo. Curso Internacional de Hidrogeología (PHI). UNESCO-Universidad de Montpéllier. Funchal, Madeira.

Forjaz, V.H., Tavares. J.M., Meneses Rocha, F., Silva, P.H., Almeida, L.M. 2014. Ilha Terceira (Açores): carta de ambientes geoturísticos. Observatório Vulcanológico e Geotérmico, Açores.

França, Z. I. L. da, Cruz, J. V., Nunes, J. C., Forjaz, V. H. 2003. Geologia dos Açores: uma perspectiva actual. Açoreana, 10(1): 11-140.

Freire, P., Andrade, C., Coutinho, R. and Cruz, J.V., 2013. Fluvial geochemistry in São Miguel Island (Azores, Portugal): Source and fluxes of inorganic solutes in an active volcanic environment. Science of the Total Environment, 454: 154-169.

Freire, P.A.T. 2013. Recursos hidrominerais dos Açores: hidrogeologia e avaliação do potencial socioeconómico. Dissertação de Doutoramento. Universidade dos Açores: 1-611.

Freire, P., Andrade, C., Viveiros, F., Silva, C., Coutinho, R., Cruz, J.V. 2015. Mineral water occurrence and geochemistry in the Azores volcanic archipelago (Portugal): insight from an extended database on water chemistry. Environmental Earth Sciences, 73: 2749–2762.

Fuster, J.M., Hernández Pacheco, a., Muñoz, M., Rodríguez Badiola, E., García Cacho, L. 1968. Geología y vulcanología de las Islas Canarias, Gran Canaria. Instituto Lucas Mallada-CSIC, Madrid: 1-243.

Galindo Jiménez, I. 2005. Estructura volcano-tectónica y emisión difusa de gases de Tenerife (Islas Canarias). Tesis doctoral. Universidad de Barcelona, Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica: 1-398.

Galindo Rodríguez, E., Martí Vallbona, B., del Pozo Gómez, M., Castaño Castaño, S. 2005. Identificación y caracterización de áreas sobreexplotadas en la zona este de Gran Canaria. In: X. Sánchez–Vila, M.C., Cabrera y M. Valverde (eds.): De la Toma de Datos y la Realización de Modelos de Agua Subterránea a la Gestión Integrada. Publicaciones IGME, Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas 21: 315–322.

Galindo, E., Pozo, M., Martí, B. 2007a. Caracterización hidroquímica y problemas de intrusión marina en la zona Este de Gran Canaria. III TIAC, Almería I: 117–130.

Galindo, E., Pozo, M., Martí, B. 2007b. Identificación de áreas sobreexplotadas en la zona Este de Gran Canaria y propuestas para su corrección. III TIAC, Almería I: 1045–1054.

Galindo, E., Murillo, J.M. 2012. Un primer paso en la modelación de la intrusión marina de la zona este de Gran Canaria. IV TIAC, Alicante, I: 101–113.

García, A. 1986. Estudio MT del área volcánica de Timanfaya (Lanzarote). Anales de Física, serie B, nº Especial: 31-43.

García-Yeguas, A., Ibáñez, J.M., Koulakov, I., Jakovlev, A., Romero-Ruiz, M.C., Prudencio, J. 2014. Tomography model reveals mantle magma sources of recent volcanic activity at El Hierro Island (Canary Islands, Spain). Geophys. J. Int., 199: 1739–1750.

Gasparini, A., Custodio, E., Fontes, Ch., Jiménez, J., Núñez, J.A. 1990. Exemple d'étude géochimique et isotopique de circulations aquiferes en terrain volcanique sous climat semi–aride (Amurga, Gran Canaria, Iles Canaries). Journal of Hydrology, 114: 61–91.

Gavala, J., Goded, D. 1930. Aprovechamiento de aguas en las Islas Canarias. Boletín del Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. LII (12 serie3): 1-103.

Gee, M.J.R.; Masson, D.G.; Watts, A.B. y Mitchell, N.C. (2001). Offshore continuation of volcanic rift zones, El Hierro, Canary Islands. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 105:107-119.

Gislason, S.R., Eugster, H.P. 1987. Meteoric water-basalt interactions. I: A laboratory study. II: A field study in N.E. Iceland. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51: 2827-2840; 2841-2855.

Gomes, C.S.F., Silva, J.B.P. 1997. Pedra natural do archipelago da Madeira. Cámara de Lobos, Madeira: 1-176.

Gonfiantini, R. 1975. Environmental isotope survey of the Canary Islands groundwater. Simposio de Lanzarote 1975, II: 617-659.

Gonfiantini, R., Gallo, G., Payne, B.R., Taylor, C.B. 1976. Environmental isotopes and hydrochemistry in groundwater of Gran Canaria. In: Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology.

Gonfiantini, R., Roche, M.A., Olivry, J.C., Fontes, J.C., Zuppi, G.M. 2001. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. Chemical Geology, 181(1-4): 147-167.

Gonzales, P.J., Samsonov, S.V., Pepe, S., Tiampo, K.F., Tizzani, P., Casu, F., Fernandez, J., Camacho, A.G., Sansosti, E. (2013). Magma storage and migration associated with the 2011-2012 El Hierro eruption: implications for crustal magmatic systems at oceanic island volcanoes. J. Geophys. Res. Solid Earth, 118: 4361-4377.

GRAFCAN (2011). Mapa geológico de Canarias. Memoria General y Planos Geológicos: Plano Geológico de El Hierro a escala 1:60.000. GRAFCAN Ediciones. Santa Cruz de Tenerife: 1-502.

Guerra Jiménez, J., Sagrera, J. 2009. Desarrollo e implantación de un sistema de tratamiento de agua para la eliminación de manganeso. Tecnología del Agua, 308: 48-52

Guest, J.E., Gaspar. J.L., Cole, P.D., Queiroz, G., Duncan, A.M., Wollenstain, N., Ferreira, T., Pacheco, J.M. 1999. Volcanic geology of Furnas Volcano, S-ao Miguel, Azores. J. Volcanol. Geothem. Res. 92: 1-29

Guillou H., Carracedo J.C., Pérez-Torrado F.J., Rodríguez Badiola E. (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. J. Volcanol. Geoth. Res., 73: 141-155.

Gutiérrez, M., Casillas, R., Fernández, C., Balogh, K., Ahijado, A., Castillo, C., Colmenero, J.R., García-Navarro, E. 2006. The submarine volcanic succession of the basal complex of Fuerteventura, Canary Islands: A model of submarine growth and emergence of tectonic volcanic islands. Geological Society of America Bulletin, 118(7-8): 785-804.

Gutierrez-Elorza, M., Lucha, P., Gracia, F.-J., Desir, G., Marín, C., Petit-Maire,N. 2013. Palaeoclimatic considerations of talus flatirons and eolian deposits in Northern Fuerteventura volcanic island (Canary Islands, Spain). Geomorphology, 197: 1-9.

Guzmán, J.S., Abad, J. 1986. Sondeo geotérmico Lanzarote: 1. Significado geológico y geotérmico. Anales de Física, Serie B: Aplicaciones, Métodos e Instrumentos, 82: 102-109.

Haagsma, B., 1995. Traditional water management and state intervention: the case of Santo Antão, Cape Verde. Mountain Research and Development: 39-56.

Hausen, H. 1962. New contributions to the geology of Grand Canary (Gran Canaria, Canary Islands). Societas Scientiarum Fennica. Commentationes Physico-Mathematicaae XXVII.1, Helsinki: 1-418.

Hernández, J. 2009: Caracterización hidrogeoquímica y evolución temporal de la intrusión marina y otros procesos de salinización en el acuífero volcánico-sedimentario del Este de Gran Canaria. Trabajo de fin de carrera de Ingeniería Geológica. Universidad de Alicante: 1-149.

Hernández, J.; Boluda–Botella, N.; Cabrera, M.C.; Custodio, E. 2010. Temporal evolution of marine intrusion and other salinization processes in the volcanic–sedimentary aquifer of the east of Gran Canaria (Canary Islands, Spain). 21st SWIM, Ponta Delgada: 103–104.

Hernández, P.A., Padilla, G., Barrancos, J., Melián, G., Padrón, E., Asensio-Ramos, M., Rodríguez, F., Pérez, N., Alonso, M., Calvo, D. 2017. Geochemical evidences of seismo-volcanic unrests at the NW rift zone of Tenerife, Canary Islands, inferred from diffuse CO_2 emission. Bulletin of Volcanology, 79(4), p.30.

Hernández–Quesada, P., Cabrera, M.C., Custodio, E. 2011a. Características y evolución de los nacientes en las cuencas de los barrancos de Azuaje y Moya, norte de Gran Canaria. En: M.C. Cabrera, J. Jiménez y E. Custodio (eds.). El Conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias: Cuatro Décadas después del Proyecto SPA–15. Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español. Las Palmas de Gran Canaria: 73–79.

Hernández–Quesada, P., Cabrera, M.C., Custodio, E. 2011b. Ensayo de balance hídrico de las cuencas de los barrancos de Moya y Azuaje (Norte de Gran Canaria): estimación de recarga mediante balance de la deposición atmosférica de cloruros. En: L.J. Lambán, T. Carceller, M. Valverde y C. Fernández–Jáuregui (eds.), Las Aguas Subterráneas: Desafíos de la Gestión para el Siglo XXI. Congreso Ibérico de Aguas Subterráneas. Zaragoza. Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español. Tema 3, 7pp.

Herrera, C. 2000. Caracterización hidrogeoquímica del macizo de Betancuria. Fuerteventura, Archipiélago de Canarias, Memoria de Tesis, Universidad Politécnica de Cataluña.

Herrera, C.; Custodio, E. 2001a. Saline water in central Fuerteventura Island, Canary Islands, Spain. SWIM, Miedzyzdroje–Wollin Island, Poland. Nicholas Copernicus University, 80: 81–86.

Herrera, C.; Custodio, E. 2001b. Aguas subterráneas salinas en la parte central de la Isla de Fuerteventura, Archipiélago de Canarias, España. En, A. Medina y J. Carrera, Las Caras del Agua Subterránea, Congreso en Memoria de Germán Galarza, Barcelona. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas 1. IGME, Madrid. I: 469–476.

Herrera, C.; Custodio, E. 2002. Old marine water in Fuerteventura island deep formations. 17th SWIM, Delft. Delft University of Technology: 481–488.

Herrera, Ch., Custodio, E. 2003. Hipótesis sobre el origen de la salinidad de las aguas subterráneas en la isla de Fuerteventura. Archipiélago de Canarias, España. Boletín Geológico y Minero. Madrid: 114(4): 433–452.

Herrera, C., Custodio, E. 2008. Conceptual hydrogeological model of volcanic Easter Island (Chile) after chemical and isotopic surveys. Hydrogeol. J., 16(7): 1329–1348.

Herrera, C.; Custodio, E. 2011. Flujo de agua subterránea en la parte central de la isla de Fuerteventura, archipiélago de Canarias, España. En: M.C. Cabrera, J. Jiménez y E. Custodio, El Conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias: Cuatro Décadas después del Proyecto SPA–15, Las Palmas de Gran Canaria. AIH–GE: 93–107.

Herrera, Ch., Custodio, E. 2014. Groundwater flow in a relatively old oceanic volcanic island: the Betancuria area, Fuerteventura Island, Canary Islands, Spain. Science of the Total Environment, 496: 531-550.

Hilton, D.R., Macpherson, C.G., Elliott, T.R. 2000. Helium isotope ratios in mafic phenocrysts and geothermal fluids from La Palma, the Canary Islands (Spain): Implications for HIMU mantle sources. Geochimica el Cosmochimica Acta, 64(12): 2119-2132.

Hjartarson, A., el al. 1980. Explanatory notes for the international hydrogeological map of Europe 1/1,500,000, sheet B.2, Island. International Association of Hydrogeologists-UNESCO: 1-55.

Heilweil, V.M. Solomon, D.K. Gingerich, S.B., Verstraeten, I.M. 2009. Oxygen, hydrogen, and helium isotopes for investigating groundwater systems of the Cape Verde Islands, West Africa. Hydrogeology Journal,17: 1157–1174.

IGME 2004. Estudio hidrogeológico para la definición de áreas sobreexplotadas o en riesgo de sobreexplotación en la zona baja del Este de Gran Canaria. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

Iribarren Rodríguez, I. 2014. Modelos geológicos en 3D de la isla de Tenerife. Tesis doctoral. Programa de Doctorado de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geodinámica y Geofísica, Universitat de Barcelona: 1-248.

ITGE 1990. Proyecto MAGNA. Memorias y mapas geológicos de España a escala 1:25.000. Isla de Gran Canaria: hojas 1100-I-II a 1114-III (15 mapas). Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

ITGE 1992. Proyecto MAGNA. Memorias y mapas geológicos de España a escala 1:100.000. Gran Canaria: hoja 21-21/21-22. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

Izquierdo Labraca, T. 2011. Hydrogeology of La Gomera (Canary Islands): contributions to conceptual models of volcanic island aquifers Doctoral thesis. Universidad Rey Juan Carlos, Madrid: 1-237.

Izquierdo, T., Herrera, R., Márquez, A. 2011. Modelo conceptual del sistema acuífero de Enchereda (La Gomera, Islas Canarias): contribuciones a otras islas volcánicas. Estudios Geológicos, 67(1): 41-58.

Izquierdo, T. 2014. Conceptual hydrogeological model and aquifer system classification of a small volcanic island (La Gomera; Canary Islands). Catena, 114: 119-128.

Suárez Jiménez, J. 2013. El estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias. 100 Años de Hidrogeología en España (1900–2000). Instituto Geológico y Minero de España. Madrid: 458–469.

Kadko, D., Gronvold, K., Butterfield, D. 2007. Application of radium isotopes to determine crustal residence times of hydrothermal fluids from two sites on the Reykjanes Peninsula, Iceland. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71(24): 6019-6029.

Kiernan, K., Wood, C., Middleton, G. 2003. Aquifer structure and contamination risk in lava flows: insights from Iceland and Australia. Environmental Geology, 43: 852–865.

König, B., Bistry, T., Matthess, G. 1998. Hydrologische und hydrochemische Situation der vulkanischen Oceaninsel La Palma (Kanarische Inseln). Geowiss. Mitt. Von Thübingeb 6: 99-168.

Krastel, S., Schminke, H-U., Jacobs, C.I. 2001. Formation of submarine canyons on the flanks of the Canary Islands. Geomarine Letters, 20: 160-167.

Lachassagne, P., Blavoux, B., Livet, M. 2006. Généralités sur les eaux souterraines. 5. Aquifères volcaniques, Chap I. In: J.C. Roux (ed.), Aquifères et Eaux Souterraines en France. BRGM, Orléans: 52-58.

Llanes, P., Herrera, R., Gómez, M., Muñoz, A., Acosta, J., Uchupi, E., Smith, D. 2009. Geological evolution of the volcanic island La Gomera, Canary Islands, from analysis of its geomorphology. Marine Geology, 264(3-4): 123-139.

Lobo, M.A., Rodrigues, A.F., Rodrigues, F.C. 2002. Vulnerabilidad de los acuíferos de una isla volcánica de reducidas dimensiones: el ejemplo de la Isla de Corvo en las Azores. III Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua. Sevilla.

Lobo de Pina, A.F. 2018. Agua subterránea en Cabo Verde. Presentación en el Congreso del Agua en la Macaronesia, Terceira, Açores.

López–García, L., Amigó, E., Custodio, E. 1981. Planteamiento y ajuste de un modelo matemático de simulación de la isla de Tenerife. Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Instituto Geográfico Nacional. Madrid, III. 1463–1673.

Lopo Mendonça, J.J. 1992. Contribuição para o conhecimiento da hidrogeología do archipélago dos Açores. Memoria e Noticias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, 113: 57-74.

Longpré, M.A., Chadwick, J.P., Wijbrans, J., Iping, R. 2011. Age of the El Golfo debris avalanche, El Hierro (Canary Islands): New constraints from laser and furnace 40Ar/39Ar dating. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 203: 76-80.

Lundstrom, C.C., Hoernle, K., Gill, J. 2003. U-series disequilibria in volcanic rocks from the Canary Islands: plume versus lithospheric melting. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67(21): 4153-4177.

Macau, F. 1957. Estudio hidrológico de Gran Canaria. Anuario de Estudios Atlánticos. Patronato de la "Casa de Colón". Las Palmas, 3: 1–46.

Marrero, R., López, D.L., Hernández, P.A., Pérez, N. M. 2008. Carbon dioxide discharged through the las Cañadas aquifer, Tenerife, Canary Islands. Pure and Applied Geophysics, 165(1): 147-172.

Marrero Díaz, R. 2010. Modelo hidrogeoquímico del acuífero de las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. Tesis Doctoral. ETSICCP–UPC, Barcelona.

Marrero, R., López, D., Melián, G., Padrón, E., Díaz, M., Hernández, P.A., Pérez, N. 2010. La firma hidrogeoquímica del acuífero de Las >Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. En: E. González Cárdenas, E. Escobar Lahoz, R. Becerra Ramírez, R.V. Gosálvez Rey & J. Dóniz Páez. Aportaciones Recientes en Vulcanología 2005-2008. Centro de Estudios Calatravos, Almagro (Ciudad Real): 331-334. ISBN 978-84-614-1025-5.

MASE 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterrânea en España: minería del agua subterránea en España. E, Custodio (ed.) UPC y SUEZ Advanced Solutions (AQUALOGY)–Cetaqua, Barcelona: 1–490. http://h2ogeo.upc.edu/es/proyectos-empresa-ghs#d%C3%A9cada-2010

Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgelés, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P., Canals, M. 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. Earth-Sci. Reviews, 57: 1-35.

Menéndez, I., Diaz-Hernandez, J.L., Mangas, J., Alonso, I., Sánchez-Soto, P.J. 2007. Airborne dust accumulation and soil development in the North-East sector of Gran Canaria (Canary Islands, Spain). Journal of Arid Environments, 71(1): 57-81.

Mitchell-Thomé, R.C. 1976. Geology of the middle Atlantic islands. Baiträge zur regionalen Geologie der Erde, Band 12. Borntraeger : 1-382. ISSN 0522-7038.

Monteiro Santos, F.A., Almeida, E.P., Gomes, M., Pina, A. 2006. Hydrogeological investigation in Santiago Island (Cabo Verde) using magnetotellurics and VLF methods. Journal of African Earth Sciences, 45(4-5): 421-430.

Montenegro, A.A.A., Franco, M.V. da, Franco-Silva, E.f. da., Montenegro, S.M.G.L., Ponciano, J. De M. 2007. Disponibilidade de recursos hídricos superficiais de Fernando de Noronha-PE e alternativas de incremento da oferta. XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. São Paulo, Brasil.

Morell, I., Pulido-Bosch, a., Virgilio, J., Daniele, L. 2005. Geoquímica isotópica del boro en áreas termales asociadas a vulcanismo activo: Casos de las islas de Ischia (Italia) y San Miguel (Azores, Portugal). Libro Homenaje al Profesor Rafael Fernández Rubio. IGME: 319-341.

Morell, I., Pulido-Bosch, A., Daniele, L., Cruz, J.V. 2008. Chemical and isotopic assessment in volcanic thermal waters: cases of Ischia (Italy) and São Miguel (Azores, Portugal). Hydrological Processes: An International Journal, 22(22): 4386-4399.

Moreno-Merino, J.L., Lambán-Jiménez, L.J., López-Martínez, J., Durán Valsero, J.J. 2016. Aguas dulces de región norte de la Península Antártida: geodiversidad vs. hidrodiversidad. Instituto Geológico y Minero de España. (cartel).

Muñoz Sanz, J. 2005. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de La Aldea (Gran Canaria). Tesis doctoral. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria. Reproducido en Caracterización hidrogeológica del acuífero de La Aldea (Gran Canaria).Sección de Ciencias de la Naturaleza, Casa de Colón, Cabildo de Gran Canaria. Las Palmas de Gran Canaria, 2009: 1-389.

Muñoz Sanz, J.; Cabrera, M.C. 2003. La construcción de pozos filtrantes de agua de mar para desalinización en el acuífero de la aldea de San Nicolás (Gran Canaria, España). II TIAC, Alicante, I: 683–690.

Naranjo, G., Cruz-Fuentes, T., Benavides, A., Cabrera, M.C., Hernández-Quesada, P., Estévez, E., Martín, L.F., y Custodio, E. 2013. Los trabajos del Proyecto REDESAC en el Norte de Gran Canaria: estimación de la recarga natural media mediante el balance de cloruros atmosféricos. En J.C. Santamarta (ed): Avances en la Investigación de los Recursos Hídricos en Islas y Terrenos Volcánicos. Universidad de La Laguna; 37-48.

Naranjo Ayala, G.; Cruz–Fuentes, T.; Cabrera Santana, M.C.; Martín Rodríguez, L.F.; Custodio, E. 2014. Avances en la estimación de la recarga natural mediante la aplicación del método del balance de cloruros atmosféricos al acuífero del norte de Gran Canaria. En: J. Gómez–Hernández y J. Rodrigo–Ilarri (eds.), II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas, Valencia. 2014. Ed. Universitat Politècnica de València: 619–640.

Naranjo, G.; Cabrera, M.C.; Cruz–Fuentes, T.; Martín, L.F.; Custodio, E. 2015. Cuantificación de la recarga natural al acuífero del norte de Gran Canaria mediante el balance diario de agua en el suelo. En: M.C. Cabrera, T. Cruz–Fuentes, V. Mendoza y M.P. Palacios (eds.), Estudio, Aprovechamiento y Gestión del Agua en Terrenos e Islas Volcánicas. Las Palmas de Gran Canaria, IGME y AIH–GE: 247–254.

Neris Tomé, J., Tejedor Salguero, M.L., Jiménez Mendoza, C.C. 2013. La infiltración en suelos volcánicos. En: Hidrología y Recursos Hídricos en Islas y Terrenos Volcánicos: Métodos, Técnicas y Experiencias en las Islas Canarias. Colegio de Ingenieros de Montes, Madrid: 199-226.

Nielson, D.L., Stiger, S.J. 1996. Drilling and evaluation of Ascensión#1, a geothermal exploration well on Ascensión Island, South Atlantic Ocean. Geothermics, 25: 543-563.

Niñerola Pla, S. 1987. Las aguas subterráneas de la Isla de Tenerife: algunas consideraciones sobre sus acuíferos y su explotación. Canarias 2000.

Niñerola, S., Hoyos-Limón, A. 1975. Las obras de captación de aguas subterráneas en la Isla de Tenerife. Simposio de Lanzarote 1975, II: 989-1004.

ODP Leg 157. 1996. Gran Canaria volcanic apron and Madeira abyssal plain drilled. EOS, 76-40: 394-395.

Ortiz, R., Araña, V. 1986. Física de los fenómenos volcánicos. Anales de Física, Serie B. Publicaciones de la Real Sociedad Española de Física, 82(nº especial): 1-231.

Padilla, G.D., Hernández, P.A., Padrón, E., Barrancos, J., Pérez, N.M., Melián, G., Nolasco, D., Dionis, S., Rodríguez, F., Calvo, D., Hernández, I. 2013. Soil gas radon emissions and volcanic activity at El Hierro (Canary Islands): The 2011-2012 submarine eruption. Geochemistry, Geophysics, Geosystems – G^3, doi: 10.1029/2012GC004375

Paradela, P.Lopes. 1978. Captação de água subterrânea. Seminario sobre Saneamiento Básico, Qualidadaes de Vida. Açores. Centro Tecnológico, Direcção Geral do Saneamiento Básico. Lisboa: 1-80.

Paradela, P.L. 1980 Hidrogeología des Ilhas Adjacentes. Comunicacões do Servicio Geológico de Portugal, 66: 241-256.

Paradela, P.L. 1980. Hidrogeología geral das Ilhas Adjacentes. Fourth International Symposium on Ground Water, 3rd. Conference on Water Planning. Capo-Mulini Unni, Acireale, Catania. E65

Pérez, N.M. 2010. La firma isotópica del estroncio (87Sr/86Sr): la mejor huella dactilar para la datación y cuantificación de la intrusión marina en acuíferos volcánicos insulares. En: E. González Cárdenas, E. Escobar Lahoz, R. Becerra Ramírez, R.V. Gosálvez Rey & J. Dóniz Páez. Aportaciones Recientes en Vulcanología 2005-2008. Centro de Estudios Calatravos, Almagro (Ciudad Real): 345-349. ISBN 978-84-614-1025-5.

Pérez, N.M., Nakai, S.I., Wakita, H., Hernández, P.A., Salazar, J.M. 1996. Helium-3 emission in and around Teide Volcano, Tenerife, Canary Islands, Spain. Geophysical Research Letters, 23(24): 3531-3534.

Pérez, N.M., Somoza, L., Hernández, P.A., González de Vallejo, L., León, R., Sagita, T., Biain, A., González, F.J. Medialdea, T., Barrancos, J., Ibáñez, J., Sumino, H. Nogami, K., Romero, C. 2014. Evidence from acoustic imaging for submarine volcanic activity in 2012 off the west coast of El Hierro (Canary Islands, Spain). Bul. of Volcanology, 76: 882, DOI 10.1007/s00445-014-0882-y.

Pérez-Torrado, F.J. 2000. Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo (Gran Canaria). Tesis doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Ed. Del Cabildo de Gran Canaria; 1-459.

Pérez-Torrado, F.J. 2008. Geología de Gran Canaria, En: F.J. Pérez_Torrado y M.C. Cabrera (eds,), Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias. Gran Canaria. Sociedad Geológica de España, Geo-Guías, 5; 27-39.

PHEH 1999. Plan hidrológico de El Hierro. Consejo Insular de Aguas de El Hierro. Valverde: 1-222.

PHEH 2012. Consejo Insular de Aguas de El Hierro (2012/12). Documentos de la Planificación hidrológica. http://www.aguaselhierro.org/planificacion/plan/revision

PHEH 2015. Estado general de la Demarcación Hidrográfica de El Hierro, Consejo Insular de Aguas de El Hierro: 1–49.

PHFV 1999. Plan hidrológico insular de Fuerteventura, BOC nº 105, de 6 de agosto de 1999. http://www.aguasfuerteventura.com/planHidrologico.html

PHFV 2015. Plan hidrológico de la Demarcación Hidrográfica de Fuerteventura: 1–455.

PHGC 1998. Plan hidrológico de Gran Canaria. Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria. Las Palmas de Gran Canaria: 1–297.

PHGC 2009. Plan territorial especial hidrológico de Gran Canaria, ciclo de planificación 2009–2015, Vol I: 1–227; Vol II: 1–106.

PHGC 2015. Plan hidrológico de Gran Canaria, 2º Ciclo de Planificación http://www.aguasgrancanaria.com/

PHGO 2002. DECRETO 101/2002, de 26 de julio, por el que se aprueba el Plan Hidrológico Insular de La Gomera. BOC Nº 084. Lunes 5 de Mayo de 2003–723 http://www.gobiernodecanarias.org/boc/

PHGO 2015. Plan Hidrológico de La Gomera, 2º Ciclo 2015–2021. http://www.aguasgomera.es/

PHLP 2015. Plan hidrológico de la Isla de La Palma. Consejo Insular de Aguas de La Palma: 1–237.

PHP 2015. Plan hidrológico de Portugal. https://www.apambiente.pt/?ref=16&subref=7&sub2ref=9&sub3ref=834

PHTF 2010. Plan hidrológico de Tenerife. Memoria. Consejo Insular de Aguas de Tenerife. Cabildo Insular de Tenerife.

PHTF 2015. Plan hidrológico de la Isla de Tenerife: 1–288. Memoria del documento de información. Consejo Insular de Aguas de Tenerife. Cabildo Insular de Tenerife: 1–95.

Pina, A.F.L. et al. 2005. Hydrogeological characterization of the main units of Santiago Island, Cabo Verde (in Portuguese). Actas XIV Semana de Geoquímica e VII Congresso de Geoquímica dos Países de Lingua Potuguesa, 1: 379-282

Poncela, R. 2015. Hidrogeología del sistema acuífero volcánico de La Palma (Islas Canarias). Tesis Doctoral. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Alicante. Alicante: 1-227.

Poncela, R., Skupien, E. 2009. Estudio de evaluación hidrogeológica actual de la Fuente Santa (T.M. de Fuencaliente). Informe Técnico. CIAP: Consejo Insular de Aguas de La Palma OB–40/08: 1-136.

Poncela Poncela, R., Skupien Balon, E., Martín Castro, F.J., Rodríguez López, M. 2012. Manantial mineromedicinal en zona costera desde la perspectiva de la Fuente Santa. VIII SIAGA, Cádiz, I: 491–500.

Poncela, R., Skupien, E. 2013. Estado de las masas de agua subterránea de La Palma. Informe Técnico, Consejo Insular de Aguas de La Palma: 1-131.

Poncela, R., Skupien, E. 2016. Caracterización hidroquímica e isotópica ambiental de las aguas subterráneas del Valle de El Golfo (Isla de El Hierro). Dirección General de Aguas, Gobierno de Canarias, Plan Hidrológico de El Hierro, HR-132-8-CM: 1-131.

Poncela, R. y Skupien, E. 2019. Caracterización isotópica ambiental e hidroquímica de las aguas subterráneas de la isla de La Palma. Dirección General de Aguas. Consejería de Agricultura, Ganadería, Pesca y Aguas del Gobierno de Canarias. Santa Cruz de Tenerife:1 143.

Pous, J., Heise, W., Schnegg, P.-A., Muñoz, G., Martí, J., Soriano, C. 2002. Magnetotelluric study of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): structural and hydrogeological implications. Earth and Planetary Science Letters 204: 249-263.

Prada, S.N., Oliveira da Silva, M. 2001. Fog precipitation on the Island of Madeira (Portugal). Environmental Geology, 41: 384-389.

Prada, S. L. R. N., Perestrelo, M., Nunes, A., Figueira, C., Cruz, J. V. 2005. Disponibilidades hídricas da Ilha da Madeira. Proyecto AQUAMAC: técnicas y métodos para la gestión sostenible del agua en la Macaronesia: 261-294.

Prada, S.N., Oliveira da Silva, M., Cruz, J.V. 2005b. Groundwater behaviour in Madeira volcanic island (Portugal). Hydrogeology Journal, 13: 800-812.

Prada, S., Menezes de Sequeira, M., Figueira, C., Oliveira da Silva, M. 2009. Fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira Island (Portugal). Agricultural and Forest Meteorology, 149: 1179–1187.

Prada, S., Cruz, J.V., Silva, M.O., Figueira, C. 2010. Contribution of cloud water to the groundwater recharge in Madeira Island: preliminary isotopic data. 5th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew, Münster, Germany.

Prada, S., Menezes de Sequeira, M., Figueira, C., Priorc, V., Oliveira da Silva, M. 2010b. Response to "Comment on fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira Island (Portugal)". Agricultural and Forest Meteorology, 150: 1154-1157.

Prada, S., Menezes de Sequeira, M., Figueira, C., Vasconcelos, R. 2011. Cloud water interception in the high altitude tree heath forest (Erica arborea L.) of Paul da Serra Massif (Madeira, Portugal). Hydrological Processes 26: 202–212.

Prada, S., Menezes de Sequeira, M., Figueira, C., Vasconcelos, R. 2013. Reply to comment on Prada et al. 2012. 'Cloud water interception in the high altitude tree heath forest (Erica arborea L.) of Paul da Serra Massif (Madeira, Portugal). Hydrological Processes, 26: 202–212. Hydrological Processes. 27: 1518–1522.

Prada, S., Figueira, C., Aguiar, N., Cruz, J.V. 2015. Stable isotopes in rain and cloud water in Madeira: contribution for the hydrogeologic framework of a volcanic island. Environmental Earth Sciences, 73(6): 2733-2747.

Prada, S., Cruz, J.V., Figueira, C. 2016. Using stable isotopes to characterize groundwater recharge sources in the volcanic island of Madeira, Portugal. Journal of Hydrology, 536: 409-425.

Pinto, R. 2010. Centrais eléctricas na Região Autónoma dos Açores. Documento interno.

RAEMIA 2019. Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España. Preparado por E. Custodio, con la revisión de J. Jódar y las contribuciones especiales de J.V. Giráldez y A. Sahuquillo, para la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), con el apoyo de SUEZ-España y CETAQUA: 1-1206. UPC, Barcelona, e-book, http://hdl.handle.net/2117/182282.

Ramalho, R.S., Helffrich, G., Madeira, J., Cosca, M., Thomas, C., Quartau, R., Hipólito, A., Rovere, A., Hearty, P.J., Ávila, S.P. 2017. Emergence and evolution of Santa Maria Island (Azores).The conundrum of uplifted islands revisited. Geological Society of America Bulletin, 129(3-4): 372-390.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2010. Comment on ''Fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira Island (Portugal)''. Agricultural and Forest Meteorology, 150: 133–134.

Regalado, C.M., Axel Ritter, A. 2013. Comment on Prada et al. 2012. 'Cloud water interception in the high altitude tree heath forest (Erica arborea L.) of Paul da Serra Massif (Madeira, Portugal). Hydrological Processes 26: 202–212 + Hydrological Processes, 27, 1515–1517.

Rodríguez González, A. 2009. El vulcanismo holoceno de Gran Canaria: aplicación de un sistema de información geográfico. Tesis doctoral. Departamento de Física. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria: 1-483.

Ruiz-García, A., Carrascosa-Chisvert, M. D., Mena, V., Souto, R. M., Santana, J. J., Nuez, I. 2019. Groundwater quality assessment in a volcanic mountain range (South of Gran Canaria Island, Spain). Water, 11(4): 754.

Sáenz Oiza, J. 1983. Evolución previsible de las reservas de agua en Gran Canaria, Boletín del SGOPU, Servicio Geológico de Obras Públicas, Madrid, 42: 127-129.

Sáenz Oiza, J., Jiménez Suárez, J., Braojos Ruiz, J., Puga, L.O. 1980. El acuífero volcánico de la isla de Tenerife: características principales y evolución previsible. IV Col. Intern. sobre las Aguas Subterráneas, 13ª Conf. Intern. Sobre Planificación del Agua, A: 131-154. Capomulini Unni, Acireale (Catania), I UNESCO-CCE-AIH-ESA-CEMPA

Sánchez Guzmán, J., y Abad, J. 1986. Sondeo geotérmico Lanzarore-1. Significado geológico y geotérmico. Abales de Física, Serie B, Física de los Fenómenos volcánicos. Real Sociedad Española de Física, 8 (especial): 102-109.

Santamarta Cerezal, J.C. (ed.) et al. 2013. Avances en la investigación de los recursos hídricos en islas y terrenos volcánicos. Reunión científica nacional sobre el estudio de los recursos hídricos en islas volcánicas. Universidad de La Laguna. Departamento de Ingeniería Civil, Hidráulica y Energética, ETSICCP, Universidad Politécnica de Madrid: 1-272.

SASMIE 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio para Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), SUEZ-España y Cetaqua: 1-852. UPC, Barcelona. e-book. http://hdl.handle.net/2117/111515

Schminke, H.U. 1976. Geology of the Canary Islands. In: G. Kunkel (ed.), Biogeography and ecology of the Canary Islands. W. Junk, The Hague: 67-184.

Schminke, H.U. 1993. Geological field guide of Gran Canaria. Pluto-Press, Kiel: 1-227.

Schminke, H-U-, Sunita, M. 2010. Geological evolution of the Canary Islands. G¨prres-Verlag: 1-194.

Serralheiro, A., Madeira, J. 1993. Stratigraphy and geochronology of Santa Maria island (Azores). Açoreana, 7(4): 575-592.

Servando, I. 1998. Estudio hidrogeológico del Pozo de los Padrones (El Hierro). Universidad de La Laguna: 1-139.

Skupien, E. 1998. Aguas subterráneas en las rocas volcánicas de La Gomera. Tesis Doc-toral. Departamento de Geología de la Universidad de Minería y Siderurgia "Stanislau Staszic", Cracovia (Polonia). Facultad de Geología, Geofísica y Protección del Ambiente. Universidad AGH: 1-121.

Smellie, J.L., López-Martínez, J., Headland, R.K., Hernández, G., Fuentes, F., Maestro, A., Miller, I.L., Rey, J., Serrano, E., Somoza, L., Thomson, J.W. 2002. Geology and geomorphology of Deception Island, supplementary text. British Antartic Survey, Natural Research Council, Cambridge: 1-78.

Soler Liceras, C., Lozano García, O. 1985. El agua en Canarias. Boletín de Informaciones y Estudios, 44. Servicio Geológico, Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Madrid: 1-48.

Soler Liceras, C. 2006. La historia de la Fuente Santa: nullus fons non sacer.

Makaronesia. Bol. Asoc. Amigos Museo de Ciencias Naturales de Tenerife: 83–99.

Soler Liceras, C. 2007. La historia de la Fuente Santa. Ed. Turquesa: 1–430. ISBN 9788495412744.

Soler Liceras, C. 2008. El agua en La Gomera. Cosejería de Aguas de Canarias. Santa Cruz de Tenerife.

Soler, V., Castro-Almazán, J. A., Viñas, R. T., Eff-Darwich, A., Sánchez-Moral, S., Hillaire-Marcel, C., et al. 2004. High CO_2 levels in boreholes at El Teide volcano complex (Tenerife, Canary Islands): Implications for volcanic activity monitoring. In: Geodetic and Geophysical Effects Associated with Seismic and Volcanic Hazards. Birkhäuser, Basel: 1519-1532.

SPA–15 1975. Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515). Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Obras Hidráulicas. UNESCO. Las Palmas de Gran Canarias, Madrid. 3 vol.+mapas.

Standigel, H.-U., Schminke, H.U. 1984. Pliocene seamunt series of La Palma, Canary Islands. J. Geophys. Res., 89: 11195-11215.

Stroncik, N.A.; Klügel, A. y Hansteen, T.H. (2009). The magmatic plumbing system beneath El Hierro (Canary Islands): Constraints from phenocrysts and naturally quenched basaltic glasses in submarine rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 157(5): 593-607.

Suárez Moreno, F., Santamaría Cerezal, J.C., Pérez, A.S. 2013a. Patrimonio hidráulico canario. In: Hidrología y Recursos Hídricos en Islas y Terrenos Volcánicos: Métodos, Técnicas y Experiencias en las Islas Canarias. Cap. 24. Colegio de Ingenieros de Montes. Madrid: 433-487.

Suárez Moreno, F., Santamarta Cerezal, J.C.S. 2013b. Gestión y planificación de los recursos hídricos en los sistemas insulares de la Macaronesia. La singularidad canaria. In: Hidrología y Recursos Hídricos en Islas y Terrenos Volcánicos: Métodos, Técnicas y Experiencias en las Islas Canarias. Cap. 23. Colegio de Ingenieros de Montes. Madrid: 426-432.

Thomas, L.E., Hawkesworth, C.J., Van Calsteren, P., Turner, S.P. and Rogers, N.W., 1999. Melt generation beneath ocean islands: A U-Th-Ra isotope study from Lanzarote in the Canary Islands. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(23-24): 4081-4099.

Tolstikhin, I.N., Kamenskiy, I.L., Forjaz, V., Polyak, B.G., Kononov, V.I. and Kudryavtsev, D.I., 1991. Helium isotopes in gases of Sao Miguel Island, the Azores plateau. International Geology Review, 33(9): 930-940.

Urgelés, R.; Canals, M.; Baraza, J.; Alonso, B. y Masson, D.G. 1997. The last major megalandslides in the Canary Islands: the El Golfo debris avalanche and the Canary debris flow, west Hierro Island. J. Geophys. Res., 102: 305-323.

Valentín, M.A. 1988. La fase gaseosa relacionada con la actividad volcánica y tectónica. Universidad de Barcelona, Facultad de Ciencias Geológicas.

Valentin, A., Albert-Beltran, J.F., Diez, J.L. 1990. Geochemical and geothermal constraints on magma bodies associated with historic activity, Tenerife (Canary Islands). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44(3-4): 251-264.

Van der Weijden, C.H.,.Pacheco, F.A. 2003. Hydrochemistry, weathering and weathering rates on Madeira Island. Journal of Hydrology, 283(1-4): 122-145.

Veeger, A.I. 1991. Geochemical methods for evaluating the origin and evolution of ground water in volcanic rocks. Ph.D. Dissertation. Department of Hydrology and Water Resources. University of Arizona: 1 239.

Watts, A.B., Peirce, C., Collier, J., Dalwood, R., Canales, J.P., Henstock, T.J. 1997. A seismic study of lithospheric flexure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands. Earth and Planetary Science Letters, 146: 431-447.

Walter, T.R., Troll, V., Cailleau, B., Belousov, A., Schminke, H-U., Bogaard, P., Amelung, F. 2005. Rift zone reorganization through flank instability on ocean island volcanoes; Tenerife, Canary Islands. Bull. Vulcanology, 67: 281-291.

Yuguero, J., Araña, V., Diez, J.J., Ortiz, R. 1986. Evolución térmica de cámaras magmáticas. Aplicación a las raíces de Timanfaya (Lanzarote). Anales de Física, Serie b, Especial: 15-20.

Capítulo 7

Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico insular de los océanos Pacífico e Índico

Contenido: Se considera el ámbito insular de los océanos Pacífico e Índico. Se comenta el contexto general. Se singularizan los archipiélagos de Hawaii, Galápagos, Mascareñas (islas de La Reunión y Mauricio) y Comoros, el entorno de Java y las islas de Jeju y Pascua. Se aportan comentarios sobre el archipiélago de Japón. Otras islas se comentan en el contexto general, incluyendo Nueva Zelanda y Las Filipinas. Australia queda excluida y se trata en el Capítulo 11.

Notas generales

El objetivo de este informe-libro son los aspectos hidrogeológicos y relativos a las características y existencia de reservas y recursos de agua subterránea en las formaciones volcánicas. Otros aspectos no se consideran o se mencionan marginalmente.

No se realiza un inventario de formaciones e islas volcánicas, sino que se seleccionan y singularizan aquellas que aportan conocimiento orientado al objetivo. Otras situaciones se mencionan en las introducciones o se obvian.

Una parte significativa del contenido se basa en los informes MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019), disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua, y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología de los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

Esta monografía se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970, a lo que se añade la experiencia directa en determinados casos que se deriva de campañas y visitas detalladas y de trabajos de investigación y profesionales. Pero no se ha cubierto el panorama con búsquedas adicionales pare cubrir vacíos sobre aspectos o situaciones con escasa documentación disponible.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de los mismos o por sesgos por parte del redactor, aunque se ha tratado de compensar.

Las figuras se han tomado en buena parte de los documentos disponibles, con la calidad que tenían, que a veces es bastante deficiente, pero que se han mantenido si aportan información relevante.

Muchas de las localidades mencionadas no están explícitamente identificadas o no figuran en la información gráfica. Los lectores las pueden localizar acudiendo a las fuentes electrónicas y documentales de información que son de uso común actualmente.

Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales. Se da la designación anglosajona o en otra lengua cuando aparecen por primera vez, cuando se ha creído relevante. En el breve glosario y lista de símbolos se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 7

7 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico insular de los océanos Pacífico e Índico

7.1 Introducción

7.1.1 Contexto general y local

7.1.2 Islas Pacíficas

7.2 Archipiélago de Hawaii

7.2.1 Características generales del archipiélago de Hawaii

7.2.2 Isla de Oahu

7.2.3 Isla Grande de Hawaii

7.3 Isla de Jeju

7.4 Archipiélago de Japón

7.5 Tahití

7.6 Archipiélago de Colón-Islas Galápagos

7.7 Isla de Pascua

7.8 Islas Mascareñas e Islas de los Comoros

7.8.1 Introducción

7.8.2 Isla de La Reunión

7.8.3 Isla de Mauricio

7.8.4 Islas de los Comoros

7.9 Java e islas próximas

7.10 Agradecimientos y créditos

7.11 Referencias

7 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico insular de los océanos Pacífico e Índico

7.1 Introducción

7.1.1 Contexto general y local

Para las consideraciones hidrogeológicas de las formaciones volcánicas que se hacen en los Capítulos 6 a 11, se agrupan las distintas áreas geográficas insulares y continentales según se expone en la Sección 1.7 del Capítulo 1. No se incluyen las formaciones volcánicas continentales e insulares que son impermeables a efectos prácticos, salvo que condicionen el comportamiento de otras formaciones de interés hidrogeológico.

No se trata de un inventario, sino de una recopilación parcial de aspectos y resultados de interés hidrogeológico y de recursos de agua subterránea que, además de aportar conocimiento intrínseco, puedan ayudar a resolver otras situaciones que haya que afrontar, siempre considerando que cada caso es único, pero con situaciones análogas. La analogía supone un razonamiento previo cuidadoso. El que unas determinadas formaciones volcánicas estén o no comentadas específicamente es función de la información disponible, lo que guarda relación con la pluviosidad, densidad y ubicación de la población y sus actividades y con problemas de intrusión marina y de calidad del agua, además de la renta per cápita y la existencia de instituciones universitarias y de investigación.

En cada caso se aportan comentarios generales y luego detalles de casos de los que se tiene más información de carácter hidrogeológico y de recursos de agua subterránea, considerando los aspectos de cantidad y los de composición química y de calidad. Hay situaciones relevantes, pero que no han sido consideradas por no haber dispuesto de información suficiente, y otras en que la relevancia absoluta es menor, pero permiten derivar conocimientos útiles y generalizables.

El contenido de este Capítulo 7 se centra en la parte insular de los océanos Pacífico e Índico. Se excluye Australia, por ser continental, pero se incluyen comentarios de Kamchatka que, aunque es continental, está en relación con las islas Kuriles, y de la costa de Alaska que continua a las islas Aleutianas. Se han segregado de los comentarios generales los que corresponden a los archipiélagos de Hawaii, Galápagos (Colón) y Mascareñas (islas de La Reunión y de Mauricio), islas de Jeju, Tahití y Pascua, y archipiélagos de Japón y de Java y su entorno, ya que de ellos se dispone de datos para comentar situaciones de interés, de los que no se ha dispuesto en otras islas y archipiélagos, como en Filipinas, Nueve Zelanda y otras. Esto no quiere decir que no existan, sino que pudiendo existir y que probablemente existen, no han estado disponibles dentro del contexto hidrogeológico buscado.

Parte de las islas son de punto caliente, pero otras muchas corresponden a arcos insulares de las zonas de subducción, que presentan ciertas diferencias en el magma inicial y en el tipo de volcanismo y consiguientemente en las características hidrogeológicas.

7.1.2 Islas Pacíficas

Las islas del Océano Pacífico son muy numerosas y dispersas. La mayoría de ellas son volcánicas, aunque muchas han sido erosionadas hasta el nivel del mar del momento (combinación de movimientos eustáticos con los de la corteza terrestre) y, en las zonas con clima tropical en su momento, colonizadas por arrecifes de coral adosados o formando atolones. La Figura 7.1.1 proporciona una visión general. Muchas islas están en áreas relativamente lluviosas, con buena recarga, pero con una estación seca o menos húmeda. La falta de volumen de acuífero, a veces gran transmisividad y penetración natural del agua marina en las formaciones costeras, es un serio problema para garantizar el suministro de agua dulce a las poblaciones locales (Falkland y Custodio, 1991). Es algo bien conocido localmente, aunque hay pocas publicaciones de detalle y síntesis. Las captaciones que no son manantiales, que a veces son ya salobres, suelen ser drenes y zanjas y pozos cortos excavados y en muchos casos tienen en el fondo alguna galería rasante sobre el nivel freático. Frecuentemente estas captaciones están en sedimentos costeros y no en las formaciones volcánicas propiamente dichas, si es que estas afloran. Dependiendo de la edad, constitución y grado de alteración, las rocas volcánicas pueden ser unas veces muy permeables, con problemas de salinización, y otras el substrato.

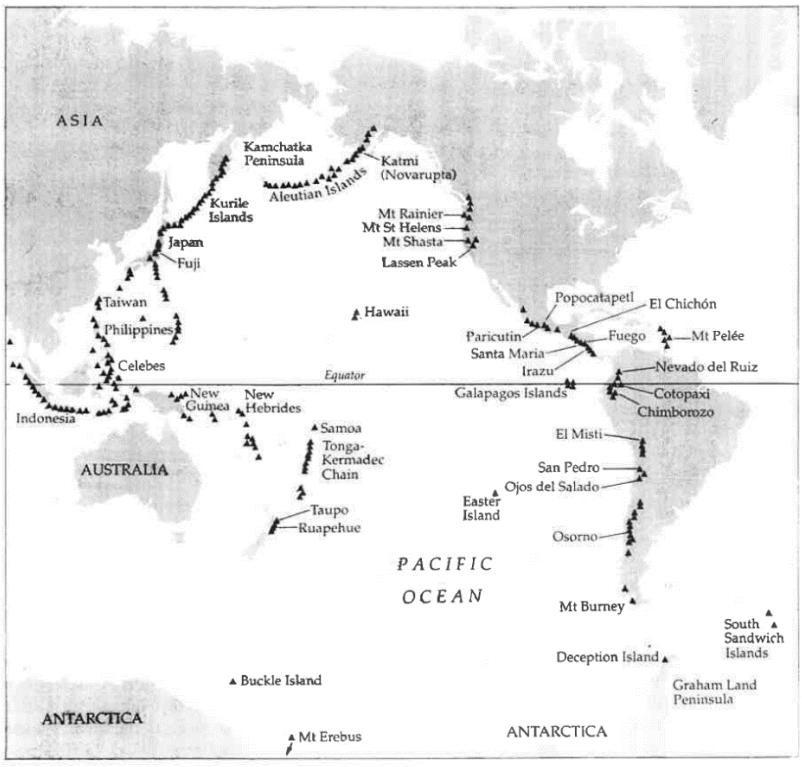


Figura 7.1.1 Volcanismo en y en el entorno del océano Pacífico, con los principales grupos insulares.

Frecuentemente se distingue entre un área Norte, otra Central y otra Austral. El área N es de volcanismo periférico (Cinturón de Fuego), muchas veces activo, el área centro es donde hay más islas oceánicas dispersas y el área S tiene varios conjuntos de islas próximas a la Antártida.

En el área N (Figura 7.1-2) se encuentra el volcanismo costero de Alaska y las islas Aleutianas, que cierra sobre la península de Kamchatka y su apéndice hacia el Sur de las islas Kuriles, hasta el archipiélago de Japón. Este último se comenta en la Sección 7.4. En la Sección 7.3 se detallan las circunstancias de la isla de Jeju, en el S de Korea (Figura 7.1.2).

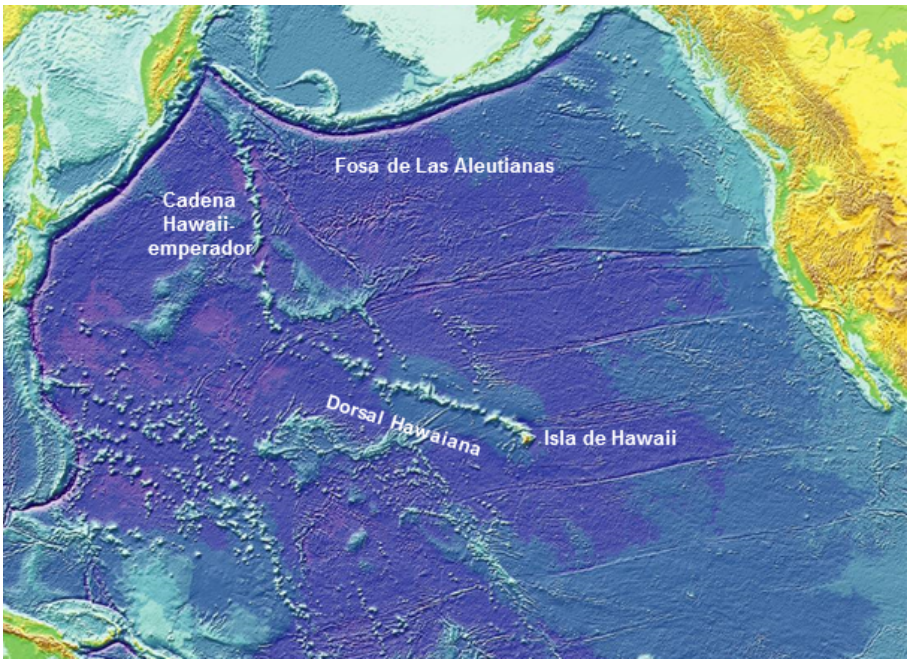


Figura 7.1.2 Volcanismo en la cuenca del océano Pacífico Norte, con la dorsal hawaiana y elevaciones submarinas. La dorsal hawaiiana y su entorno corresponde a un punto caliente (en Carracedo y Tilling, 2003).

Las islas Aleutianas se extienden entre el NE de Siberia y Alaska. Son unas 300 islas a lo largo de 1900 km, con un total de 6821 km^2. Pertenecen a los estados Unidos y tienen unos 8000 habitantes. No parece haber aspectos hidrogeológicos especiales.

La península de Kamchatka está unida al continente, pero en parte es una continuación hacia el N de las islas Kuriles (Figura 7.1.2). Pertenece a Rusia y tiene unos 400.000 habitantes. Se extiende sobre 47.200 km^2 a lo largo de 1250 km. En buena parte es volcánica, muy joven (<1 Ma). Hay 30 volcanes activos históricos, con erupciones cada 20-30 a. La precipitación media es de unos 1100 mm/a. La mayoría de estudios hidrogeológicos hacen referencia a aspectos hidrogeoquímicos de aguas termales. Hubo abundantes geiseres, pero se sepultaron tras un gran corrimiento de tierras.

El archipiélago de las Kuriles (Kuril; *kurit'* = fumar) consiste en 56 islas volcánicas de arco insular con una extensión total de 10.500 km^2 a lo largo de 1300 km, entre Japón y la península de Kamchatka. La altitud máxima es de 2339 m. Pertenece a Rusia y tiene unos 20.000 habitantes. Hay unos 100 volcanes, de los que 40 son activos. La precipitación media es de 1020 a 1270 mm/a. La mayoría de estudios hidrogeológicos hacen referencia a aspectos hidrogeoquímicos de aguas termales.

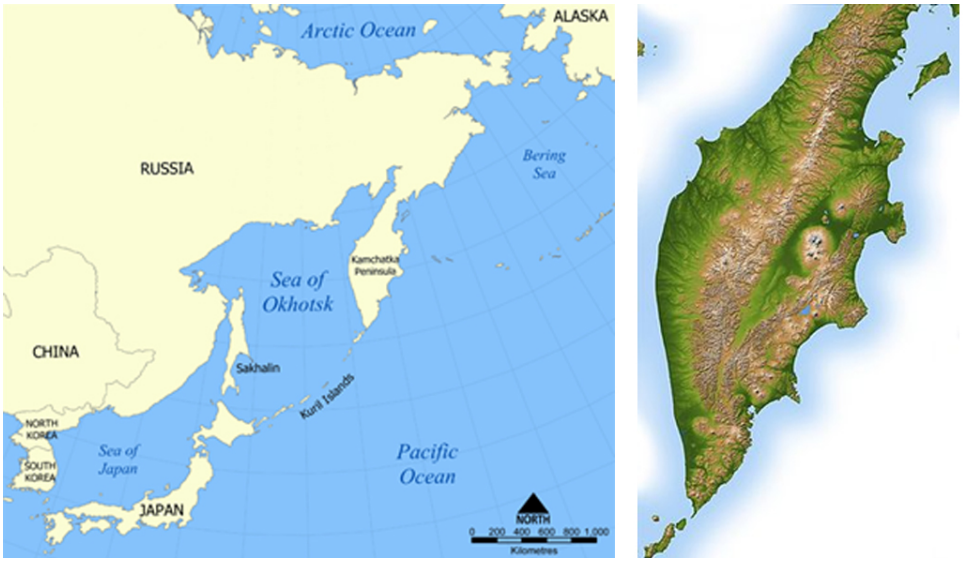


Figura 7.1.3 Situación de la península de Kamchatka y de las Islas Kuriles.

En conjunto, en la zona de subducción de Kamchatka e Islas Kuriles hay unas 100 manifestaciones térmicas y 23 volcanes en 1900 km, que son el 5% de la longitud total moderna de arcos insulares. Hay 30 volcanes activos históricos en Kamchatka (Taran, 2009). En Kamchatka, la velocidad de convergencia de las placas a lo largo del arco es de 7,9 cm/a. La placa oceánica que subduce, de 90-118 Ma de edad, penetra ⩾500 km y tarda 2,7-4,0 Ma en recorrer 120 km. En la fosa hay unos 400 m de sedimentos insulares y oceánicos. Tras el arco de las Kuriles hay unos 90 volcanes submarinos y siguen por las Aleutianas. El contacto manto-placa se produce a unos 100 km de profundidad (Taran, 2009).

Al S de Kamchatka está la planta geotérmica de Pauzhetka (1968) de >60 MWe. Las aguas calientes utilizadas son de baja salinidad y con gases disueltos, mayormente N_2, pero con alto CO_2 cerca de algunos volcanes y acidez de hasta pH ≈2 debido a la presencia de HCl, HF y SO_2. El agua marina existente es reciclada, con ≈1% en peso de HCl y $\delta^{18}O$ = +7‰±2‰y $\delta^{2}H$ -20‰±5‰, como el agua andesítica, que es similar a la de las fumarolas de alta temperatura.

La Figura 7.1.4 muestra la gran cantidad de grupos de islas del Pacífico Centro. Se agrupan en distintos Estados (Figura 7.1.5). Son objeto de comentarios separados el archipiélago de Hawaii (NE) en la Sección 7.2), Tahití, del archipiélago de La Sociedad, en la Polinesia francesa (SE), en la Sección 7.5 e Isla de Pascua (fuera de la figura, al E de la isla de Pitcairn en el SE) en la Sección 7.7 y el archipiélago de Colón (Islas Galápagos), fuera de la figura y al E, en el entorno del ecuador, en la Sección 7.6. La Polinesia Francesa comprende los archipiélagos de la Tabla 7.1.1

Tabla 7.1.1 Archipiélagos de la Polinesia francesa y sus islas altas volcánicas y atolones (Pouchan et al., 1988):

Archipiélagos	Islas altas volcánicas	Atolones	Total
Société	9	5	14
Tuamotu	0	76	76
Gambiers	8	1	9
Australes	6	1	7
Marquises	11	1	12
TOTAL	34	84	118

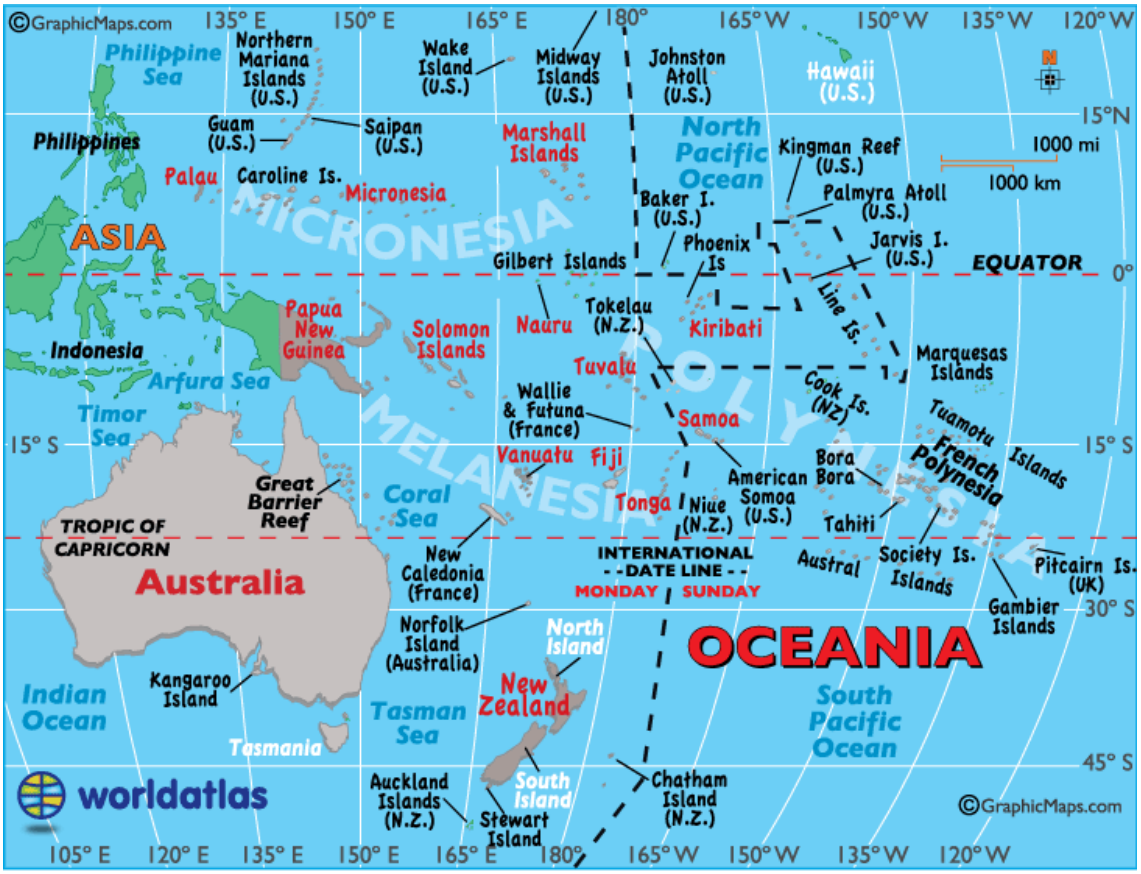


Figura 7.1.4 Islas del Pacífico Centro, en la Polinesia (al E), la Micronesia (al NW) y la Melanesia (al Centro-W).

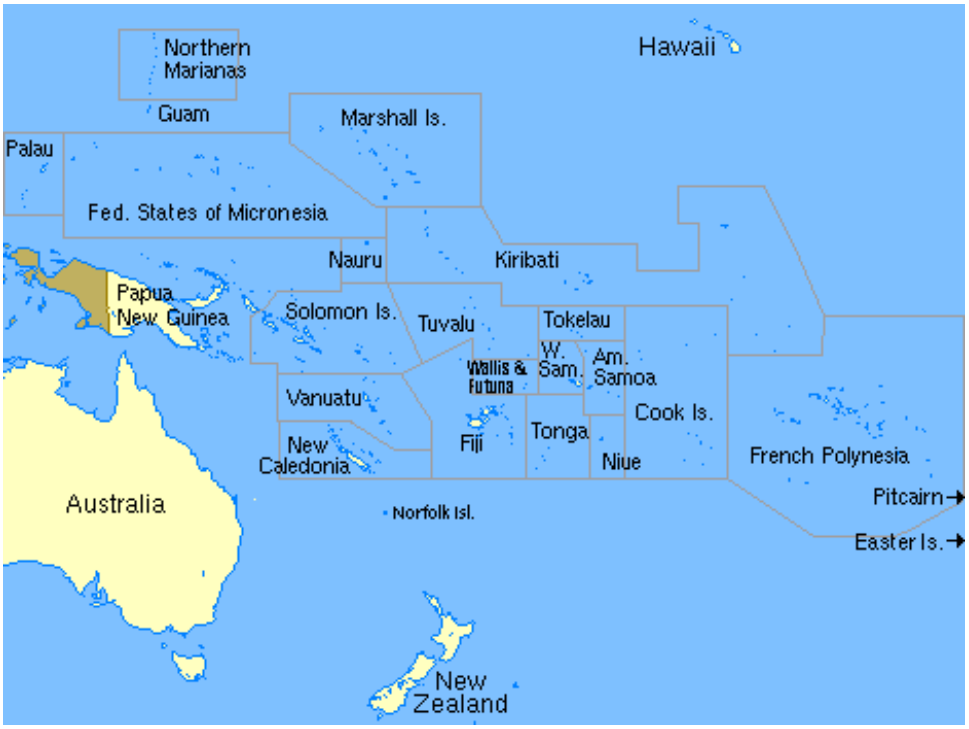


Figura 7.1.5 Estados insulares del Pacífico Centro.

Las islas Filipinas son en parte el resultado de un penacho ascendente de manto y de magma por subducción de placa tectónica. Apenas hay información hidrogeológica, aunque la hay geotérmica, con una instalación disponible. Se han producido importantes erupciones con gran cantidad de tefra y efectos muy extendidos, como la reciente del volcán Pinatubo de 1991, en la isla de Luzón, con erupción de 5 a 7 km^3.

Las Islas Marianas (antiguamente Islas de Los Ladrones) se extienden a lo largo de 1519 km, con una altura máxima 965 m. Tienen unos 251.000 habitantes y están actualmente administradas por los Estados Unidos. Anteriormente fueron parte del Fideicomiso de las Islas del Pacífico, denominado Trust Islands, que incluía además la American Samoa. Las islas Marianas tienen 15 montañas volcánicas en 7 islas principales, según la Tabla 7.1.1. La isla mayor es la de Guam. Son islas volcánicas del Eoceno medio-superior sobre formaciones volcánicas anteriores, con sedimentos carbonatados karstificados del Mioceno-Plioceno.

Tabla 7.1.1 Islas principales de las Islas Marianas y su superficie:

Isla	Superficie, km²
Guam	549
Saipán	115
Tinian	101
Rota	85
Pagan	47
Aguhan	43
Anatahan	31
TOTAL	1026

La isla de Guam tiene una conductividad hidráulica de k = 20-500 m/d para los materiales volcánicos y 2000-90.000 m/d para los carbonatos karstificados, con una porosidad drenable m = 0,08-0,17 (hasta 0,4) cerca del nivel freático (Rotzoll et al., 2013). La mitad S está formada por colinas volcánicas muy alteradas, con el 20% del agua de origen superficial, y la mitad N son planicies calizas muy porosas, de antiguos arrecifes sobre formaciones volcánicas, con el 80% del agua de origen subterráneo (Denton y Sim-Denton, 2010). La extracción de agua subterránea guarda relación directa con el grado de salinización (McDonald y Jenson, 2003). El agua de los acuíferos está afectada por nitratos (McDonald, 2002). Hay numerosas fosas sépticas. La contaminación poblacional (150.000 habitantes) y agrícola puede ser importante y se ha detectado la presencia de plaguicidas, como clordano, dibromocloropropano, endrin, dibromo etileno, heptaclor y otros (Denton y Sim-Denton, 2010).

En los atolones de la Micronesia y la Melanesia se han realizado balances de agua para determinar la recarga (Chapman, 1985). Los acuíferos son pequeños, en sedimentos sobre o adosados a los volcánicos y con una pequeña parte de agua duce/salobre sobre agua marina. Por esta razón, a pesar de precipitaciones anuales relativamente altas, tienen problemas de recursos de agua y han de captar las aguas subterráneas con precauciones (Falkland y Brunel, 1989; Falkland y Custodio, 1991; Join et al., 1988; Barker et al., 1985). En grandes tormentas y tifones, los atolones pueden ser cubiertos por el oleaje marino (Chui y Terry, 2012). La parte afectada directamente por el oleaje marino puede conservar agua dulce en profundidad, aunque la acumulación de agua marina en las lagunas central de los atolones retrasa la recuperación. Es un gran problema en las islas Marshall (Micronesia) y Kiribati, Tuvalu, Tikelau, Cook y otras.

Fiji está formado por unas 300 islas, con un total de 18.000 km² y 350.000 habitantes. Son islas volcánicas, montañosas, algunas de tamaño medio, como Vati-Levu, de 140 km x 90 km, y Vanu-Levu, de 160 km x 30 km.

El atolón de Truk (Chuuk), Estado de Chuuk, Estados Federados de la Micronesia, tiene varias islas volcánicas en su interior, con una superficie de 93 km², la mayor la de Feidruk, de 42 km², y altitud máxima de 443 m. Fue una importante base naval y aérea japonesa durante la Segunda Guerra Mundial. Hay estudios de detalle en la isla de Pingelap (Hamlin y Takasaki, 1996).

La isla de Pohnpei (Figura 7.1.6) es el resto erosionado de un gran volcán en escudo, de lava moderadamente alcalina, activo a lo largo de 9 Ma: etapa 1: basalto olivínico alcalino; hiato de 1,5 Ma de volcanismo esporádico dominado por lavas basaníticas y hawaianíticas; al final gran deslizamiento que eliminó gran parte del NW del escudo original; etapa final volcánica con gran volumen de lavas no saturadas que recubren gran parte del S de la isla. Como consecuencia de una elevación del nivel del mar y subsidencia insular desde hace 6000 a, se han depositado sedimentos horizontales planos alrededor de la isla (Figura 7.1.7), que tienen manglares. La precipitación es de 4000-9000 mm/a, de los que escurren el 0,67. La roca de basamento es poco permeable, pero que puede dar agua en tobas cerca de la costa (Spengler y Mink, 1992).

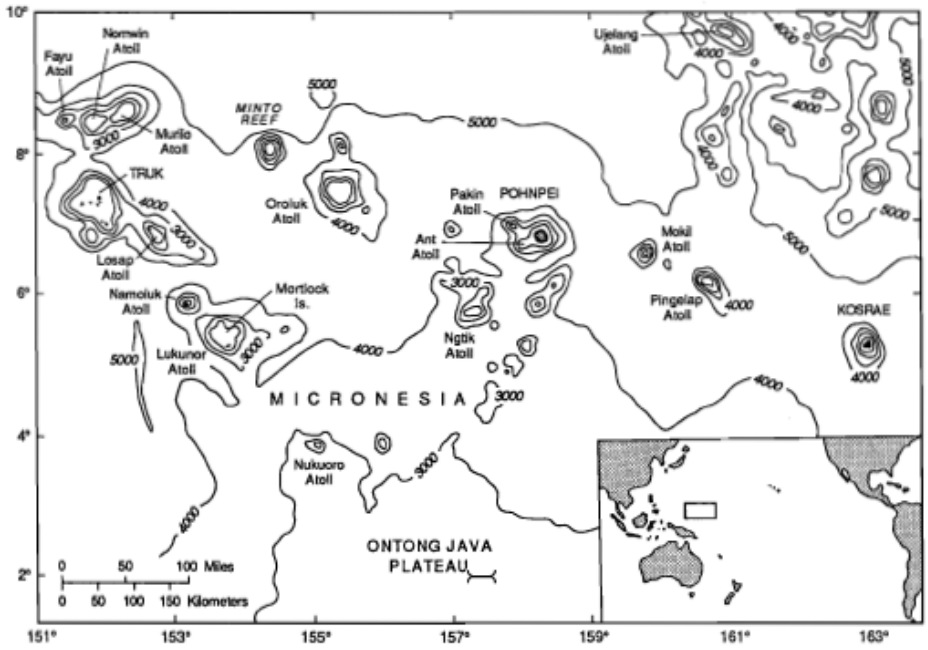


Figura 7.1.6 Batimetría, en m, de las islas Carolinas orientales y situación de la isla de Pohnpei.

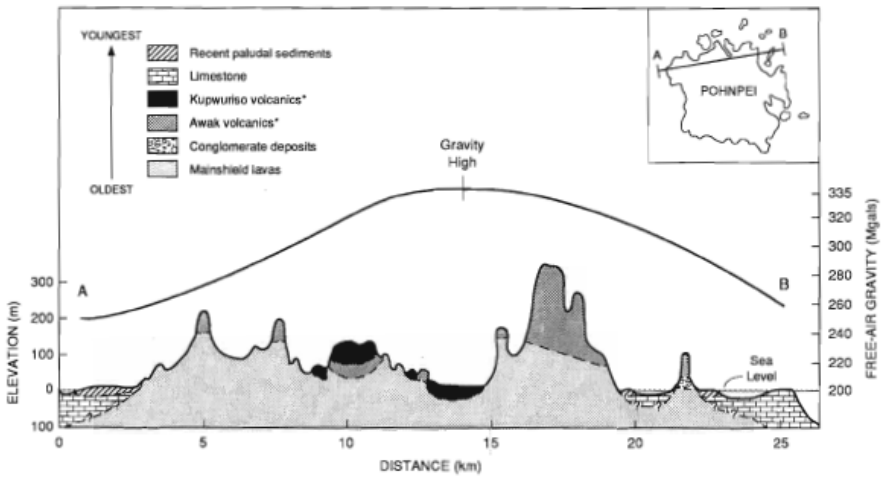


Figura 7.1.7 Sección geológica del lado norte de la isla de Pohnpei (Spengler y Mink, 1992).

Nueva Caledonia no es propiamente una isla volcánica, aunque tiene tobas pérmicas muy alteradas y algunos basaltos senoniense-eocénicos, algo permeables. Las islas francesas de Wallis y Futuna son volcanes en escudo de basalto oceánico (Lachassagne y Marechal, 2011).

Samoa Occidental (*Western Samoa*) comprende las islas Upolu (11.075 km^2 y 1091 m de altitud) y Savai'i (1825 km^2 y 1818 m de altitud) y 8 isletas. Son basálticas alcalinas intraplaca, desde el Plioceno a históricas. Reciben una precipitación media de 2100-2500 mm/a en el SW y 5000-6250 mm/a en la dorsal N and NW. En los materiales volcánicos jóvenes no hay cursos de agua superficial. Los pozos costeros tienen problemas de salinización.

NuevaZelanda (*New Zealand*) tiene unos 5 millones de habitantes. Está formada por dos islas principales, la Isla Norte y la Isla Sur, separadas por el estrecho de Cook, y un número de islas más pequeñas. El área total es 268.838 km², con más de 1600 km en su eje NNE y un ancho máximo de 400 km. La Isla Sur es la mayor y está dividida a lo largo por los Alpes del Sur, que tiene picos de más de 3000 m de altitud, el más alto de los cuales es el monte Cook, con 3754 m. La Isla Norte es menos montañosa y es de origen volcánico. En ella, Taupo es una gran meseta volcánica activa que culmina en el monte Ruapehu, a 2797 m y contiene el lago Taupo.

El clima es templado, principalmente oceánico, con temperaturas anuales medias que van desde los 10 °C en el sur, hasta los 16 °C en el norte. La costa occidental es extremadamente húmeda, mientras que el interior es casi semiárido y el N subtropical. La población más seca recibe en promedio 640 mm/a de lluvia y la más húmeda casi 1300 mm/a. La erosión aumenta al pasar de bosque a pradera y cuanto más pastoreada esté la pradera (Selby, 1973). La tasa de meteorización química de silicatos es alta, de 12 a 33 g/m^2/a, con un índice de alteración química Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O) = 30-78 y Ca/Na = 0,35 (Goldsmith et al., 2008).

Buena parte de los estudios hidrogeológicos disponibles hacen referencia a las aguas termales y los recursos geotérmicos del área de Taupo (Wood, 2006). La relación rNa/rK en agua subterránea en contacto con rocas riolíticas vale 10-15 a 250 ^oC y decrece hasta 4 a 600 ^oC (Lyon y Hulston, 1974).

La Polinesia francesa incluye a Tahití (Sección 7.5). Son islas volcánicas modificadas por erosión, con deriva volcánica hacia el oeste y hundimiento, más los arrecifes coralinos de borde. Hay islas altas con el edificio volcánico aún emergido, con o sin arrecife de coral, e islas bajas o atolones en las que el edificio volcánico está sumergido (Pouchan et al., 1988). La Figura 7.1.8 es un corte típico. En algunas islas se han realizado estudios geológicos de gran detalle en relación con las pruebas de armas nucleares en el atolón de Mururoa, pero parece que con poco detalle hidrogeológico. El atolón de Mururoa está formado por carbonatos sobre basamento volcánico de muy baja permeabilidad. Contiene principalmente agua marina que se renueva naturalmente por equilibrio térmico con el océano, con un tiempo medio de residencia de >10.000 a (Henry, 1996). El agua marina altera el basalto a baja temperatura, en función de la relación R = roca/agua (ponderal). Si R crece hasta ≈70 g/L, se elimina todo el Mg y K en el agua, decrece el pH y el Eh, aumentan el Ca, Sr y Si y el agua se hace más ligera en ^{18}O y ^{2}H. Con R = 70 g/L el intercambio Ca-Mg se invierte, el Mg crece y el agua se enriquece en ^{18}O y ^{2}H, por lo menos hasta R = 110 g/L (Guy et al., 1992).

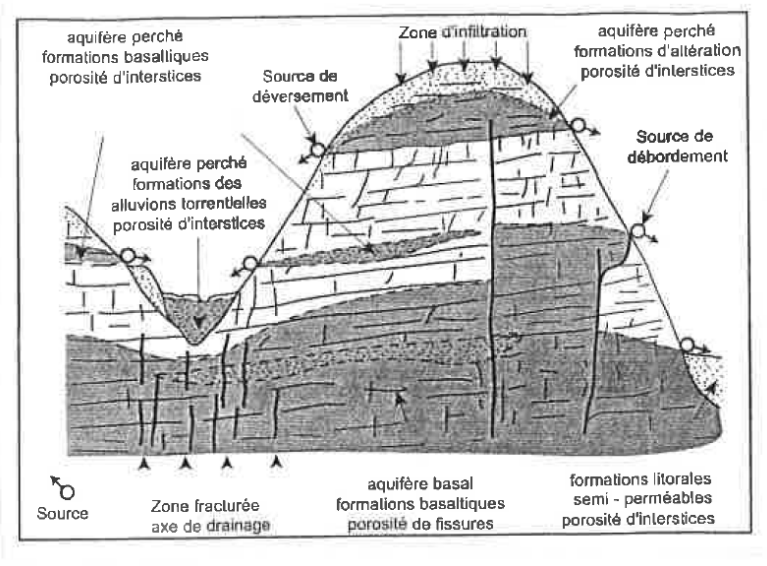


Figura 7.1.8 Estructura geológica de las islas de origen volcánico de la Polinesia Francesa (isla de Panaauia), según ORSTOM-1983. Tomado de Robert et Gampel (2006).

En el Océano Pacífico hay distintos grupos de islas, gran parte de ellas de origen volcánico (Figura 7.1.9). En la Sección 5.8 se consideran las islas Mascareñas (La Reunión y Mauricio) y las islas de los Comoros (Figura 7.1.10). Las otras islas, o son dominantemente coralinas o carecen de datos hidrogeológicos relevantes.

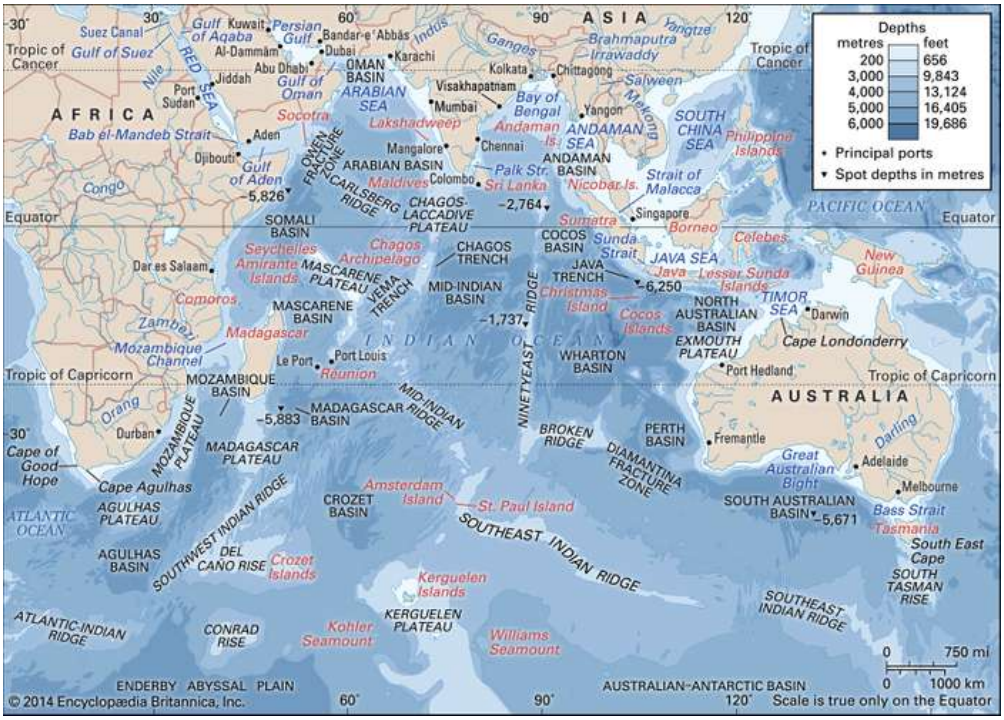


Figura 7.1.9 Islas del océano Indico, muchas de las cuales son de origen volcánico.



Figura 7.1.10 Islas Mascareñas y de los Comoros.

Otras islas volcánicas están próximas a la Antártida. Entre ellas destaca por su tamaño la de Kerguelen.

Las islas Kerguelen (islas de la Desolación) son un archipiélago francés ubicado en el océano Índico meridional, a unos 5000 km al SSE de Ciudad del Cabo y a unos 2000 km al norte de las costas de la Antártida (Figura 7.1.11). El archipiélago está constituido por una isla principal llamada *Grande Terre* de 6675 km² y más de 300 pequeñas islas, islotes y arrecifes en torno a *Grande Terre*, con una superficie total de 7215 km². La Grande Terre está disectada radialmente, con costas muy accidentadas y escarpadas y abundantes fiordos y penínsulas. La altura máxima es de 1850 m, con ventisqueros y un extenso glaciar en la parte occidental. El clima es frío (entre -10 y 12 ºC al nivel del mar), nuboso, neblinoso y con una precipitación media de >700 mm/a como lluvia y nieve. No se han encontrado documentos relativos a las condiciones hidrogeológicas., salvo que se han identificado unos 40 manantiales, parte de ellos termales (Drogue, 1988; Blavoux y Nougier, 1987).



Figura 7.1.11 Islas Kerguelen.

7.2 Archipiélago de Hawaii

7.2.1 Características generales del archipiélago de Hawaii

El archipiélago de Hawaii (Hawai) está en mitad del Océano Pacífico Norte, en posición tropical. Consiste en 7 islas (Figura 7.2.1-1) y algunas islitas, todas ellas volcánicas de punto caliente, dominantemente basálticas. La Tabla 7.2.1-1 resume algunas de las características de interés.

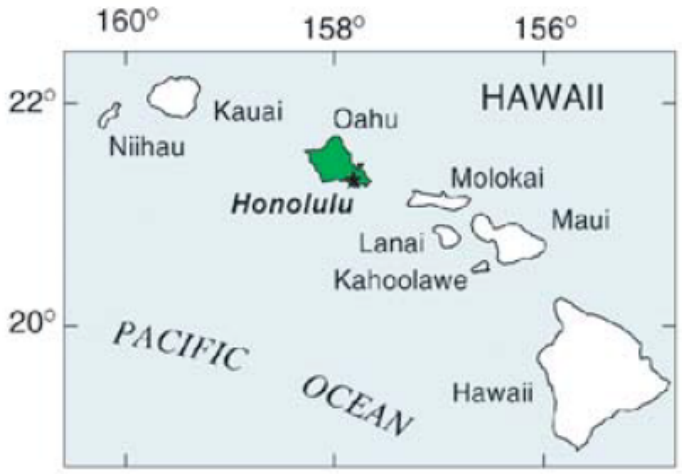


Figura 7.2.1-1 Islas del Archipiélago de Hawaii.

Tabla 7.2.1-1 Características de las islas del archipiélago de Hawaii:

Isla	Superficie, km²	Altitud, m	Población	Edad, Ma (*)
Ni'ihau	180	361	170	4,9
Kaua'i	1430	1598	67.000	5,6-3.8 (1)
O'ahu	1545	1220	963.000	3.4-2.2
Moloka'i	673	1512	7400	1,8-1,3
Lana'i	364	1026	3500	1,3
Kaho'olawe	116	1483	0	1,0
Maui	1883	3055	14.500	1,3-0,8
Hawaii (Grande)	10432	4206	185.000	0,7-0,0
TOTAL	16.325		1.241.000	

(*) Carracedo y Tilling, 2002

(1) Coladas aa (malpaís) y pahohoe (cordadas) de ladera de 2 a 25 m espesor.

Los primeros asentamientos humanos en las islas Hawaii son de hace 1000 años (Lau y Mink, 1995). Como consecuencia de la gran sequía de 1926 se creó el City and County of Honolulu Board of Water Supply y tras la incorporación de Hawaii a USA en 1959 se elaboró en 1987 la ley de aguas (State Water Code).

El volcanismo parte de un penacho ascendente de magma, con cuerpos de eclogita e inicio de fusión a 180-190 km. Se elimina olivino y se produce un fundido que se enriquece en Si, como piroxenita. La piroxenita y peridotita que no han reaccionado funden a 100-140 km y dan magmas híbridos por mezcla en conductos y cámaras de magma en la corteza. >80% del fundido deriva a piroxenita en el volcán Koolau, ≈60% en el Mauna Loa y <10% en el pre-escudo. El penacho tiene un radio de unos 30 km, con su parte central con un exceso de >200-300 ºC de temperatura. El flujo de fundido desde hace 2 Ma es de unos 8 m^3/s y 3,5 m^3/s en el penacho de peridotita a 1600 ºC (Walker, 1990).

Después de la primera etapa volcánica constructiva del edificio principal en escudo (>94% del volumen emitido), sigue un volcanismo secundario, el cual puede acontecer más de 1 Ma después y desplazado hasta algunos centenares de km, según el movimiento de la placa tectónica (García et al., 2008). El volcanismo secundario puede extenderse hasta decenas de km mar adentro, en varios impulsos, sobre un área que puede llegar más allá de la isla próxima. En 1,5 Ma se han formado escudos volcánicos de 9000 a74.000 km^3 de volumen. Alrededor de las islas de Kauai y Niihau hay más de 100 volcanes submarinos de paredes muy inclinadas y cima plana, resultantes de la efusión de magma muy fluido por un único punto de emisión. En la etapa de escudo salen basaltos toleíticos y basaltos alcalinos secundarios.

Las islas son progresivamente más jóvenes de NW hacia el SE, según el movimiento de la placa tectónica debajo (Tabla 7.2.1-1 y Figura 7.2.1-2).



Figura 7.2.1-2 Edades de las rocas más antiguas en Ma (Clague y Delrymple-1987, en Carracedo y Tilling, 2003). Estos valores difieren algo de los indicados en la Tabla 7.2.1-1.

Las islas consisten en general en una caldera central, con dorsales radiales y sucesivas coladas de basaltos, comúnmente de <3 m de espesor. La primera acumulación de lavas es rápida, sin erosión. A veces acaba con rocas andesíticas y traquíticas, con una transición continua o con un hiato de erosión moderada. Tras un largo periodo de calma y acumulación de sedimentos periféricos terrestres y marinos, sigue una etapa final en algunos volcanes, pocos en Oahu y varios en Hawaii y Kauai, formados por basaltos a basaltos nefelínicos y similares. Las lavas en las calderas y a lo largo de partes de las dorsales tienen alteración hidrotermal y poca cantidad de piroclastos, con <1% cenizas y tobas que se alteran a palangonita. Es la pauta expuesta en la Sección 5.5 del Capítulo 5. Las capas de las rocas extrusivas tienen un espesor medio de 3 m, aunque las hawaianitas, mugrearitas, andesitas y traquitas son más gruesas y masivas. La inclinación de las lavas es de 3º a 10º, de flujo rápido y densas y masivas en calderas y depresiones, pero dominan las lavas de ladera. Puede haber tubos de lava de unos 0,3 m de diámetro, hasta 6 m. Abundan más en basaltos pahoehoe (Lau et al., 1995).

El diámetro de las calderas volcánicas es <11 km. Las dorsales tienen <4,8 km de ancho, decenas de km de longitud, numerosos a muy numerosos diques de 1,5-1,8 m de ancho, diques-capa (*sills*) de dimensiones limitadas, raros stocks y otros rasgos. En los diques metamorfizados, el olivino pasa a serpentina y talco y el piroxeno a clorita, ópalo, calcita y zeolitas.

Hay sedimentos marinos que llegan a 30 m altura sobre el nivel del mar actual. Se interdigitan con los terrestres. Los sedimentos marinos contienen arcillas y limos muy poco permeables, pero pueden tener canales rellenos muy permeables.

Las erupciones volcánicas con grandes salidas de magma crean inestabilidades del terreno por encima de las cámaras magmáticas, lo que lleva a colapsos masivos y formación de calderas, bien conocidos en las islas volcánicas. El proceso se puede modelar para el volcán Kilauea (isla de Hawaii) suponiendo que las fallas del sistema volcánico son verticales o inclinadas normales, pero no inversas. Los colapsos son lo que realmente mantienen que las erupciones continúen, al presionar sobre la cámara magmática (Shultz, 2020; Report, 2019).

La precipitación media P en áreas secas es <250 mm/a y >1000 en las húmedas. Los gradientes territoriales de precipitación pueden ser muy altos, hasta 850 mm/a/km. En Oahu, la precipitación media varía entre 250 y 10.000 mm/a, con 560 mm/a en el Aeropuerto de Honolulu. Hay niebla condensante entre 600 y 1800 m.

La capacidad de infiltración de los suelos suele ser muy grande, en general >0,25m/h. En el suelo se infiltra del orden del 0,25 de la precipitación, tras descontar la interceptación, y puede llegar a 0,7 (Sahoo et al., 2006), según sea la vegetación.

Se han aplicado los métodos comunes de cálculo de la evapotranspiración potencial (Sección 2.8.6 del Capítulo 2 de RAEMIA, 2019). No obstante, según Nullet y Gianbellucca (1990), la aplicación de la fórmula de Penman (en sus variantes de van Babel, Monteith y Priestley-Taylor) parece subestimar en la ladera E de la isla de Maui. La experiencia local muestra que la evapotranspiración potencial es la medida con un tanque de evaporación, aplicando un factor 0,2 para piña tropical y 0,36 para suelo desnudo (Oki y Gianbelluca, 1989).

Si Et es la evaporación medida en tanques, parece aceptable la fórmula R = P – Et si P > 1500 mm/a. Si P < 1500 hay que tener en cuenta el suelo (menos evaporación). La recarga se estima como R/P = 0,1-0,5, a la que hay que sumar los retornos de riego y el goteo de la niebla condensante. La Tabla 7.2.1-2 da valores orientativos de la recarga R para intervalos de precipitación.

Tabla 7.2.1-2 Valores orientativos de la recarga R para lapsos de precipitación. Valores medios

Precipitación, mm/a	530-790	790-1040	1040-1300	1300-1500
Recarga, mm/a	0,13-0,19	0,19-0,22	0,22-0,23	0,23

Unas de las primeras síntesis hidrogeológicas sobre las islas Hawaii es la de Stearns y Macdonald (1942). La del USGS (1985) incluye un corte hidrogeológico simplificado por isla principal. La Figura 7.2.1-3 es una representación inicial del funcionamiento hidrogeológico de la isla de Oahu, como propuesta general. Las características hidrogeológicas de las islas del archipiélago de Hawaii han sido objeto de diversos trabajos clásicos, entre ellos el de Hunt et al. (1988).

En Kauai, el cuerpo de agua dulce llega hasta centenares de metros sobre el nivel del mar. En Oahu alcanza 80 m.

La evolución de los niveles piezométricos está retrasada 1-2 años respecto a la precipitación y la de los cloruros en el agua subterránea 5 años. Ante una perturbación, el tiempo para un reajuste del 90% del sistema es de 50 años y 200 años para una nueva situación estacionaria.

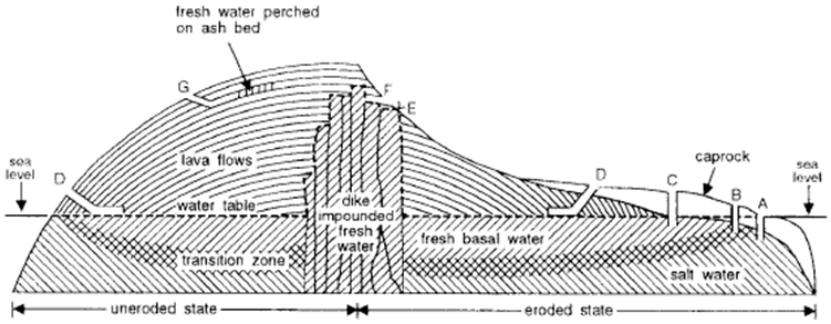


Figura 7.2.1-3 Sección de un domo volcánico basáltico que muestra la existencia y obtención de agua subterránea, modificado según el concepto establecido por Stearns y Macdonald (1942), y posteriormente por Takasaki (1978) y por Peterson (1984). Su valor es histórico y en cuanto muestra el tipo de captaciones de agua subterránea. A.- pozo artesiano que produce agua salina, B.- pozo artesiano que produce agua salobre, C.- pozo artesiano que produce agua dulce, D.- túnel rasante (skimming tunnel), E.- manantial de dique, F.- túnel de dique y G.- túnel de agua colgada.

La conductividad hidráulica k es alta en lavas a-a, principalmente andesitas y traquitas. La escoria y grandes bloques retienen buena parte de su k original. La parte meteorizada tiene una k muy pequeña. La porosidad m vale ≈0,20 en lavas sanas (0,05-0,51), con <10% de los poros conectados (Lau et al., 1995). Para el basalto del volcán Koolau, k = 550-1070 m/d (media de 365 m/d en toda la capa) y la transmisividad media T = 100.000 m²/d. Si el basalto está meteorizado, k = 0,0025-0,04. Los ensayos de

bombeo indican k = 0,15-0,3 m/d. En Pearl Harbor es k = 460 y la m conectada = 0.05. En basaltos primitivos en flanco es k = 400 m/d (300-1500 m/d), menor en rocas extensivas intermedias. Los valores de k son según la dirección de la colada k_h; la perpendicular y en especial la vertical k_v son mucho menores. En una cuenca grande el suelo puede tener k_h = 40 m/d y k_v = 0,25 m/d, en especial en zonas altas con materiales más meteorizados (Sahoo et al., 2006). El suelo de roca alterada (saprolita) tiene >9 m de espesor. La roca alterada bajo sedimentos es muy poco permeable. Los aluviones antiguos tienen k = 0,06-0,1 m/d y m = 0,46-0,62 (Lau et al., 1995). La Figura 7.2.1-4 muestra la distribución de la conductividad hidráulica en las islas de Oahu y Maui y de su error de estimación. La distribución está condicionada por los ejes estructurales. La conductividad hidráulica k depende del espesor de la colada, espesor de escoria de a-a, fracturación, existencia de tubos volcánicos en lavas pahoehoe y grado de meteorización.

El flujo del agua subterránea se ha modelado en diversas ocasiones en el acuífero costero de Pearl Harbor, en la isla de Oahu, y para toda la isla (Sección 7.7.2), y en Molokai (Oki, 1997) y para analizar el comportamiento de los pozos en porciones de acuífero entre diques (Gingerich, 2003).

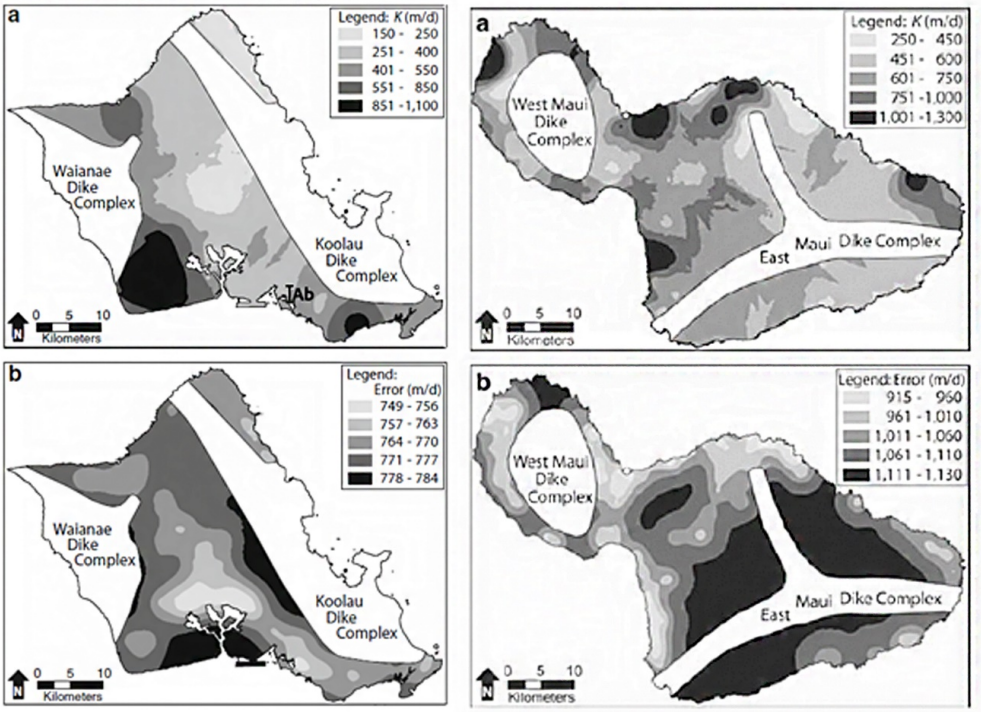


Figura 7.2.1-4 Distribución de la conductividad hidráulica en las islas de Oahu y Maui y de su error estándar de estimación. Los valores se han obtenido mediante ensayos de bombeo y aforos en pozos a partir del caudal específico q por unidad de penetración en el acuífero l. La distribución está condicionada por los ejes estructurales (Rotzoll et al., 2007; Rotzoll y El-Kadi, 2008). k = 1,257q/l en unidades coherentes, en el caso de Maui, suponiendo que vale para otras islas, en lugares sin diques.

En las áreas costeras, donde hay formaciones volcánicas recientes muy permeables, la cuña de agua marina puede penetrar profundamente. Esto limita la captación de agua dulce sin que se salinice. En unos casos el acuífero costero es libre, pero en otros las formaciones volcánicas profundas están semiconfinadas bajo sedimentos volcanoclásticos, aluviales o marinos mucho menos permeables, lo que permite captar

agua dulce de forma más segura, como muestran las Figuras 7.2.1-5 y 7.2.1-6 para el caso del acuífero libre de la cuenca de Lihue, isla de Kauai. El acuífero de Pearl Harbor, en la isla de Oahu (Sección 7.2.2), es semiconfinado en la franja litoral, donde las rocas volcánicas, sin diques, están cubiertas por sedimentos (*caprock*), con niveles muy permeables de calizas cavernosas, pero en conjunto menos permeables verticalmente que el basalto encima. En el S de la isla de Oahu, este caprock puede llegar a 300 m de espesor y se extiende hasta 8 km isla adentro. Los aluviones de los valles son menos permeables que las lavas de ladera y actúan como barreras. El máximo espesor de agua dulce (de <1mS/cm) fuera de zona de diques es de 260 m. El cambio del plano de salinidad media entre el agua dulce y la marina debido a la explotación es >1,1 m/a, hasta 2,2 m/a si es intensa.

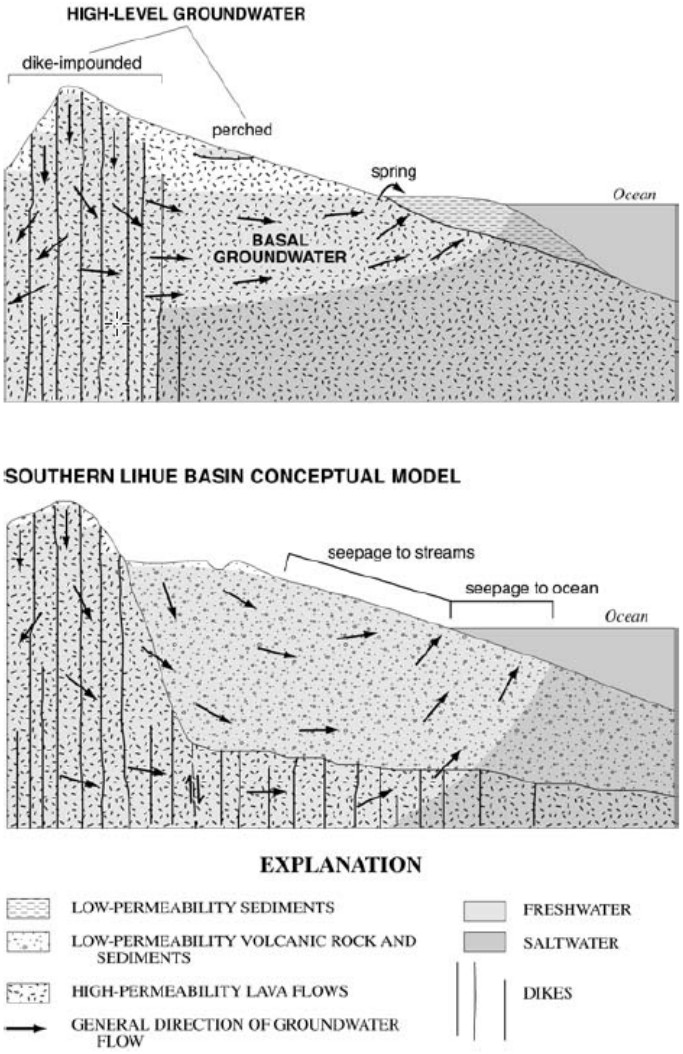


Figura 7.2.1-5 Esquema de acuífero costero libre y su aplicación al caso de la cuenca de Lihue, isla de Kauai, cuya disposición se muestra en la Figura 7.2.2-6 (Izuka y Gingerich, 2003).

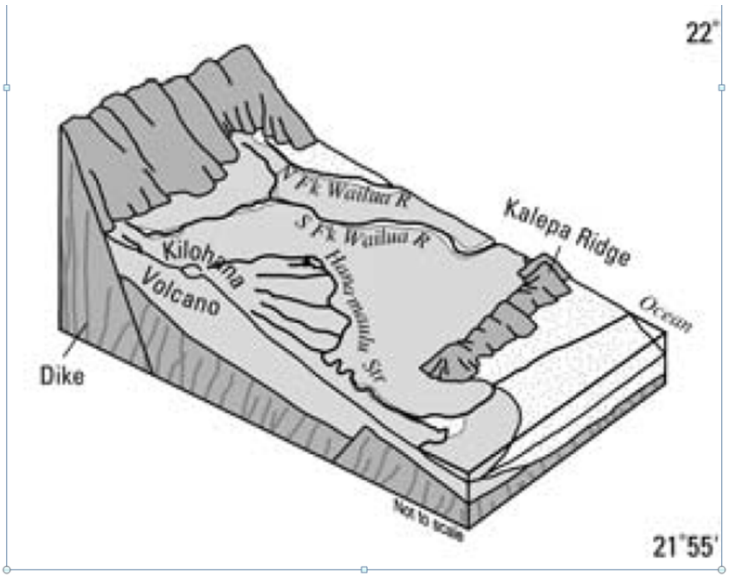


Figura 7.2.1-6 Esquema geológico de la Cuenca de Lihue en el S de la isla de Kauai (modificado de Macdonald et al., 1960). La escala de grises es: obscuro, basaltos primeros del Cañon de Waimea; medio, vulcanitas más recientes de Koloa y claro, sedimentos recientes.

A igualdad de otras condiciones, el agua subterránea es isotópicamente más ligera donde dominan las tormentas. En el ámbito de Hawaii son frecuentes los tifones, que aportan agua de lluvia ligera respecto a la humedad oceánica de primera condensación.

Las variaciones isotópicas altitudinales en $\delta^{18}O‰/100$ m valen -0,16 en zonas de vientos alisios, -0,148 en zonas de sombra con efecto de vientos alisios y tormentas y -0,319 en zonas altas con dominio de tormentas. Son el resultado de la mezcla entre vapor empobrecido que ha sufrido alguna condensación con nuevo vapor oceánico o con vapor retornado a la atmósfera por evapotranspiración. En zona de cumbres se fracciona al caer si la precipitación es como nieve en vez de como agua. Los manantiales isotópicamente ligeros en la costa no representan necesariamente agua de cumbre sino lluvia ligera de la zona de sombra.

La lluvia oculta (niebla condensante) en la isla de Maui está isotópicamente enriquecida el 3‰ para el $\delta^{18}O$ y el 21‰ para el $\delta^{2}H$ respecto a la lluvia (Scholl et al., 2002).

Las determinaciones del contenido en gases nobles disueltos en el agua subterránea en la isla de Maui muestran variaciones estacionales de la temperatura de recarga, lo que indica un corto tiempo de renovación (Niu, 2018; Niu et al., 2018; 2020) y una temperatura aparente algo mayor que la de la superficie, posiblemente por recarga a mayor altitud o infiltración de agua de fusión de nieve o bajo hielo.

En zonas calientes profundas, la temperatura del agua puede llegar a 165 °C. Pierde vapor al salir, hervir y quedar a 100 °C. Es agua marina que luego se mezcla con agua dulce y después de nuevo con agua marina.

La descarga de agua marina al mar influye en la biología litoral y de aguas poco profundas debido al aporte de solutos que son escasos en el agua marina, como el Si, o de nutrientes (Duarte et al., 2010). La lluvia disuelve 8 mg/cm^2/a de SiO_2 de la roca, más que en el continente, y eso repercute en el litoral que recibe descarga de agua subterránea, ya que la concentración en el agua del mar es muy pequeña.

El primer pozo surgente se perforó en 1879, en Ewa, Oahu. La galería filtrante Waiawa produce 660 L/s. La explotación intensiva de agua subterránea se inició en el siglo XX, con el máximo en el periodo 1970-1981. El cultivo de la caña de azúcar acabó en 1995. El agua subterránea proporciona aproximadamente el 90% del agua doméstica del archipiélago y el 50% del total de agua dulce usada. La extracción total suma casi 2 hm^3/d, que es el 0,03 de la precipitación media. Se han realizado análisis de los recursos de agua, isla por isla (Whittier et al., 2004; 2008). La explotación del agua subterránea tradicional, además de la captación directa de manantiales, es mediante galerías rasantes, que están con la solera a nivel del mar o muy poco por debajo, a las que se accede mediante un pozo o rampa desde el exterior (pozo Maui), o en altura mediante galerías, como la de Waiana, en Pearl Harbor, isla de Oahu (0,15 hm^3/d o 50 hm^3/a, con 500 m de longitud) o la de Waikapu, en la isla de Maui (0,15 m^3/d o 50 hm^3/a, con 180 m de longitud) (Peterson, 1972). Desde principios del siglo XX se construyeron en la parte montañosa de la isla de Oahu túneles (galerías) para captar aguas de manantiales. En 1934, en el túnel 2 de Waikane, del sistema Waiahole se instaló una compuerta para regular el caudal mediante almacenamiento en el acuífero al aumentar los niveles (Mink, 1981), pero se dejó de utilizar al considerarse que su efecto no era suficientemente para la regulación que se necesitaba. En 1955, en el túnel de Waihee se midieron sistemáticamente los caudales tras la perforación y durante la década de 1960 se hicieron unos primeros cálculos para estudiar el comportamiento de caudales (véase la Sección 3.6.5 del Capítulo 3).

En todo el archipiélago sólo hay un embalse, en Molokai, que está revestido.

A pesar de que los recursos de agua son relativamente abundantes, en las áreas de mayor presión hídrica, como en el lado E de la isla de Oahu, se ha incorporado el riego con aguas usadas regeneradas, tras las propuestas de Lau (1979). Hay más de 250 instalaciones de inyección y 500 pozos, en general para efluentes domésticos tratados (Peterson y Oberdorfer, 1985). La mayoría son pozos privados, someros, para unos pocos L/min. Además, en las islas de Oahu y Maui hay instalaciones municipales con pozos más profundos, para hasta más de 1 m^3/d. Son principalmente costeros, en áreas con agua salobre afectada por la marea, en caprock, pero también en coladas de lava. La inyección de agua residual tratada se hace en la isla de Maui en la parte de los acuíferos costeros con agua salina y que están semiconfinados mar adentro (Burnham et al., 1977).

La aplicación de fertilizantes y plaguicidas en las explotaciones agrícolas, con suelos permeables y a veces poco espesos hace que se produzcan riesgos de contaminación (Li et al., 2001). Por eso se han elaborado normas para definir áreas (perímetros) de protección (Whittier et al., 2010). Hay contaminación por plaguicidas, aunque es raro que sea por atrazina. Puede haber un notable flujo preferencial en los suelos. Un espesor de 1,5 m suelo retiene bien los contaminantes biológicos (Lau et al., 1995). La contaminación agrícola ha sido estudiada y modelada (Loague, 1992, 1994; Loague et al., 1989a, 1989b, 1994, 1995) y se ha evaluado la incertidumbre (Loague et al., 1989c, 1990, 1996). La materia orgánica influye en el transporte.

7.2.2 Isla de Oahu

La isla de Oahu es la más habitada, la sede del gobierno y la capital el Estado, Honolulu. Tiene además el gran puerto y base naval de Pearl Harbor. La explotación del agua subterránea se inició en 1880.

Morfológicamente, la isla está formada por notables elevaciones (dorsales o *rifts*) que correspondes a restos de los escudos volcánicos con abundancia de diques, cortados por grandes deslizamientos que han dejado depresiones, posteriormente rellenas por lavas más recientes y sedimentos costeros, en parte de origen insular y en parte marinos, en un entorno favorable a las formaciones coralinas.

En Oahu, la precipitación media varía entre 250 y 10.000 mm/a, con 560 mm/a en el aeropuerto de Honolulu. Hay escorrentía superficial a partir de los manantiales elevados y de tormenta. En el valle Makaha, hasta 1226 m de altitud, con precipitaciones medias entre 600 mm/a en la costa y 2000 mm/a en cumbres, se descargan 23,9 hm^3/a (Mair y Fares, 2011). Para una precipitación media de 1300 mm/a, se estima una recarga de unos 600 mm/a.

La Figura 7.2.2-1 muestra las distintas zonas bajo el punto de vista geológico-hidrogeológico.

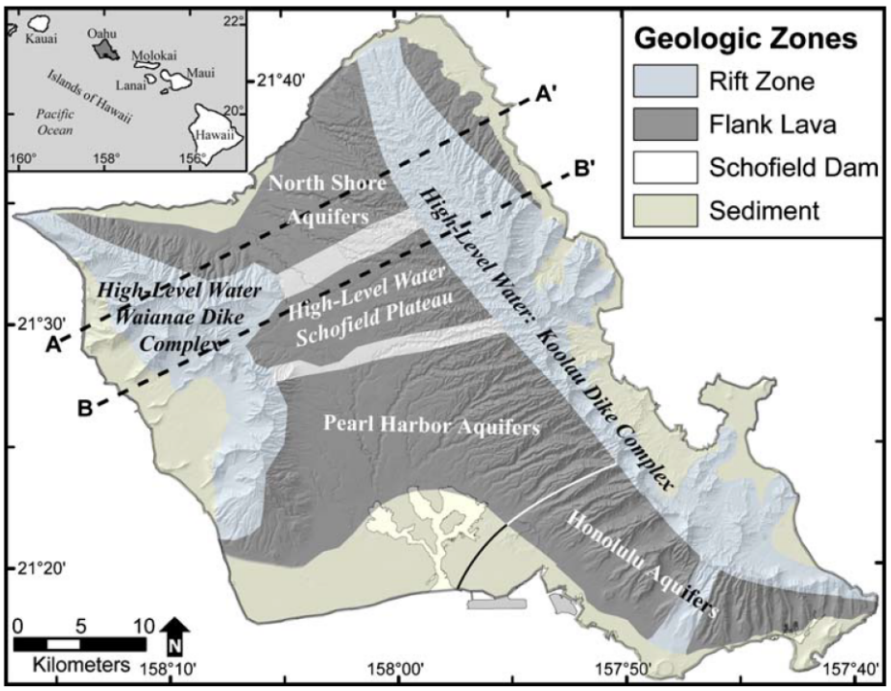


Figura 7.2.2-1 Zonación geológico-hidrogeológica de la isla de Oahu (Whittier et al., 2010).

La geología es bien conocida y ha sido objeto de repetidos estudios de detalle de toda la isla (Stearns y Macdonald, 1946; Takasaki y Mink, 1985) y de áreas concretas, como la más habitada de Honolulu-Pearl Harbor (Todd y Meyer, 1971; Wentworth, 1951; Palmer, 1927). La isla consiste en dos volcanes de escudo, con dorsales y sus diques. El volcán

Waianae, al W, de 3 Ma de edad, está muy erosionado. El volcán Koolau, de 2 Ma de edad, se extendió en parte submarinamente, con lavas almohadilladas (*pillows*) hasta 2 km bajo el nivel del mar, y se apoya en parte en el flanco del volcán Waianae. Una parte del mismo no está erosionada. En el S llega a extenderse 30-40 km y tiene caprock costero (Voss y Wood, 1994).

Las condiciones hidrogeológicas han sido estudiadas desde la década de 1940, aunque con un sesgo geológico sobre las consideraciones hidrodinámicas. De ahí la clasificación de las aguas subterráneas en aguas de dique y aguas basales (Visher y Mink, 1964; Hunt, 1996; Hunt et al., 1988; Todd y Meyer, 1971). Si bien esta clasificación cumple objetivos prácticos, no reproduce la realidad de un medio hidrogeológicamente continuo, aunque muy heterogéneo. Esta conceptuación, que se comenta en la Sección 4.6 del Capítulo 4, es mantenida como denominación en la modelación matemática, pero se trabaja con un medio continuo.

La Figura 7.2.2-2 muestra los niveles freáticos sobre el nivel medio del mar que resultan de la calibración de un modelo de flujo.

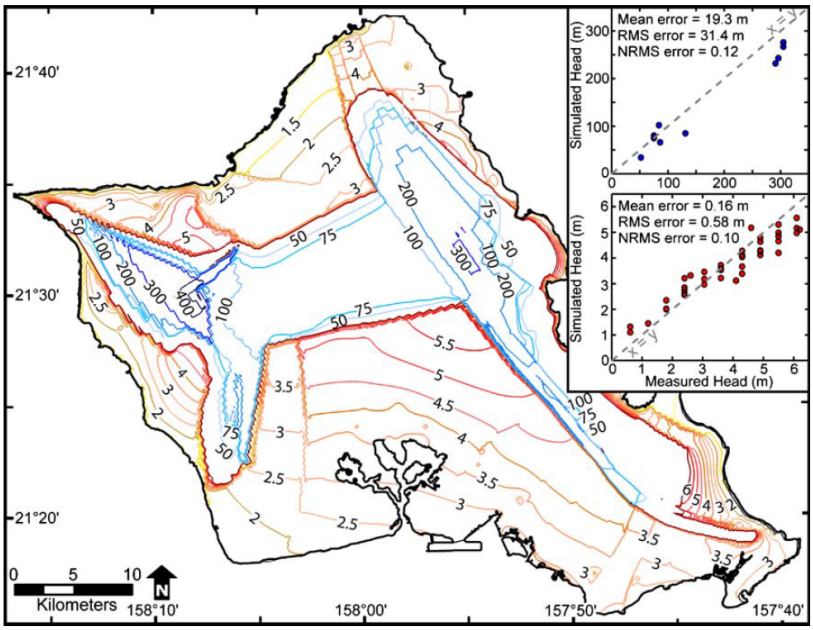


Figura 7.2.2-2 Niveles freáticos sobre el nivel medio del mar, resultantes de la calibración de un modelo de flujo (Izuka y Gingerich, 2003). En azul los niveles altos en la zona de diques (núcleo) y en rojo en las coladas de relleno de las depresiones (el llamado acuífero basal). RMS = error medio; NRSM = RSM normalizado.

Se han realizado distintos modelos de simulación numérica. Para áreas concretas hay que tener en cuenta el papel de los rellenos de los valles, que son menos permeables (Oki, 2005), y las relaciones costeras con el agua marina más densa (Gingerich y Voss, 2002; 2005; Souza y Voss, 1987; Liu et al., 1983; Eyre, 1985). En el acuífero costero del SE (Figura 7.2.2-3), hace falta 50 años para mover la zona de transición el 90% de la distancia a su nueva posición de equilibrio y 200 a para el nuevo equilibrio. La posición de la interfaz teórica (de Badon Ghijben-Herzberg) agua dulce-agua salada estimada (Sección 2.2 de SASMIE, 2017) cae entre las concentraciones 10% y 50% de agua del mar. El espesor de la zona de mezcla es del 2% al 50% del espesor del acuífero, pero no crece

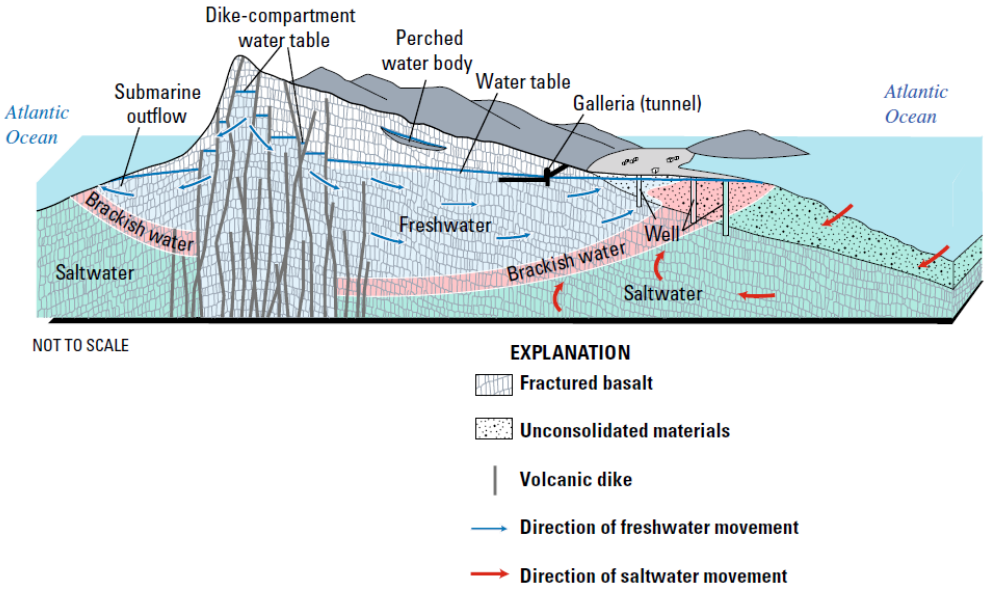


Figura 7.2.2-3 Sección típica de los acuíferos e intrusión marina, no a escala, de la parte S del acuífero de la isla de Oahu, según el US Geological Survey.

En las lavas a-a del acuífero en basalto de Pearl Harbor, bajo las escorias hay un núcleo compacto muy poco permeable, con brechas encima y debajo. Las lavas pahoehoe son muy vesiculares y con poca brecha. El espesor es <8 m y la extensión lateral de <150 m.

Las conductividades hidráulicas horizontales modeladas son 400-460 m/d para el basalto (transmisividad de 90.000 m^2/d) y 0,06-0,4 m/d para el caprock. La permeabilidad vertical puede ser de 100 a 1000 veces menor que la horizontal. En los basaltos en capas, muy vesiculares, la porosidad puede llegar a 0,59, en especial en zonas entre coladas, aunque la conectada es <0,001. El cuerpo de las coladas es relativamente impermeable. Las coladas pueden tener decenas de km de longitud, 1 km ancho y 10 m espesor. Las dorsales con abundancia de diques son poco permeables. El contacto de las lavas del volcán Waianae con el volcán Koolau, que está debajo, es una capa poco permeable por la alteración superficial de este último volcán (Voss y Wood, 1994).

El análisis del funcionamiento hidrogeológico requiere considerar la heterogeneidad de la isla, condicionada por su génesis geológica (Figura 7.2.2-4) y la sedimentación costera en relación con el caprock (Figura 7.2.2-5). En las áreas costeras, los potenciales hidráulicos han de tener en cuenta la densidad variable del fluido y que los perfiles de densidad obtenidos de los registros de salinidad en sondeos no coinciden, en general, con los existentes en el acuífero, como muestran Paillet et al. (2002) para el acuífero de Honolulu y se explica en la Sección 2.6.9 de SASMIE (2017).

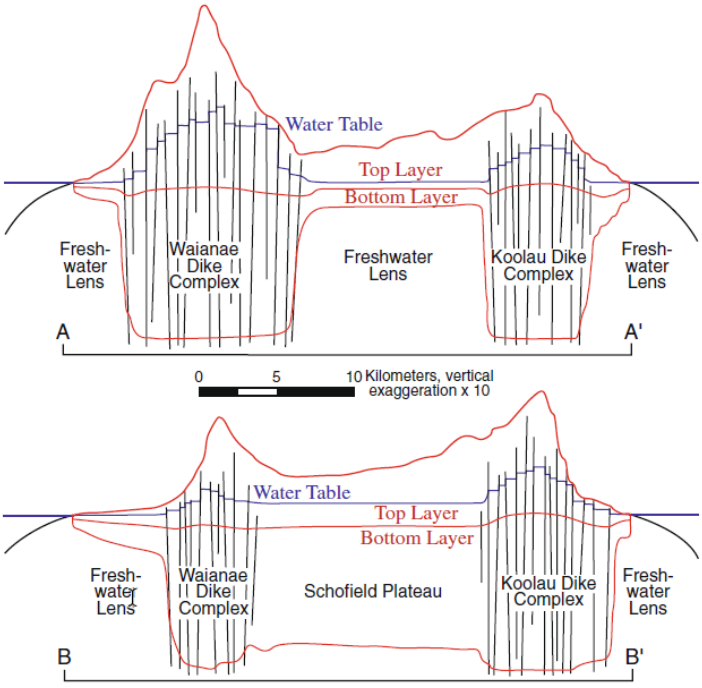


Figura 7.2.2-4 Secciones verticales esquemáticas de la isla de Oahu y trazado conceptual del nivel freático, la interfaz agua dulce-agua marina entre las capas superior e inferior, y la base del medio calculada, preparada para un modelo de simulación de dos capas (Whittier et al., 2010).

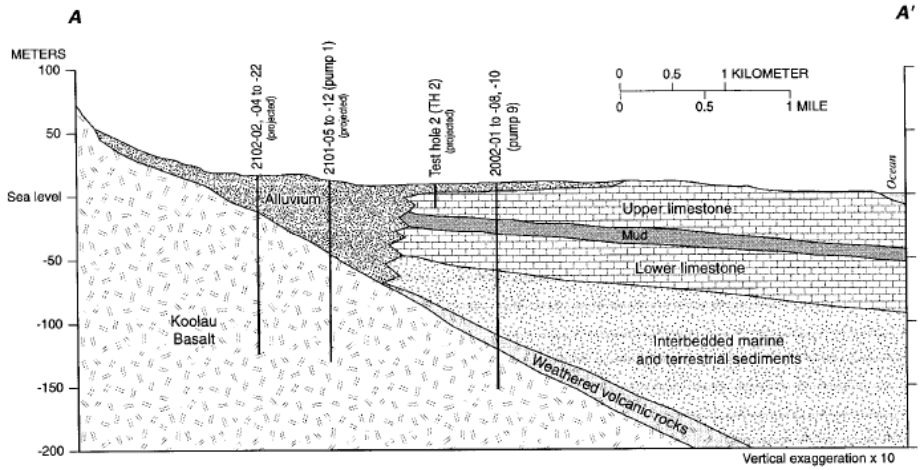


Figura 7.2.2-5 Detalle de la sedimentación costera en el área de Pearl Harbor (Oki et al., 1998).

No hay situaciones especiales hidrogeoquímicas, salvo que la tendencia a un aumento de la intrusión marina produce cambios iónicos de endurecimiento del agua mezcla respecto a lo esperable por simple mezcla (Sección 2.4 de SASMIE, 2017).

Los isótopos del agua muestran las evoluciones esperables altitudinales y el contenido en tritio indica que los tiempos de renovación son inferiores a 50 años (Davis et al., 1970; Hufen y Lau, 1974). En el acuífero costero de Pearl Harbor sólo hay tritio medible si hay recarga por retornos de riego y entonces el ^{14}C puede llegar a 110 pmC. En basalto sano que carece de carbonatos es $A^{14}C$ = 55 pmC y $\delta^{13}C$ = -6‰; en el agua salada profunda $A^{14}C$ = 20-30 pmC (Voss y Wood, 1994). En el caprock puede haber

carbonatos biogénicos, con $\delta^{13}C$ = -25‰. En el gas del suelo $\delta^{13}C$ = -26‰ y -20‰ en el agua del suelo, que es el valor de equilibrio con el gas del suelo cuando no hay calcita.

La explotación intensiva de agua subterránea en el acuífero costero se inició en el siglo XX, con el máximo en el periodo 1970-1981. El cultivo de la caña de azúcar acabó en 1995. Del acuífero en basalto de Pearl Harbour se extraen 11 m^3/s, que incluyen los retornos de riego. Se ha producido un descenso piezométrico de 3 m en 70 años y la salinidad ha aumentado (Liu et al, 1983). En la Figura 7.2.2-6 se muestra la ubicación de los pozos. Se riega con agua residual tratada, lo que contribuye a la recarga (Lau et al., 1989). La inyección de agua residual regenerada en Oahu aumenta la dureza, Ca, SO_4 (del suelo cultivado) y Mg y disminuye P, N, K y SiO_2 en el agua subterránea.

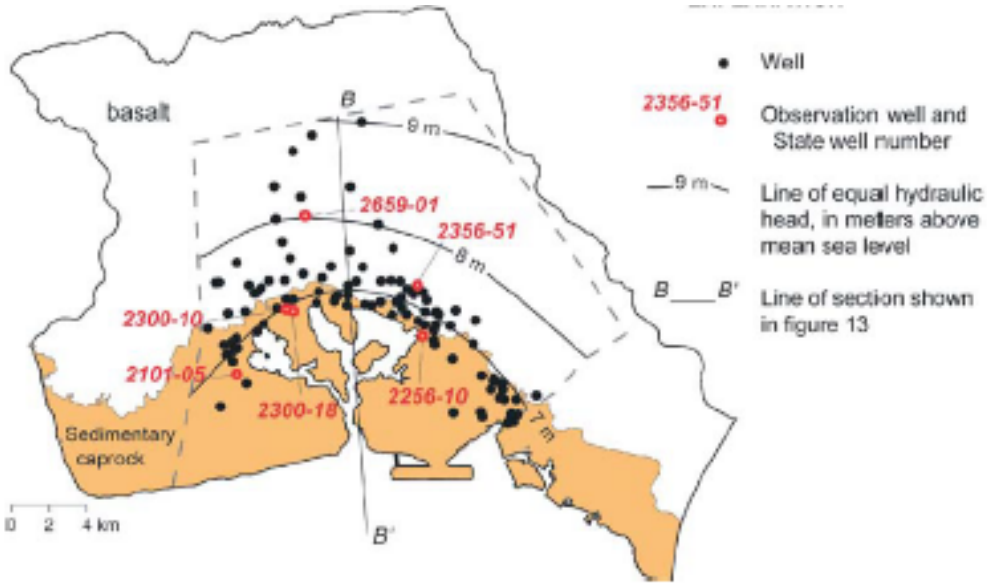


Figura 7.2.2-6 Ubicación de los pozos en el acuífero basáltico de Honolulu-Pearl Harbor (llano de Ewa).

Como ya se comentado anteriormente, la evolución de los niveles piezométricos está retrasada 1-2 años respecto a la precipitación y la de los cloruros en el agua subterránea 5 años. Ante una perturbación, el tiempo para un reajuste del 90% del sistema es de 50 años y 200 años para una nueva situación estacionaria (Rotzoll et al., 2010).

El espesor de agua dulce (de <1mS/cm) es de hasta 260 m. El punto medio (50% de agua dulce-agua marina) no parece responder a cambios de nivel estacionales ni a 5 años a causa de la pequeña permeabilidad del caprock. El cambio del punto medio debido a la explotación es >1,1 m/a, hasta 2,2 m/a si es intensa (Rotzoll et al., 2010).

En las áreas de montaña de las dorsales con abundantes diques hay galerías drenantes (túneles de agua) perforados a partir de 1945 (Mink, 1963; Mair y Fares, 2011). La de mayor longitud tiene 1283 m (Glover tunnel). Afecta a los manantiales y a los niveles piezométricos. En 1969 todos manantiales altos del valle de Makaha estaban secos o muy mermados por la explotación de pozos profundos, de hasta algunos centenares de m en el sistema con diques. Los bombeos reducen el caudal de los ríos: del 12%-14% en el periodo 1971-1991, del 28%-36% en el periodo 1991-2008 y del 19%-22% en el periodo 1971-2008. El análisis de datos diarios de caudales por autocorrelación,

coherencia cuadrática y funciones de fase como respuesta de caudales, muestra que la relación entre lluvia y caudal total se vuelve menos lineal con la explotación (Mair y Fares, 2011), se consumen reservas a pesar de la menor descarga de agua subterránea y menor caudal del río y aumento de la recarga inducida. Los resultados se muestran en las Figuras 7.2.2-6 y 7.2.2-7.

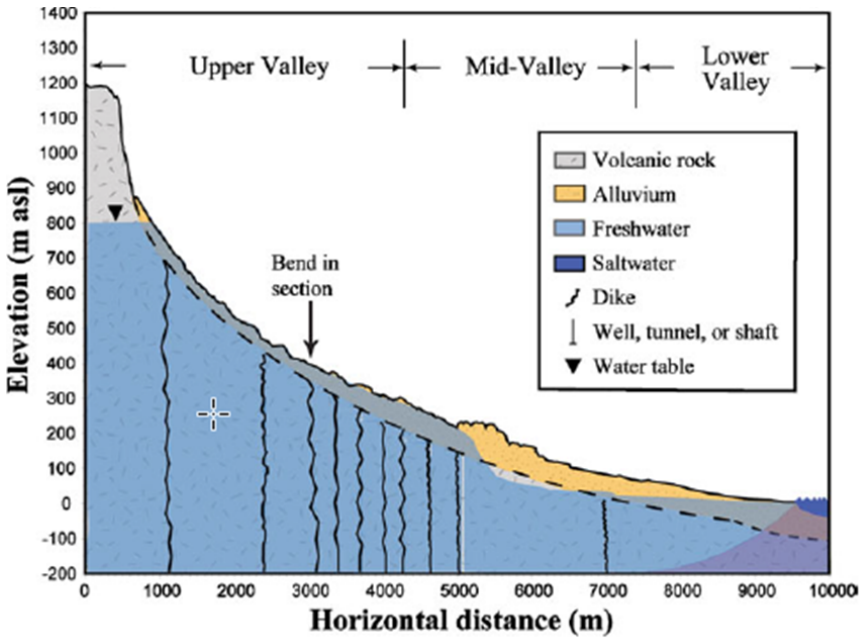


Figura 7.2.2-6 Valle de Makaha con los niveles freáticos naturales (línea de trazos) y con la explotación de agua subterránea mediante pozos aguas abajo de lo que se indica como bend in section (cambio de dirección de la sección) (límite superior de la zona azul), según Mair y Fares (2011).

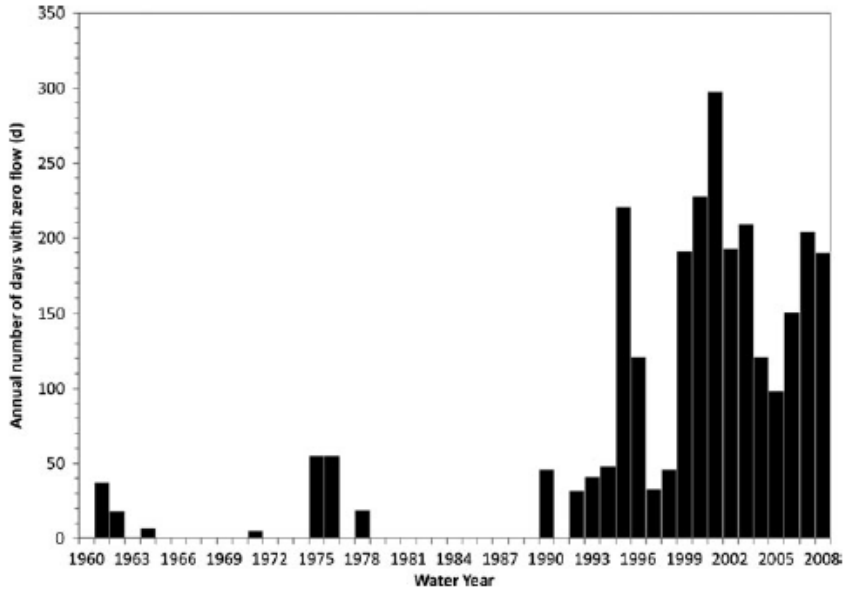


Figura 7.2.2-7 Días sin caudal en la estación de aforos del Valle de Makaha debido a la explotación de agua subterránea mediante pozos en la cuenca, según Mair y Fares (2011).

Además de la explotación, los cambios de uso del territorio también afectan a la recarga y al balance de agua (Shade y Nichols, 1996).

La distribución espacial de la recarga media se muestra en la Figura 7.2.2-8, en que se marca claramente el aumento orográfico de la cordillera NE en la precipitación a partir de la interceptación de los vientos alisios.

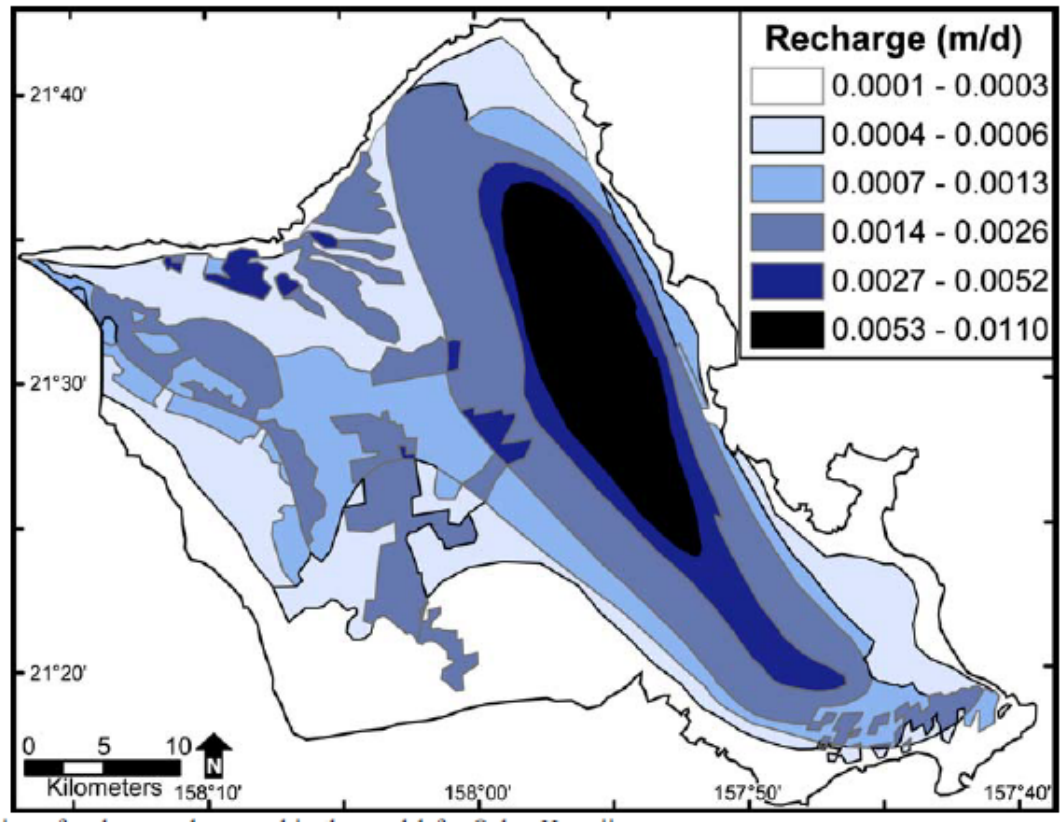


Figura 7.2.2-8 Distribución espacial de la recarga media (Rotzoll et al., 2007).

7.2.3 Isla Grande de Hawaii

La isla Grande (*Grand Island*) de Hawaii, o simplemente la isla de Hawaii, es la mayor y la más alta del archipiélago, aunque relativamente menos habitada. Es vulcanológicamente la más reciente. En su lado SE está naciendo otra nueva isla, Loihi, aún en fase submarina. Hawaii es actualmente muy activa, con frecuentes erupciones basálticas que van conformando el escudo. Es uno de los lugares con más detallados estudios vulcanológicos. La Figura 7.2.3-1 muestra los grandes rasgos. Hay cinco volcanes y sus dorsales asociadas, en especial los volcanes Mauna Loa, Mauna Kea y Kilauea (Dvorak, 1997). Este último es el permanentemente activo y tiene un perfil de volcán en escudo (Figura 3.2.8 de la Sección 3.2.1 del Capítulo 3). La Figura 7.2.3-2 es una vista aérea de una colada recién emitida. La erupción de 1984 del Mauna Loa fue especialmente intensa (Lockwood et al., 1985).

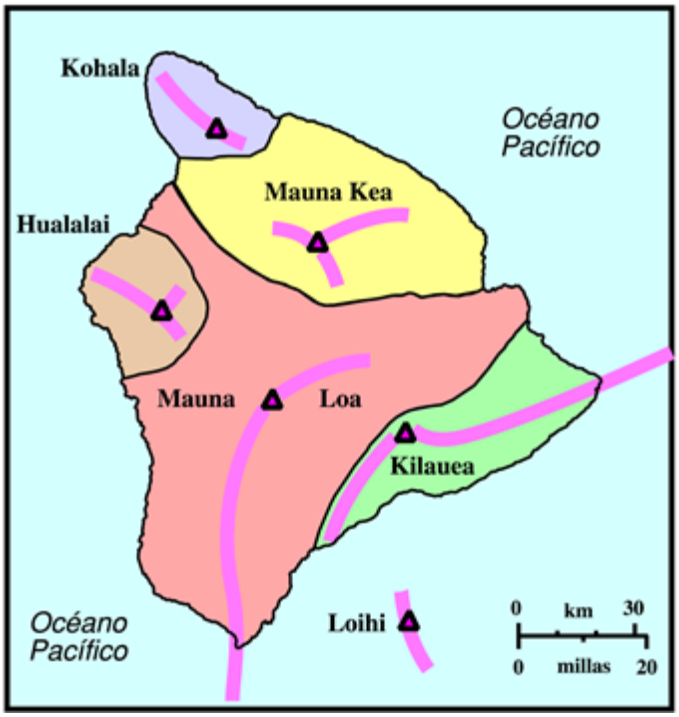


Figura 7.2.3-1 Distintos volcanes de escudo que forman la isla de Hawaii, con sus cumbres (triángulos) y las franjas de fractura asociadas (bandas moradas) (Carracedo y Tilling, 2003).



Figura 7.2.3-2 Colada de lava basáltica de la erupción de 1984 del Mauna Loa, isla de Hawaii (foto Krafft, en Carracedo y Tilling, 2003).

El volcán Kilauea mantiene lava fundida en el cráter (Figura 3.2.8 de la Sección 3.2.3 del capítulo 3), una rara circunstancia compartida con el volcán Arta'Ale de Etiopía. Parece que sucede lo mismo en el volcán Estromboli (Italia). El Kilauea (Halemaumau) no vierte, pero la lava se renueva. Se explica por advección hacia la cámara a poca profundidad y por inyección interna como diques (Francis et al., 1993). La Figura 7.2.3-3 es una representación del sistema magmático que alimenta a los volcanes de Hawaii y Loihi y la Figura 7.2.3-4 una representación tridimensional.

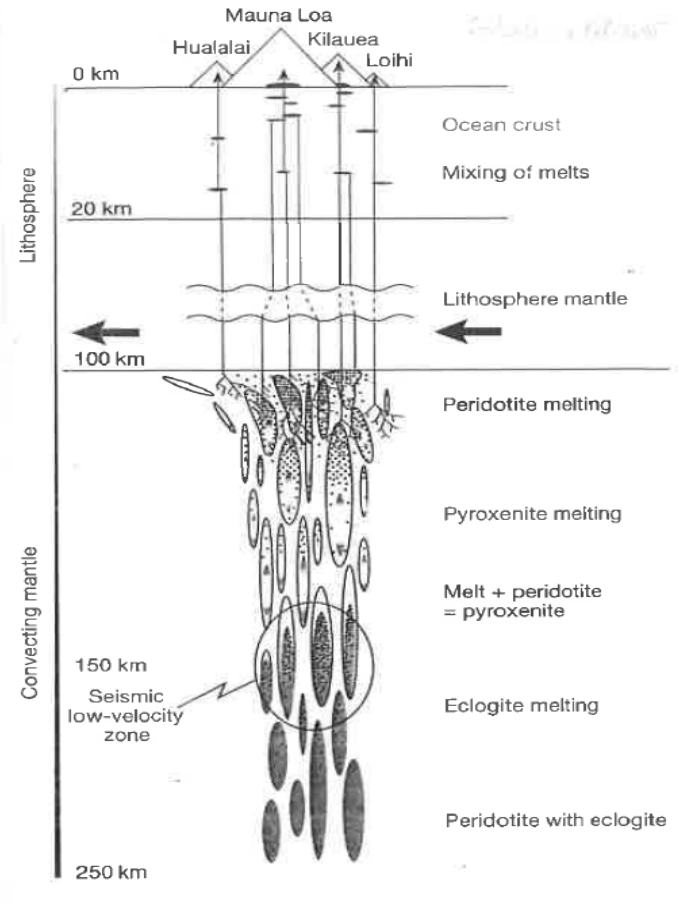


Figura 7.2.3-3 Representación del sistema magmático que alimenta a los volcanes de Hawaii y Loihi (Sobolev et al., 2005).

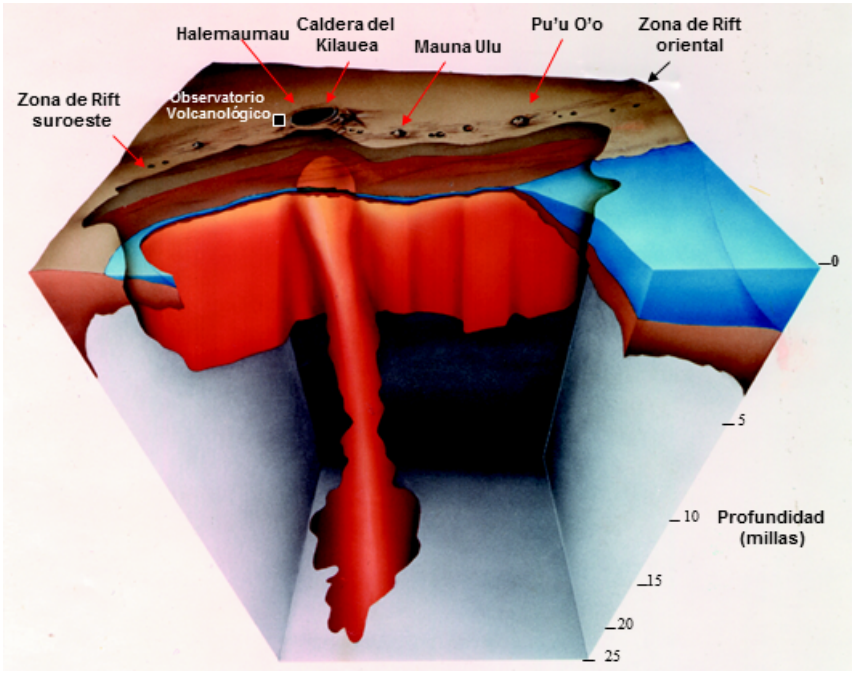


Figura 7.2.3-4 Interpretación de la actividad volcánica bajo el volcán Kilauea, isla de Hawaii. En rojo la alimentación de magma. En azul la existencia de roca con agua subterránea (M.P. Ryan, USGS, en Carracedo y Tilling, 2003).

El volcán Mauna Loa tiene un volumen de 80.000 km^3 y una altura de 8500 m sobre el fondo marino. Es un volcán en escudo con caldera central. Desde 1832 ha tenido unas 39 erupciones. Mediante inmersiones submarinas, en su ladera W se han encontrado lavas almohadilladas derivadas de erupciones subaéreas, hasta 900-1900 m, y pueden dominar en los primeros 1000 m. El complejo de diques es extenso. Las lavas de erupciones subaéreas que caen al mar por acantilados dan fragmentos vítreos toleíticos de tamaño arena (hialoclastitas), en laderas submarinas suaves. Las grandes coladas que llegan a la costa pueden contener tubos volcánicos (García y Davis, 2001).

El modelo constructivo propuesto por García y Davis (2001) es la existencia hasta >7500 m de fragmentos bajo parte subaérea, lo que afecta a la estabilidad del edificio. Pero en el Mauna Loa, hasta ⩾1900 m, hay lavas almohadilladas de erupción subaérea, originadas por salida de fundido por tubos de lava de 1 m de diámetro y a 1-3 m/s. Los modelos anteriores de volcanes en escudo suponen una amplia base de lavas almohadilladas cubierta de 200-2000 m de fragmentos y varios km de lavas subaéreas.

El volcán Koolau está asociado a un complejo de diques de 8 km ancho. En otros lugares pueden ser más anchos, entre 10 y 18 km y quizás hasta 20 km. El rift puede migrar a causa de los grandes deslizamientos, pero algunos son anteriores.

Para el conocimiento geológico y vulcanológico se han realizado sondeos profundos de reconocimiento e investigación (HSDP, *Hawaii Scientific Drilling Program*), el primero en 1993 y el segundo en 1999 (Thomas et al., 1997; DePrado et al., 1999; DePaolo et al., 2001; Stolper et al., 2009). En las ubicaciones de los sondeos pueden haber hasta >10 km vulcanitas de aproximadamente 1 Ma. El objetivo fue el de perforar en el flanco del volcán Kilauea, entre dos volcanes, para ver la parte submarina (DePaolo et al., 2001). El sondeo de 1993 alcanzó 1063 m y logró un 90% de recuperación de testigo de hasta unos 400 ka. El sondeo de 1999 alcanzó 3099 m, con 95% de recuperación de testigo. La velocidad de avance fue de 48 m/d en lavas subaéreas.

La parte superior submarina son hialoclastitas poco consolidadas, a veces como areniscas o limolitas, de origen subaéreo y a veces con carbón, más clastos líticos hasta métricos, difíciles de perforar. Por debajo se encuentran lavas almohadilladas, más fáciles de perforar. Sólo las almohadillas más profundas son totalmente submarinas y con grandes tramos sin hialoclastitas. A 100-600 m bajo el nivel del mar aparece un acuífero surgente muy productivo (unos 122 L/s de agua dulce) y por debajo de 2000 m se encuentra agua marina en condiciones surgentes. Por debajo de 1880 m se cortan unidades intrusivas, con una densidad máxima del 7% entre 2500 y 3100 m; hay hasta 13 unidades y 345 unidades litológicas identificables. La vesicularidad es <1%. Abundan el vidrio y olivino sanos, con yeso, zeolitas, arcillas,... en las vesículas y sobre fracturas a >1000 m. Sólo hay algunos signos de deslizamientos. Las Figuras 7.2.3-5 y 7.2.3-6 muestran parte de los resultados de interés hidrogeológico.

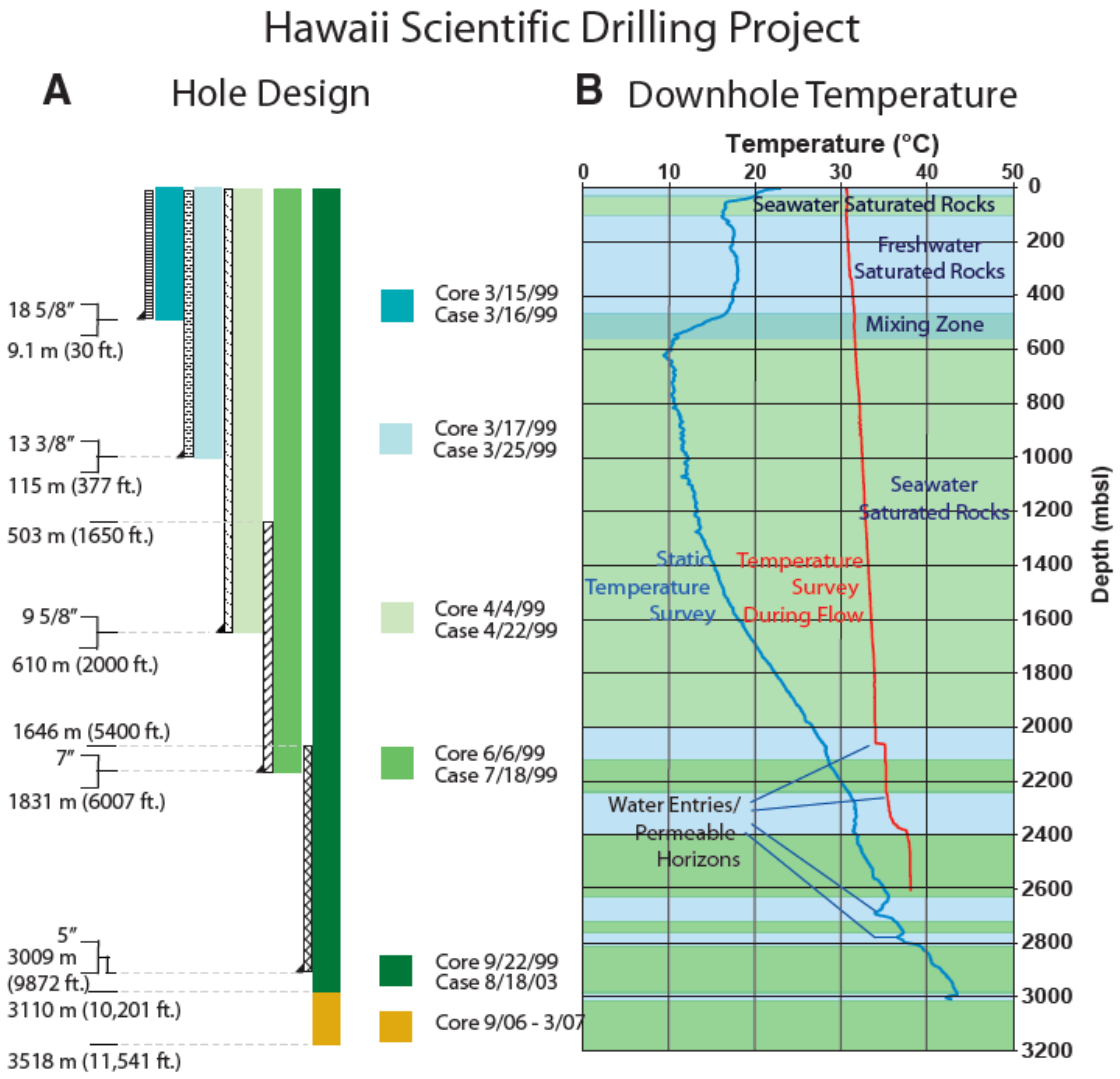


Figura 7.2.3-5 Diagrama (A) que muestra el diámetro del entubado en el sondeo HSDP2 y las fechas en que se tomaron testigos. El sondeo se entubó hasta 2997 m bajo el nivel del mar (bnm) y quedó sin entubar por debajo. Diagrama B: temperatura medida en el sondeo y supuestas relaciones con los rasgos hidrogeológicos en profundidad: en azul claro agua dulce y en verde claro agua marina, con colores intermedios para las aguas salobres y salinas. Línea en rojo: registro de temperatura realizado mientras el sondeo fluía y estaba sin entubar por debajo de 1820 m bnm (bajo el nivel del mar): parece que el agua entra en el sondeo por debajo de 2800 m bnm y con otras entradas a 2370 y 2050 m bnm (Stolper et al., 2009). La circulación de agua fría por debajo de 600 m bnm es lo suficientemente rápida para enfriar la roca a 15-20 ºC, por debajo de lo esperable según el gradiente geotérmico.

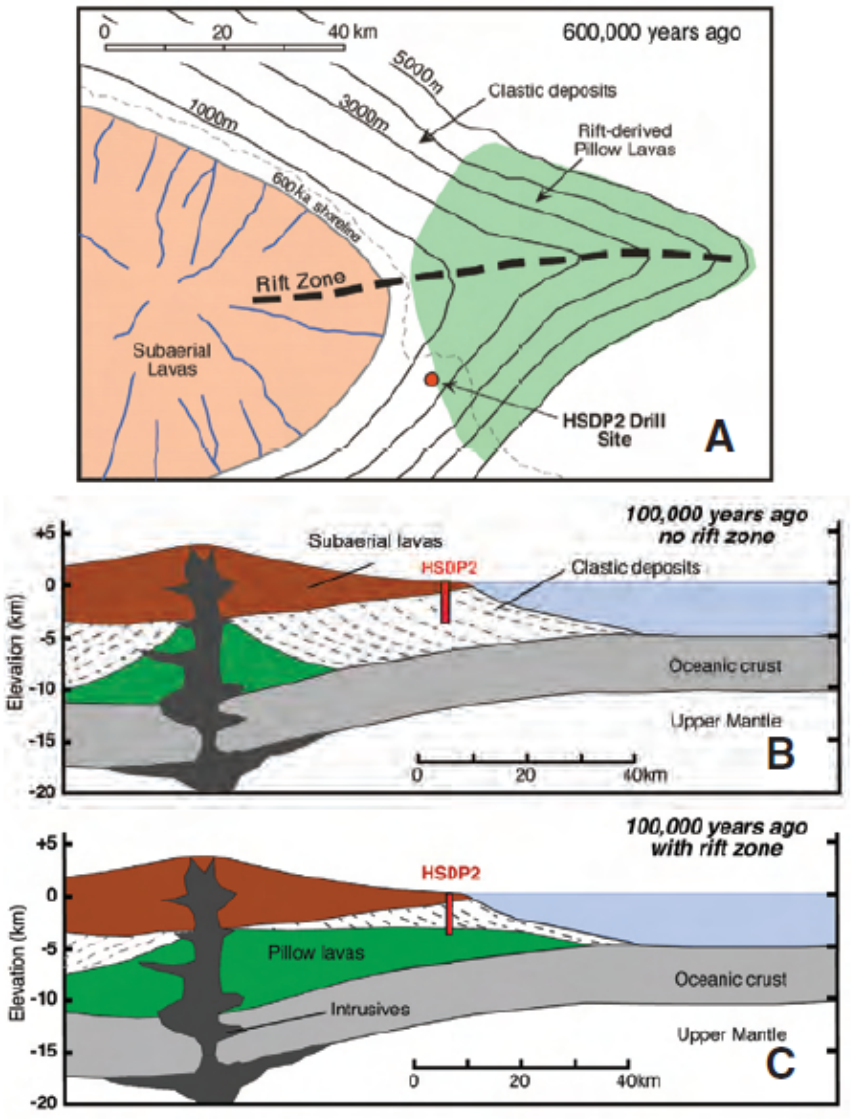


Figura 7.2.3-6 Reconstrucción de la dorsal E del volcán Mauna Loa y de la línea de costa hace unos 600 ka (A). La línea de costa estaba a unos 12-15 km de la ubicación del sondeo, con la superficie del terreno bajo unos 1500 m de agua. Con anterioridad, el lugar del sondeo habría recibido lavas submarinas de una supuesta dorsal oriental del Mauna Kea. Desde hace 600 ka se ha producido una subsidencia de 1500 m, de modo que la profundidad del testigo del sondeo que corresponde a este mapa está a unos 3000 m bnm; por debajo solo se encuentran lavas almohadilladas. En (B) se muestra un corte de la cumbre del Mauna Kea de acuerdo con la ubicación del sondeo (en rojo) hace 100 ka, suponiendo que no hay dorsal. En (C), modelo si en los testigos no se hubiesen encontrado lavas almohadilladas, pero con presencia de la dorsal, lo que parece una interpretación más correcta de los datos (Stolper et al., 2009).

Lo antes expuesto se corresponde con el modelo submarino de detritos de lava que se forman al entrar las lavas en el océano (Figura 7.2.3-7). En el Mauna Loa, las lavas almohadilladas resultantes de la llegada al mar de coladas subaéreas son abundantes entre 950-1900 m bajo el nivel del mar, como se ha comentado más arriba. La lava fragmentada quizás no descienda hasta más de 1000 m profundidad. El complejo de diques submarinos es extenso y se han formado como consecuencia de la descompresión de la corteza por los grandes deslizamientos.

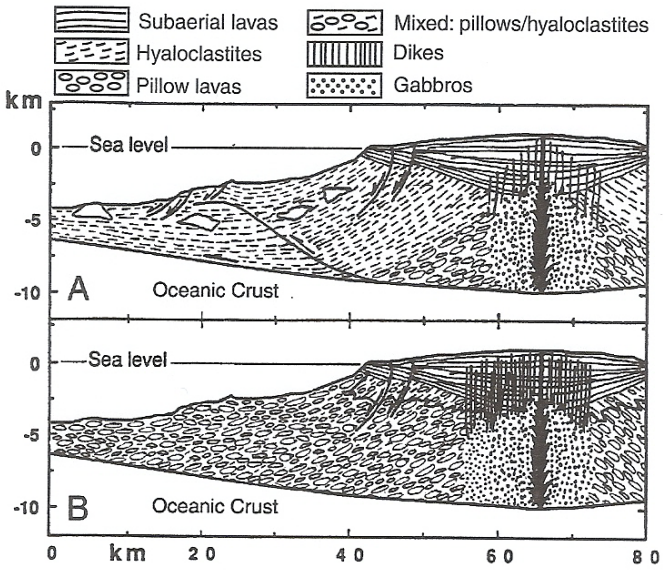


Figura 7.2.3-7 Cortes geológicos del flanco SW del volcán Mauna Loa, que reposa sobre corteza oceánica cretácica. A.- modelo de lava fragmentada. B.- modelo de lavas almohadilladas, con hialoclastitas intercaladas, excepto cerca de la base de la sección submarina; las hialoclastitas dominan en el primer 1 km de la sección submarina y las lavas almohadilladas dominan en el resto de la sección. La representación tiene una exageración vertical de 2/1 (García y Davis, 2001).

El único pozo profundo geotérmico disponible está en el volcán Kilauea. Los fluidos termales son de condensación de gas magmático en agua subterránea meteórica somera. La Figura 7.2.3-8 muestra los perfiles de temperatura.

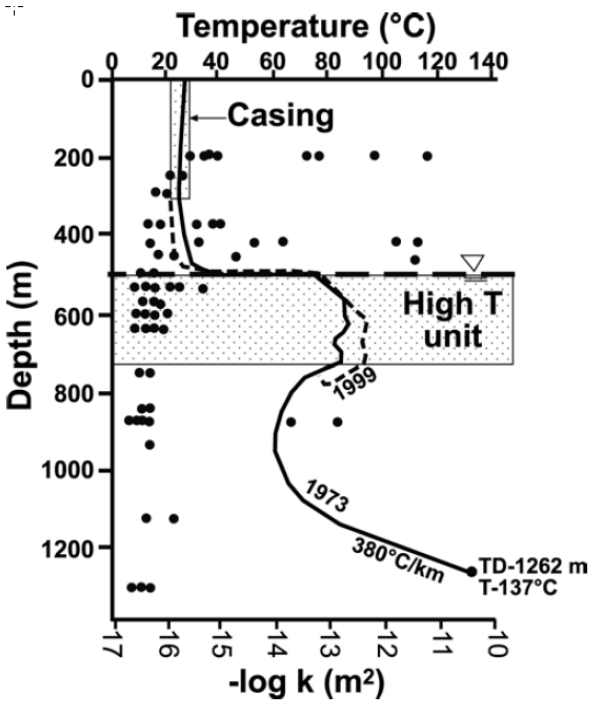


Figura 7.2.3-8 Datos del pozo NSF (National Science Foundation) que muestra los perfiles de temperatura de 1973 y 1999, la permeabilidad intrínseca K de testigos y el espesor del posible acuífero (Hurwitz et al., 2003). El nivel freático está a 488 m de profundidad.

La isla de Hawaii es lluviosa, con valores medios en el lado NE entre 1000 y 7500 mm/a, debido a las precipitaciones de los vientos alisios, pero el lado SW es notablemente más seco, entre 250 y 500 mm/a, de modo que las zonas altas pueden ser más secas que las laderas orientadas al E (Figura 7.2.3-9). La evaporación potencial media diaria decrece con la elevación, entre elnivel del mar y 1200 m y luego crece con la elevación. Varía entre un mínimo de 1,9-2,2 mm/d a un máximo de 6,1 mm/d a 3400 m. En el SE de Hawaii, volcán Kilauea y flancos del volcán Mauna Loa, no hay escorrentía superficial a pesar de una precipitación de unos 2000 mm/a.

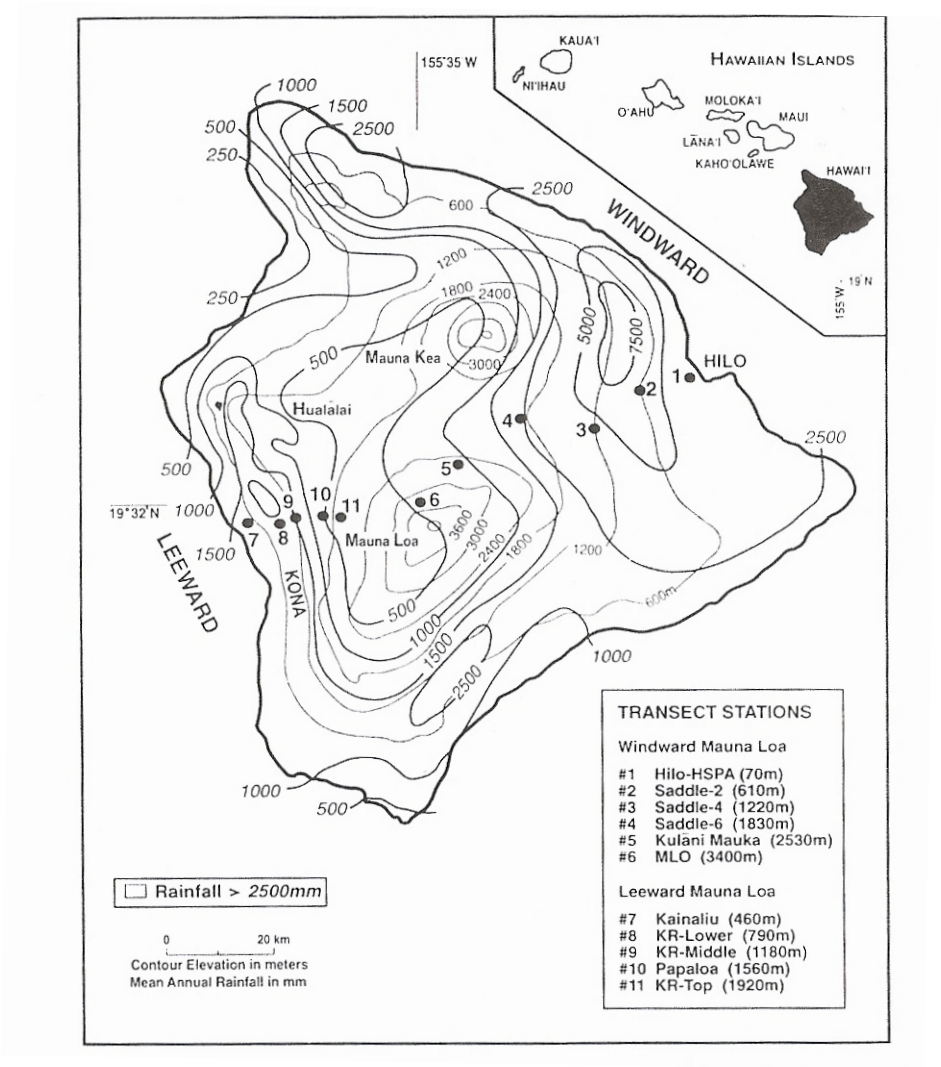


Figura 7.2.3-9 Isoyetas medias de la isla de Hawaii (Bean et al., 1994).

La existencia de agua subterránea y las características hidrogeológicas han sido objeto de distintos trabajos (Takasaki, 1993), así como los aspectos geotérmicos (Ingebritsen y Scholl, 1993; Hurwitz et al., 2003), con estudios de la recarga (Oki, 2002). En la cumbre del volcán Kilauea, el nivel freático es sólo moderadamente profundo (Jackson y Kauahikaua, 1987).

Las características hidrogeoquímicas de las aguas de manantiales y pozos siguen las pautas normales en islas volcánicas altas con buena recarga (Janik, 1994). Las aguas de precipitación tienen cierto exceso de SO_4 y Cl (Scholl y Ingebritsen, 1995).

Una red de 66 estaciones fue muestreada semestralmente durante 3 años para obtener muestras de lluvia para isótopos en la isla de Hawaii (Scholl et al., 1995; 1996). Se identificaron 3 gradientes altitudinales isotópicos: según los alisios, en la zona de sombra de lluvia y donde las características climáticas son de gran altitud. La frecuencia de tormentas pesa más en la variabilidad que las fluctuaciones de temperatura. Los contrastes espaciales de los isótopos estables y tritio indican que hay compartimentación en la zona de rift, según la interpretación de Scholl et al. (1996), de modo que los diques aíslan el agua subterránea al S del volcán Kilauea de las zonas de rift. Parte de la zona del SW del rift parece ser una vía preferente de flujo del agua subterránea de gran elevación, pero no parece suceder en el E de la zona de rift. Las aguas subterráneas se ajustan bien a una línea meteórica de pendiente 8 y ordenada en el origen 12 (Figura 7.2.3-10). La Figura 7.2.3-11 muestra la relación isotópica altitudinal para la lluvia.

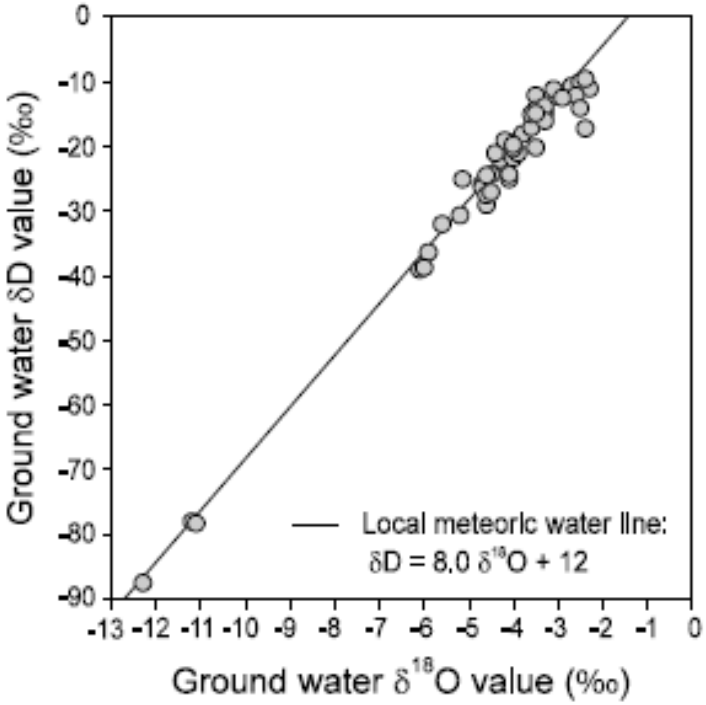


Figura 7.2.3-10 relación δ^2H – $\delta^{18}O$ para las aguas subterráneas de la isla de Hawaii

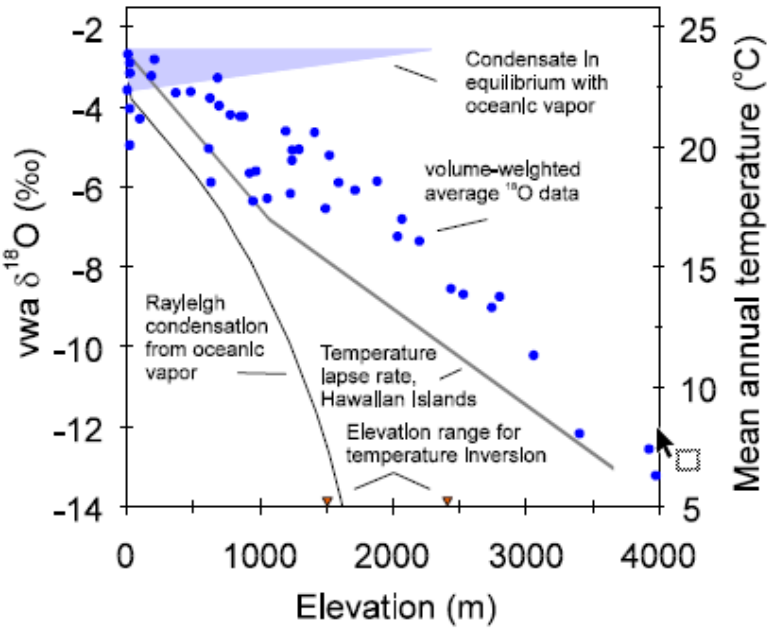


Figura 7.2.3-11 Comparación de datos con el $\delta^{18}O$ calculado para condensación en equilibrio con vapor oceánico a temperatura entre la de la superficie del terreno y la de la capa de inversión, y la variación vertical de la temperatura para la Isla Hawaii. vwa = media ponderada volumétricamente (volume weighted average).

En el pozo profundo de reconocimiento geotérmico en el volcán Kilauea hay interacción agua-roca (Tilling y Jones, 1991). Según la relación S/Cl y los isótopos del C y He, los fluidos termales son de condensación de gas magmático en agua subterránea meteórica somera (Figura 7.2.3-11). El agua caliente afecta al basalto, aumenta el pH y precipita minerales secundarios formados a 90-140 ºC.

7.3 Isla de Jeju

La isla de Jeju, anteriormente designada también Cheju e Isla de Quelpart, está al Sur de la península de Korea (Figura 7.3-1). Pertenece a Korea del Sur y tiene casi 660.000 habitantes. Es totalmente volcánica, con 1848 km^2, una forma aproximadamente elíptica de74 km x 32 km y una altitud de 1950 m en el Monte Halla. La Figura 7.3.2 muestra el relieve.

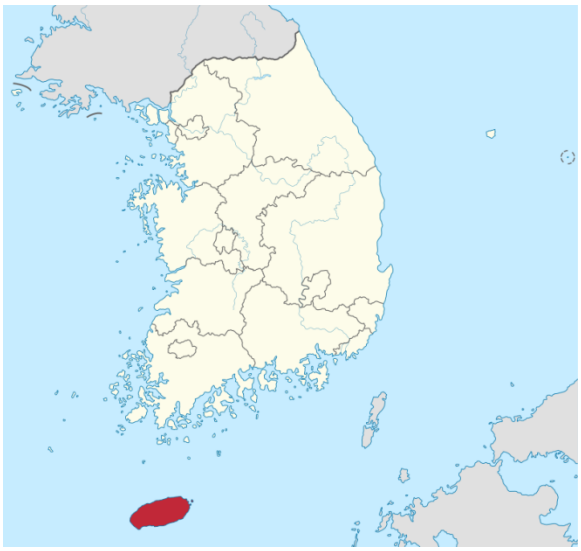


Figura 7.3.1 Situación de la isla de Jeju, al S de la península de Korea, frente a Japón, entre el mar Amarillo al W, el mar del E y el mar del S.

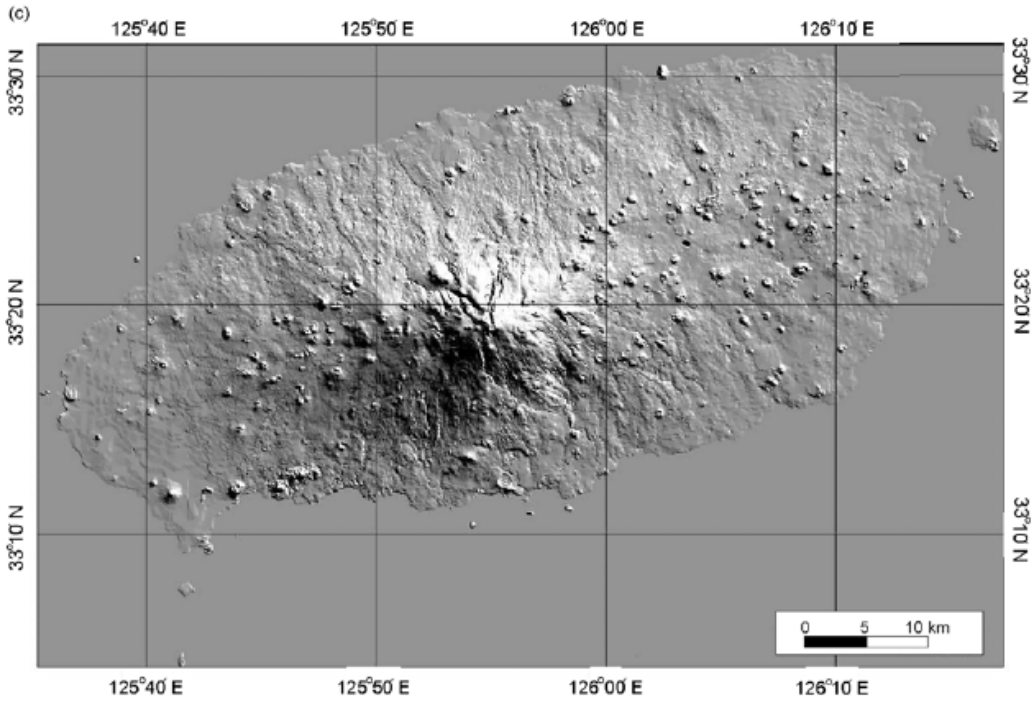


Figura 7.3.2 Mapa de relieve de la isla de Jeju, con el volcán central Halla y numerosos pequeños conos volcánicos.

La isla está formada por basaltos y rocas más ácidas, hasta traquitas (Figura 7.3.3), que en el mar son hialoclastitas con algunas lavas almohadilladas. La Figura 7.3.4 es un corte de la isla que muestra las formaciones principales y la litología de tres sondeos de reconocimiento. El conjunto volcánico yace sobre un basamento de toba soldada cretácica y granito cubierto de arena no cementada (U) y arcilla de 150 m espesor y de origen no volcánico. La actividad volcánica inicial se produjo a 1500 m de profundidad, con hidrovolcanismo al entrar el magma en los sedimentos U, formando un cono y anillo de toba, luego erosionad por el mar, lo que da lugar a sedimentos de arenisca grosera y fina, limolita arenosa y limolita. El volcanismo evolucionó hacia estromboliano, con un cono de escoria y coladas que rellenan los espacios entre cono y anillo (Kim et al., 2006).



Figura 7.3.3 Mapa geológico simplificado con la distribución de basaltos, traquibasaltos, traquiandesitas y traquitas y tobas volcánicas. Se muestra la ubicación de manantiales y pozos.

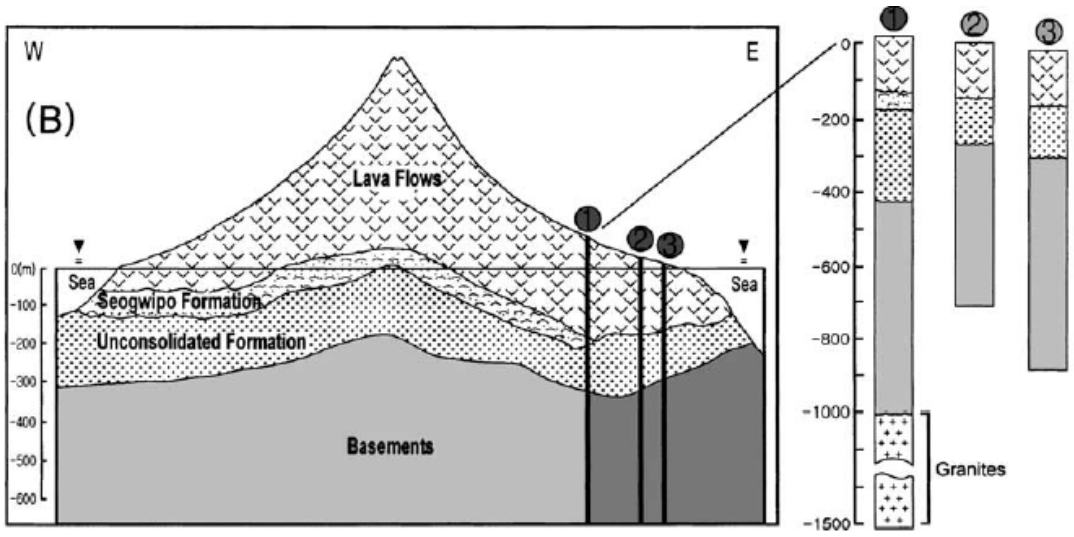


Figura 7.3.4 Corte geológico por el Monte Halla y materiales encontrados en tres sondeos de reconocimiento (Koh, 1997). Sobre la superficie del volcán hay numerosos pequeños conos volcánicos de escoria. El basamento bajo la formación no consolidada consiste en ignimbritas (tobas soldadas) sobre granito (Koh et al, 2006).

El agua subterránea (T) tiene ^{3}He de origen no atmosférico, con un exceso de ^{4}He relativo al atmosférico ($4He_{ex} = (Ne_T - Ne_{eq})\cdot(^{4}He/Ne)_{ex}$), siendo $^{4}He/Ne$ en exceso en el aire atmósfera = 0,288. Para la relación $R = {}^{3}He/{}^{4}He$ en la muestra y en la atmósfera es R_T/R_a =5,9 a 6,6, es decir con aporte endógeno. Así, cabe esperar que el contenido en ^{3}H sea una mezcla de tritio radiogénico con tritio del manto (Koh et al., 2006).

El clima es relativamente lluvioso y se tiene una buena cubierta vegetal arbórea. No hay cursos de agua perennes, salvo cortos tramos aguas abajo de los manantiales. Los suelos son someros, de <1 m de espesor, y están cubiertos por césped.

La recarga por la precipitación se produce durante todo el año, incluso durante el cálido verano (Lee et al., 1999; 2007). La recarga se puede identificar bien isotópicamente pues, como sucede en el NE de Asia, el exceso de deuterio d es sinusoidalmente variable a lo largo del año, entre 15‰ en verano (julio y agosto) y 10‰ en enero. En verano dominan los efectos de cantidad y estacional, sin evaporación difusiva del agua del suelo. No hay efecto estacional claro en la cantidad de recarga, pero con el valor de d es posible atribuir el 33% de la recarga a la estación seca y el 67% a la estación húmeda. El tiempo de transferencia del agua entre la superficie y 30 cm de profundidad es de 74 d y 198 d entre 60 y 80 cm, con una posible barrera capilar (Lee et al., 2007).

Se ha estimado la recarga mediante trazadores atmosféricos (Cl, CFC-12 y ^{3}H) y por análisis de las variaciones piezométricas (Hagedorn et al., 2011). En la datación del agua subterránea de los basaltos hay que considerar el paso rápido de los trazadores atmosféricos por el gas del medio no saturado. La rápida llegada del SF_6 puede afectar a fluidos volcánicos relictos de granitos y rocas de basamento. Se puede introducir un error en la edad de 20-30 cuando se consideran los ^{3}H y CFC-12 como trazadores (Koh et al., 2007).

La superficie freática tiene forma de domo suave que asciende hasta una altitud de 282 m y que en la costa presenta depresiones de hasta 26 m bajo el nivel del mar a causa de los bombeos (Won et al., 2005). La lluvia incrementa el nivel en piezómetros hasta en 3 m, pero se agota en pocos días.

Al considerar el flujo del agua subterránea, se admite la existencia de un cuerpo general insular que descarga en la costa y algunos acuíferos locales que dan origen a manantiales altos (Figura 7.3.5).

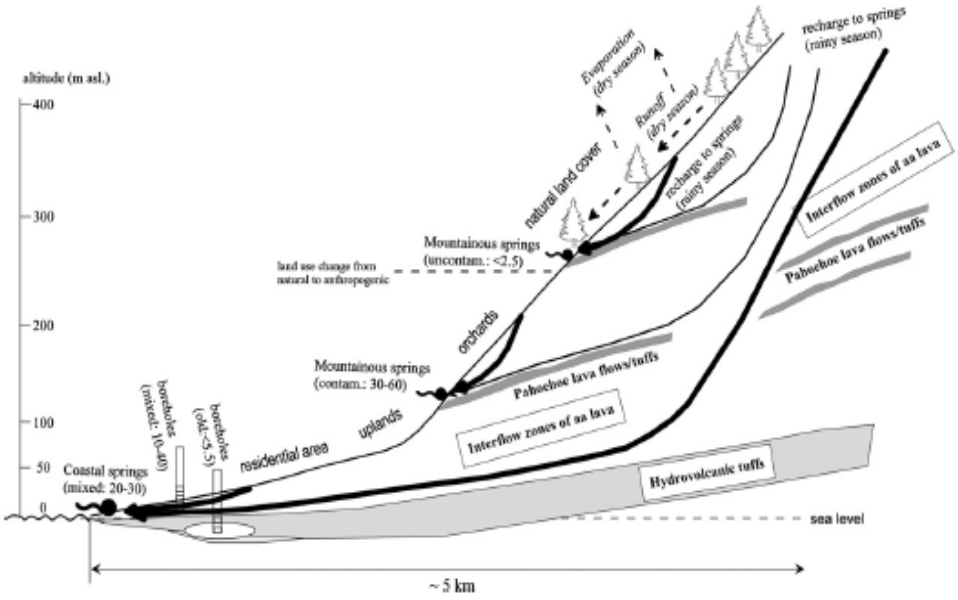


Figura 7.3.5 Existencia de un cuerpo general insular que descarga en la costa y algunos acuíferos locales que dan origen a manantiales altos (Koh et al., 2012).

La productividad de los pozos es mayor en las proximidades de la costa y en los traquibasaltos. La transmisividad hidráulica deducida de ensayos en pozos varía entre 1,1 y 700.000 m^2/d, con un valor medio de 30.000 m^2/d. El coeficiente de almacenamiento varía entre 10^{-6} y 0,5, con una media de 0,12 (Won et al., 2005).

El efecto de marea se aprecia a 3 km isla adentro. El pie de la cuña marina penetra hasta 6,8 km. Las variaciones estacionales casi no afectan a la interfaz agua dulce-agua salada (Kim et al., 2006). Hay un incremento de la intrusión marina en las áreas costeras a causa de los bombeos (Kim et al., 2003). La mezcla entre agua dulce y agua marina muestra una buena correlación entre Cl y $\delta^{18}O$ (Koh, 1997; Ahn et al., 1995).

La recarga y el flujo del agua subterránea alteran las rocas y movilizan materia. En basaltos y traquitas, a mayor alcalinidad del agua, mayor Na, Ca, (Mg) y K disueltos (Koh et al., 2005). La movilidad relativa de distintos elementos procedentes del basalto es de mayor a menor B > Rb > Na > K > Mg > Ca > Mo > V > Si > Sr > Sc > P > U > Zn > Pb > Cr > Cu > Ba > Ni > Ti > (Mn, Al, Fe, Co, Th). La mayor movilidad corresponde a los elementos que forman oxianiones y a los metales alcalinos (Koh et al., 2016). Véanse las Figuras 7.3.6 y 7.3.7.

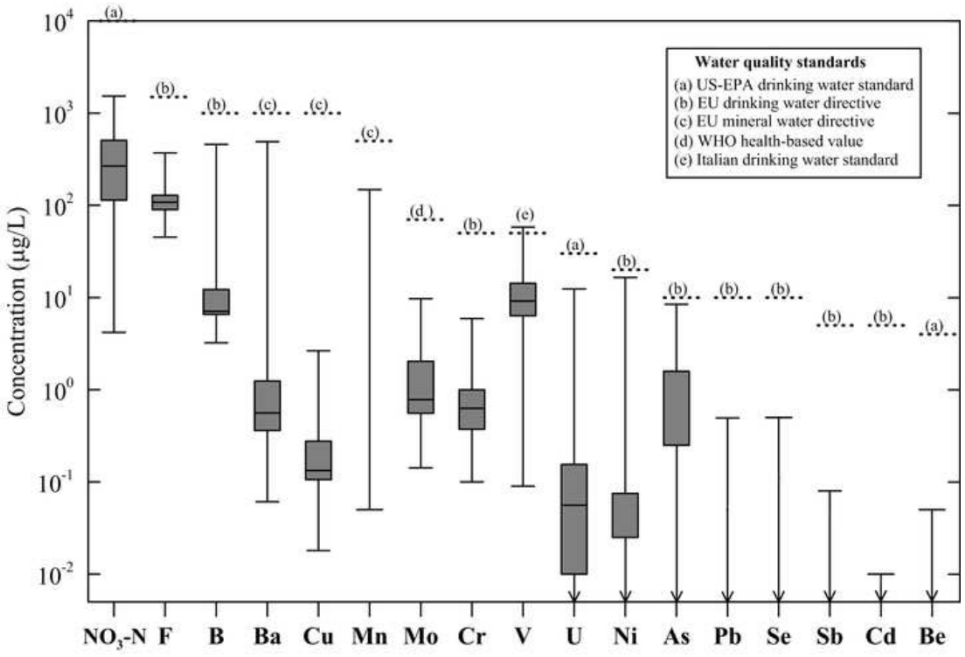


Figura 7.3.6 Comparación de las concentraciones en el agua subterránea de elementos potencialmente tóxicos y valores máximos según las normas (Koh et al., 2016). Las concentraciones de Pb, Se, Sb, Cd, Ni y As quedan por debajo de los límites de detección.

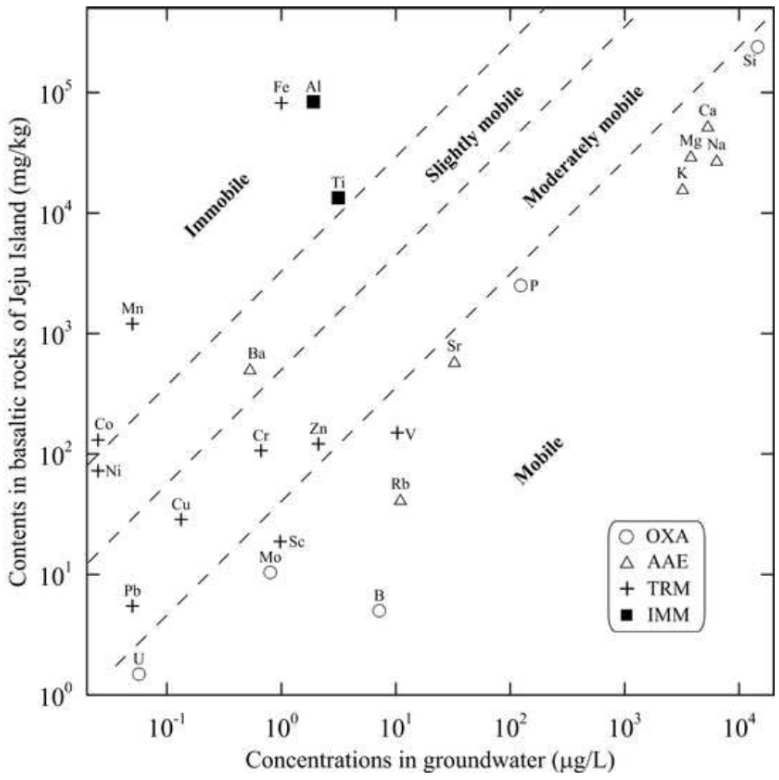


Figura 7.3.7 Comparación de las concentraciones medianas de distintos elementos disueltos en agua subterránea en las rocas basálticas locales, en μg/L, descontando el aporte del aerosol marino (Koh et al., 2016). OXA = oxianiones; AAE = alcalinos y alcalinotérreos; TRM = metales de transición; IMM = elementos inmóviles.

En Jeju se ha puesto énfasis en la conservación de la calidad del agua subterránea, en especial en lo referente a la posible contaminación de nitratos y cloruro por purines de granjas porcinas y avícolas (Koh et al., 2017). Para el cálculo del tiempo de tránsito se han aplicado modelos dispersivos de parámetro agregado a las concentraciones en $^{3}H/^{3}He$ y CFCs. Las aguas jóvenes tienden a tener un alto contenido en NO_3. Los CFCs no muestran degradación aerobia, a pesar de que hay O_2 en los 300 m de medio no saturado (Koh et al., 2006).

El $\delta^{15}N$ en agua subterránea es de +4‰ a +7‰, +13‰ a +15‰ en los purines de cerdos y pollos y -0,2‰ a +1,3‰ en los fertilizantes químicos: urea ($(NH_2)CO$) y amonio. Cuando estos fertilizantes se oxidan, liberan H^+ que acidifica el suelo, degradan arcillas y reducen la capacidad de cambio iónico (Koh et al., 2007). Las reacciones son:

Hidrólisis $0{,}5(NH_2)CO + H_2O = NH_4^+ + 0{,}5CO_3^{-2}$

$NH_4^+ + O_2 = NO_3^- + 1{,}5H^+ + 0{,}5HCO_3^-$

$NH_4^+ + O_2 = NO_3^- + 2H^+ + H_2O + 0{,}5(NH_2)CO$

7.4 Archipiélago de Japón

El archipiélago de Japón (nipón) es un conjunto de islas desde pequeñas a grandes (condiciones más continentales que insulares) y dominadas por el volcanismo de arco insular (áreas de subducción). Las situaciones son muy variables de un lugar a otro, tanto climáticas como geológicas. En lo que sigue sólo se dan algunas indicaciones. La Figura 7.4.1 muestra la ubicación.



Figura 7.4.1 Islas principales del archipiélago de Japón.

El rasgo más destacado es el del gran estratovolcán Fuji, de 3776 m de altitud, que domina el centro de la isla principal, Honshu (Figura 7.4.2). Otro rasgo importante es el Monte Uzu (Usu), que es un estratovolcán activo, de 733 m de altura, en el S de la isla de Hokkaido (Figura 7.4.3). Este volcán ha tenido 4 erupciones desde 1990 (en 1910, 1944-1945, 1977 y 2000). En su lado N, la caldera contiene un maar. En el Sur, en Kyoshu, el Monte Unzen consiste en más de 20 montañas, la más alta con 1347 m, en relación con una cámara magmática bajo la Bahía de Tachibana. Es un área volcánicamente activa, con una erupción en 1991 de carácter piroclástico. Salieron de domos de lava silícica. Tras desplazarse varios km, pueden colapsar de repente para generar fenómenos piroclásticos de tipo peleano o Merapi (Sato et al., 1992). El movimiento es más rápido cuanto mayor contenido en gas y más caliente, a 40-70 m/s para 0,1% en gas (típico de riolitas) y 70-160 m/s para 0,5% (típico de andesitas).

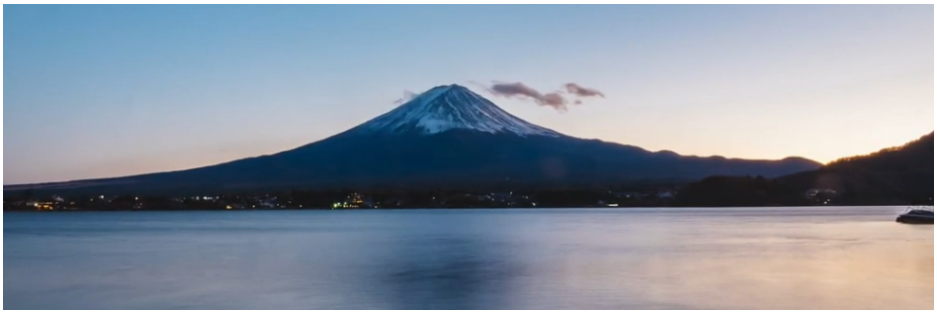


Figura 7.4.2 Perfil del volcán Monte Fuji.



Figura 7.4.3 Manantiales de techo de colada volcánica en la isla de Hokkaido, Japón (foto tomada de Yamamoto, 1995).

La desgasificación de magmas en profundidad con salida lenta origina coladas y domos poco explosivos, pero puede ir seguido de actividad explosiva piroclástica, con nubes ardientes que salen de los domos, de tipo Merapi, causadas por bloques que caen desde el domo que colapsa. Hay erupciones peleanas que salen del lateral del domo (Mizukami et al., 1977).

El estratovolcán Fuji está formado por coladas de basalto, con lavas y piroclastos. Hay 3 volcanes superpuestos sobre sedimentos marinos del Neógeno. En el ámbito del Monte Fuji hay numerosos lagos, pero el nivel freático es profundo. El agua subterránea de los acuíferos costeros y del entorno de la costa se recarga en áreas altas, es isotópicamente ligera y con un alto contenido en vanadio disuelto, que procede del acuífero en basaltos (Ono et al., 2019). La Figura 7.4.4 muestra una sección. Hay manantiales sobre coladas de barro al pie del volcán inferior, que es del Holoceno inferior. El análisis de los datos de contenido en ^{3}H indican un tiempo de renovación del agua subterránea de 20-30 a, que se reduce a 10 a en el lado S, aunque el estudio del ^{36}Cl termonuclear apunta a una renovación más lenta (Tosaki et al., 2011).

La precipitación en el Monte Fuji es de 1500-2000 mm/a en la ladera N y de 2750-3000 mm/a en la ladera S y contiene 0,59 mg/L Cl a 1000 m y 0,21 mg/L a 2390 m, con un exceso de deuterio d = 13,5‰. Hay reciclado de Cl por la vegetación

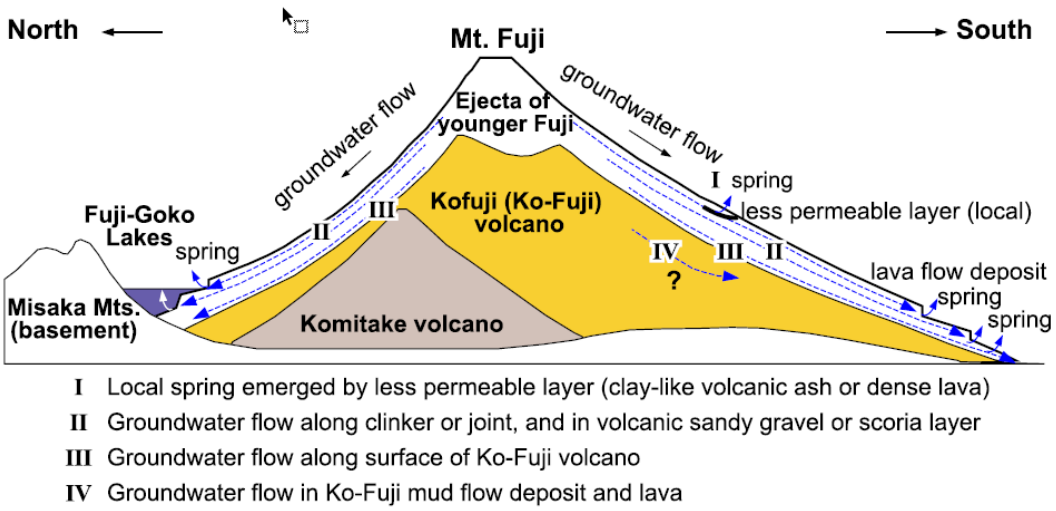


Figura 7.4.4 Sección del Monte Fuji con las principales formaciones volcánicas sobre un basamento de rocas sedimentarias neógenas, modificado de Tsuya-1940.

Las eyecciones volcánicas pueden afectar a la calidad del agua subterránea. La isla de Miyakejima, al S de Tokyo, tiene 700 m de altura y 55 km^2, con 17,5 ^{o}C de temperatura media y una precipitación media de 2900 mm/a. Es un volcán compuesto, de basalto, andesita y piroclastos, con un edificio central con cráteres viejos en los lados. No hay ríos. Los manantiales producen 0,1-10 L/min sobre niveles geológicos por encima del nivel del mar, que es agua dulce en los cráteres viejos y salobre fuera de los mismos. En el año 2000 se produjo una nueva eyección volcánica de 11 hm^3 y luego una salida mantenida de gases con CO_2 por el cráter, con un total de 17.000 t en 3 años. El material eyectado produce flujos de barro con la lluvia, que contienen una parte soluble

en agua, como 0,04-2,4 ppm de Cl y 16-56 ppm de SO_4 como anhidrita en la matriz. La acidez de la lluvia fue de ≈0,02 mM/L y 0,04-0,13 mmol/L después de la erupción. La acidez natural de los manantiales es de <1,0 mmol/L y luego aumenta hasta 5 mmol/L. El $\delta^{13}C$ pasa de -21‰ a -6‰ por efecto del CO_2 volcánico, quizás empezando antes de la erupción. El SO_4 aumenta en 1,4-5,2 mg/L después de erupción, con picos de 2,4 y 6,4 mg/L por movimiento descendente por la zona vadosa a 0,4-7.2 cm/d según la recarga media, a lo largo de >6 años (Machida y Lee, 2008).

La isla china de Hainan, que está en Sur del Mar de China, comparte algunos rasgos. En el N abundan los basaltos de 0,01 a 1,8 Ma, con un buen recubrimiento de suelo (Zhang et al., 2007). La Figura 11.4.1 muestra un corte simplificado.

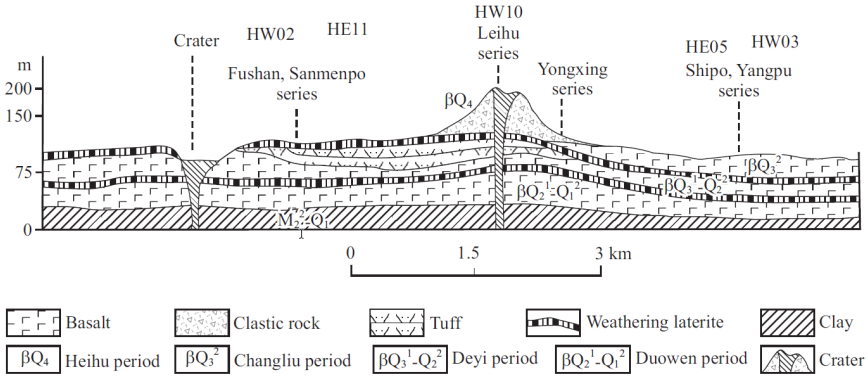


Figura 11.4.1 Corte simplificado de la parte N de la isla de Hainan, S del Mar de la China (Zhang et al., 2007).

7.5 Tahití

La isla de Tahití (también llamada Otaheite, Isla de Amat o Isla de Manuel de Amat y Junyent) es la isla más grande de la Polinesia Francesa, en la parte de barlovento de las islas de la Sociedad, en el sur del océano Pacífico (Figuras 7.5.1 y 7.5.2). Está a unos 4400 km al sur de Hawaii, a 7900 km de Chile y a 5700 km de Australia.



Figura 7.5.1 Ubicación de la Polinesia francesa y de Tahití en el Océano Pacífico.

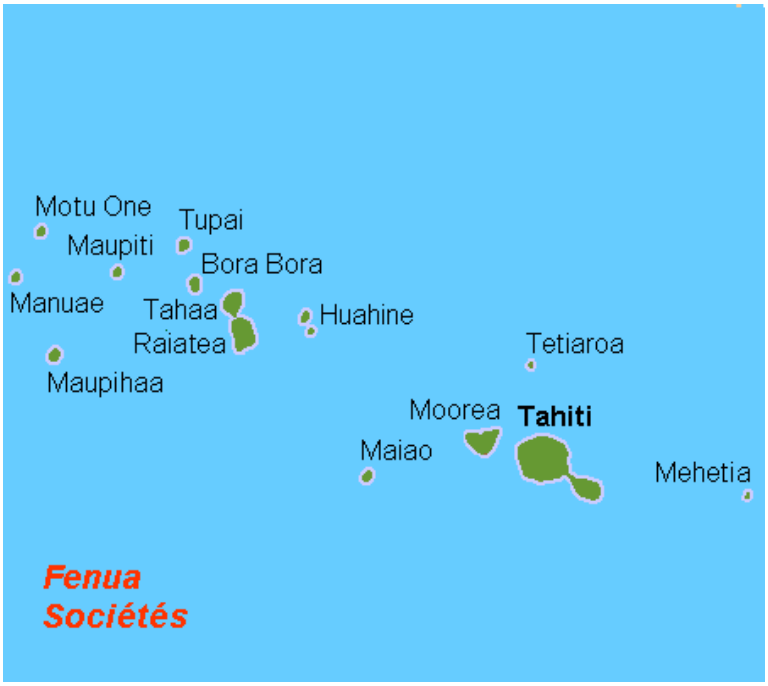


Figura 7.5.2 Ubicación de Tahití y Moorea en el Océano Pacífico

Tahití es volcánica, elevada y montañosa. Consiste principalmente en dos partes conectadas por un istmo: Tahiti Nui o Gran Tahití, ubicada al NW y Tahiti Iti o Pequeña Tahití, ubicada al SE (Figura 7.5.3). En total comprende 1042 km². Tiene unos 170.000 habitantes. La isla de Moorea se sitúa 15 km al oeste de Tahití.



Figura 7.5.3 Mapa en relieve de Tahití, con Tahití Nui y Tahití Iti.

En Tahití Nui se encuentra la cumbre más elevada de la Polinesia francesa, el monte Orohena, de 2241 m de altitud. Hay otras cumbres entre 1321 y 2066 m. La cumbre de Tahití Iti alcanza 1332 m. Tahití está rodeada parcialmente por una barrera de coral sobre basalto, de modo que en determinadas zonas se forma una laguna entre el arrecife y la costa, con unos 90-115 m profundidad en el NW de la isla Tahití Nui (André et al., 1998). Tiene 550 ka de edad en el lado S.

El clima de Tahití es cálido y húmedo todo el año, con una estación seca y otra húmeda de noviembre a abril. El viento dominante es el del E. Existe una diferencia climática entre la parte oriental, a barlovento de los vientos alisos, más húmeda, y la parte occidental a sotavento, más seca. La precipitación media es de 3550 mm/a en la costa oriental y alrededor de 1500 mm/a en el lado occidental, con valores mayores a mayor altitud. Vale 200 mm/a a nivel del mar y 11.000 mm/a en altura; en Papeete, la capital, llueven 2824 mm/a. En el área hay riesgo de ciclones (tifones).

Tahití se levanta 5000 m sobre el fondo oceánico. La mitad N de Tahiti-Nui tiene una estructura volcánica discontinua. El escudo principal, de 2 Ma de edad, está cortado por un gran deslizamiento en el N, que originó una depresión sobre la que se instaló enseguida un segundo escudo, seguida de actividad volcánica adicional a lo largo de la cima, con muchos diques. Existen dos sistemas eruptivos coalescentes, con un gran colapso hace 0,87 Ma. El deslizamiento de la ladera N es el mayor. En la base del segundo escudo hay coladas entre vesiculares y totalmente autobrechas (malpaíses), que resultan de la descompresión repentina tras el colapso. Este escudo está muy alterado y da rellenos en las partes profundas de los valles del N, en el límite entre los dos escudos encajados, con coladas basaníticas, más masivas y desgasificadas, con fracturas verticales de enfriamiento. Estas lavas se vertieron también al S, hace 0,5 Ma, rellenándolo (Hildebrand et al., 2005). En la parte alta hay una formación ignimbrítica columnar potente. La Figura 7.5.4 es un mapa geológico simplificado, con un corte ilustrativo. Actualmente la isla es volcánicamente inactiva y está muy abarrancada.

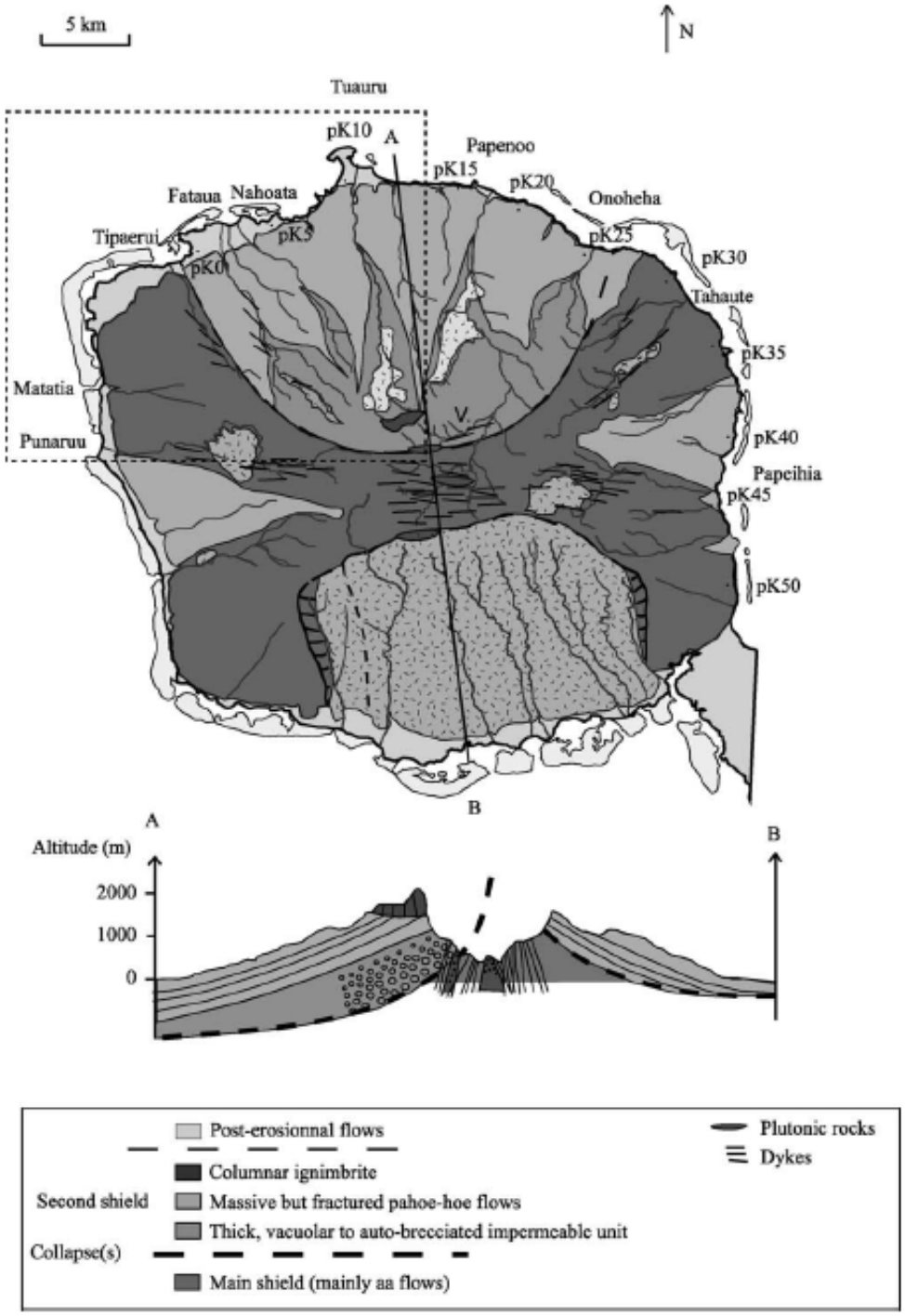


Figura 7.5.4 Mapa geológico esquemático y sección que muestra la relación entre unidades estructurales. Las partes rayadas simbolizan rellenos de valle de las coladas en distintas épocas, así como en el relleno tardío de la depresión S.

La recarga se produce preferentemente en y por encima de la potente base impermeable de escudo y flujos volcánicos posteriores. Los diques son preferentemente drenes.

Surgen manantiales en el contacto entre la base del segundo escudo y la parte superior, a veces en fracturas o diques. Algunos manantiales son ricos en CO_2. El Valle de Fautaua tiene galerías para abastecimiento de Papeete.

El agua de lluvia es isotópicamente ligera en épocas húmedas ($\delta^{18}O$ = -6‰), sin efecto de altitud, y pesada en la época seca. Hay efecto de cantidad. Tiene un exceso de deuterio d del 15‰, hasta el 20‰, posiblemente por reciclado de vapor de la isla. El gradiente isotópico altitudinal de $\delta^{18}O$ es -0,17‰/100 m para lluvia no evaporada de la época seca y -0,07/‰100 m para los valores anuales. A menor δ^{18O}, mayor conductividad eléctrica del agua. $\delta^{13}C$ = -17‰ a -18‰ si no hay CO_2 volcánico. La $A^{14}C$ = 100,2 a 108,0 pmC en valle y 1,4 pmC en el centro de la isla (Hildebrand et al., 2005).

7.6 Archipiélago de Colón-Islas Galápagos

El Archipiélago de Colón o Islas Galápagos, pertenecen a Ecuador y se sitúan en el Océano Pacífico central Este, al S de Centroamérica y a 1000 km de la costa de Ecuador. Tiene unos 32.000 habitantes. Está conformado por trece islas grandes con una superficie mayor a 10 km² (Figura 7.6.1), nueve islas medianas con una superficie de 1 km² a 10 km² y otros 107 islotes de tamaño pequeño. Las islas mayores y su superficie en km² son Isabela 4588, Santa Cruz 986, Fernandina 648, Santiago 642 y San Cristóbal 558. En conjunto suman 8010 km². La cumbre es el volcán Wolf, de 1707 m de altitud.

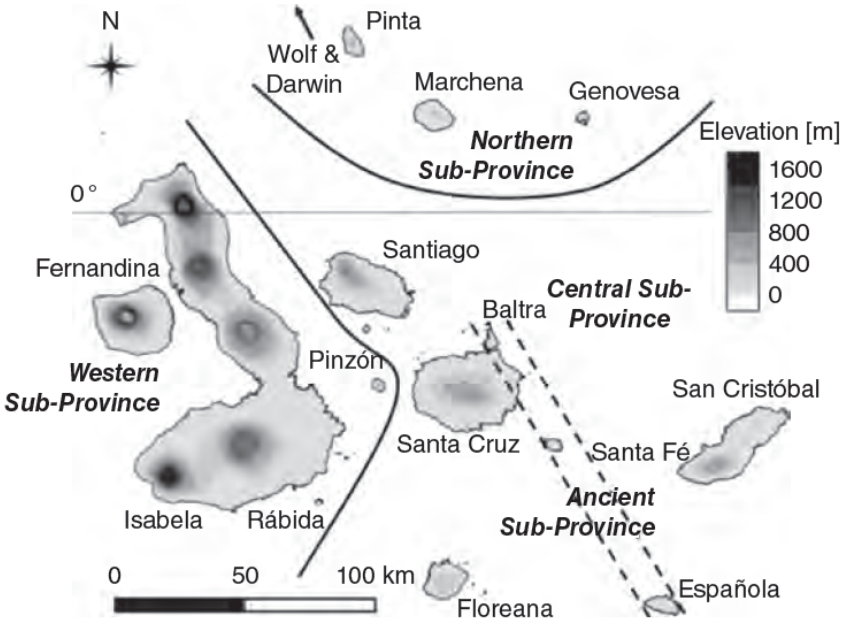


Figura 7.6.1 Archipiélago de Colón-Islas Galápagos.

La primera isla se formó hace más de 5 Ma como resultado de la actividad volcánica. Las islas más recientes, Isabela y Fernandina, están todavía en proceso de formación, con la erupción volcánica más reciente en 2009.

Son islas de difícil acceso, por lo que hay pocos reconocimientos del interior de las islas y buena parte de los datos geológico-hidrogeológicos se han obtenido mediante geofísica aerotransportada. Los pocos estudios disponibles corresponden a diversas islas. Violette et al. (2014) consideran algunas cuencas experimentales e imágenes de satélite. La isla de Santa Cruz, de <1 Ma, es similar a Oahu y la de San Cristóbal, de >5 Ma, tiende a asimilarse a Gran Canaria, en función de si se está en la fase de escudo o ya se ha avanzado hacia la de erosión. Unos suelos a <350 m de altitud son poco permeables, con k <10 m/d y porosidad m < 0,25, de varios m de espesor, homogéneos y sin componentes groseros, con abundante gibbsita. Otros suelos a <300 m tienen k > 100 m/d, m = 0,35, son heterogéneos y con componentes groseros, todo ello explicable por el clima. Hay una relación inversa entre conductividad hidráulica y grado de meteorización de la roca (Adelinet et al., 2008).

Los reconocimientos geomorfológicos y los electromagnéticos aerotransportados en helicóptero (sistema Sky) en la isla de San Cristóbal, son un método que permite construir una red 3-D de resistividad eléctrica. Se muestran alineaciones de conos eruptivos que marcan diques y se corresponden con contrastes subverticales de resistividad en la superficie, que según Pryet (2012) y Pryet et al. (2012) embalsan agua subterránea en la franja de cumbres (Figura 7.6.2). En las cumbres hay niebla durante seis meses al año, que según los autores antes mencionados, aumenta la recarga por interceptación por el dosel de la vegetación.

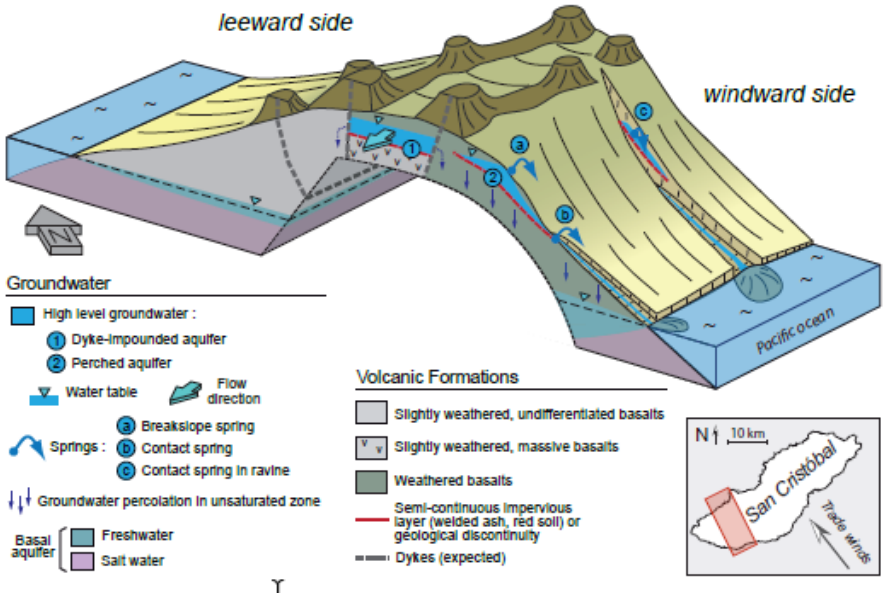


Figura 7.6.2 Modelo conceptual hidrogeológico de la isla de San Cristóbal, a partir de observaciones geomorfológicas y reconocimientos electromagnéticos aerotransportados, según Pryet (2012) y Pryet et al. (2012.)

En las islas de Santa Cruz (1,3-0,59 Ma y 0,05 Ma, altitud 855 m) y San Cristobal (2,35 Ma, altitud 760 m), la estación fría y seca va de junio a diciembre y se produce garúa (niebla condensante) y cálido y lluvioso de enero a junio. Se ha calculado la distribución de la recarga mediante el estudio isotópico y de gases nobles atmosféricos. Se produce recarga en la estación cálida a baja altitud (<420 m) en San Cristóbal y en el acuífero basal de Santa Cruz. En los manantiales altos de San Cristóbal, a >420 m se espera recarga por la garúa en la estación cálida (Warrier et al., 2012; Niu et al., 2017). En Santa Cruz no hay ríos y se ha identificado un manantial abundante en altura. En San Cristóbal sí que hay agua superficial circulante y muchos pequeños manantiales en altura. En ambos casos, los acuíferos costeros están afectados por salinidad.

La aplicación de modelos de elevación del terreno (DEM) por interferometría y cartografía radar ha permitido definir el relieve y la red de drenaje. Aunque la interferometría tuvo baja coherencia en áreas muy vegetadas, fue de alta precisión en las otras áreas de la isla de Santa Cruz (d'Ozouville et al., 2008b). La cartografía radar dio resultados coherentes en toda la isla, con resolución de 20 m.

Los estudios hidrogeológicos indican en diversas ocasiones la existencia de acuíferos colgados, sin aportar información sobre el medio no saturado debajo. Posiblemente se confunde acuífero alto con colgado. Son el resultado de reconocimientos geofísicos aerotransportados, como en las Figuras 7.6.3 y 7.6.4.

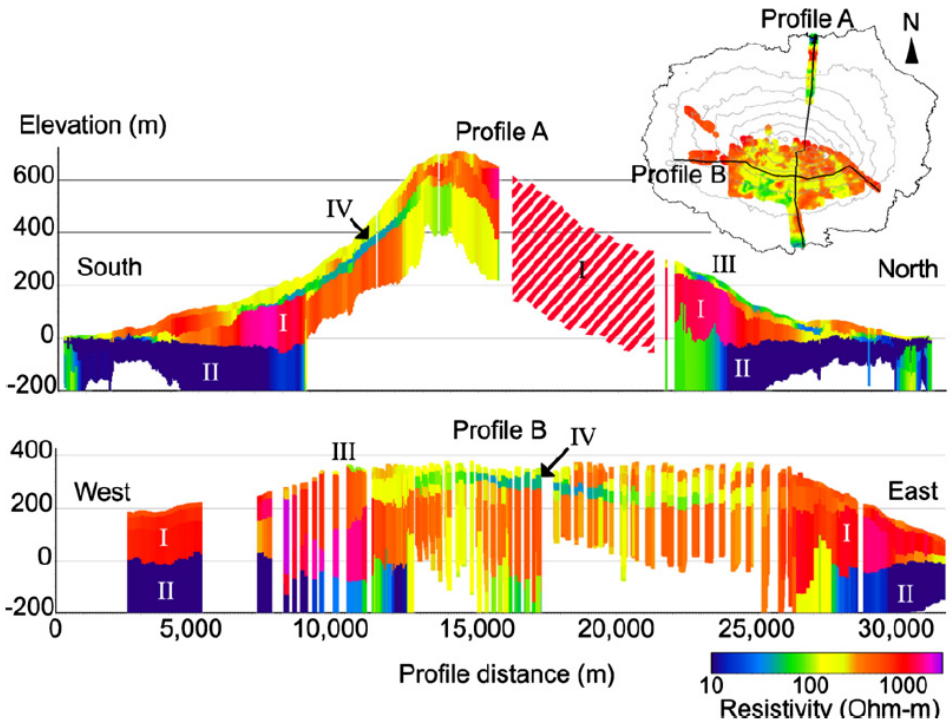


Figura 7.6.3 Secciones N-S y E-W que muestran la estructura interna de la isla de Santa Cruz y cuatro unidades de interés hidrogeológico. Se expresa la densidad de datos y la penetración, que está entre 200 y 300 m. Las cuatro unidades de interés hidrogeológico, según d'Ozouville et al. (2018a) son 1.- basaltos no saturados de alta resistividad, 2.- cuña e intrusión marina bajo el agua salobre del acuífero basal, 3.- unidades poco resistivas someras en depósitos coluviales y 4.- unidad interna de basaltos saturados de baja resistividad, sobre el substrato impermeable.

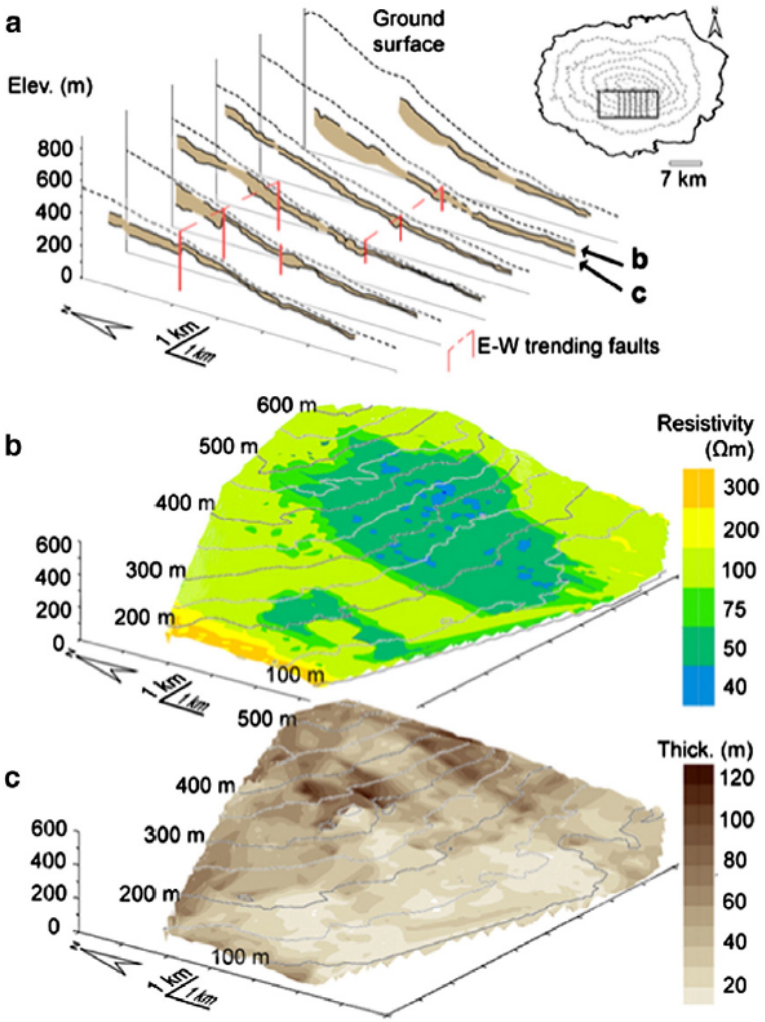


Figura 7.6. Visualización de la resistividad y geometría de la parte de interés hidrogeológico de la isla se Santa Cruz, que se interpreta como un acuífero alto que no aflora. A) perspectiva de la geometría 3D de la zona interna de baja resistividad a altitud media en el lado de barlovento de la isla. Esta unidad, casi paralela a la topografía y sin afloramiento visible, se supone que es coetánea con la formación del macizo volcánico. Es un posible acuífero recargado por agua meteórica. La localización de las fallas de orientación E-W se marca por los desplazamientos bruscos verticales de la capa de baja permeabilidad. B) Rango de resistividad superpuesto a la superficie de techo del acuífero alto, que muestra la zona de mayor potencial acuífero. C) Espesor del acuífero alto superpuesto al relieve de su pared, que muestra que esta capa está inclinada al E y se adelgaza hacia el W y ladera abajo (d'Ozouville et al., 2008a).

7.7 Isla de Pascua

La isla de Pascua (*Rapa Nui* o *Rapa Grande*; *Easter Island* en inglés) pertenece a Chile, de la que está a 3800 km y a 2000 km de la isla de Pitcairn. Forma parte de la Polinesia. Tiene cerca de 8000 habitantes, con una superficie de 164 km^2.

Está formada por un volcán principal, el Tarawaka, de 607 m de altitud, que domina la forma, y dos volcanes adosados, uno de ellos un cono bien formado con un maar colgado (Figura 7.7.1). Está sobre la dorsal del Pacífico, en la cordillera submarina Albatros.

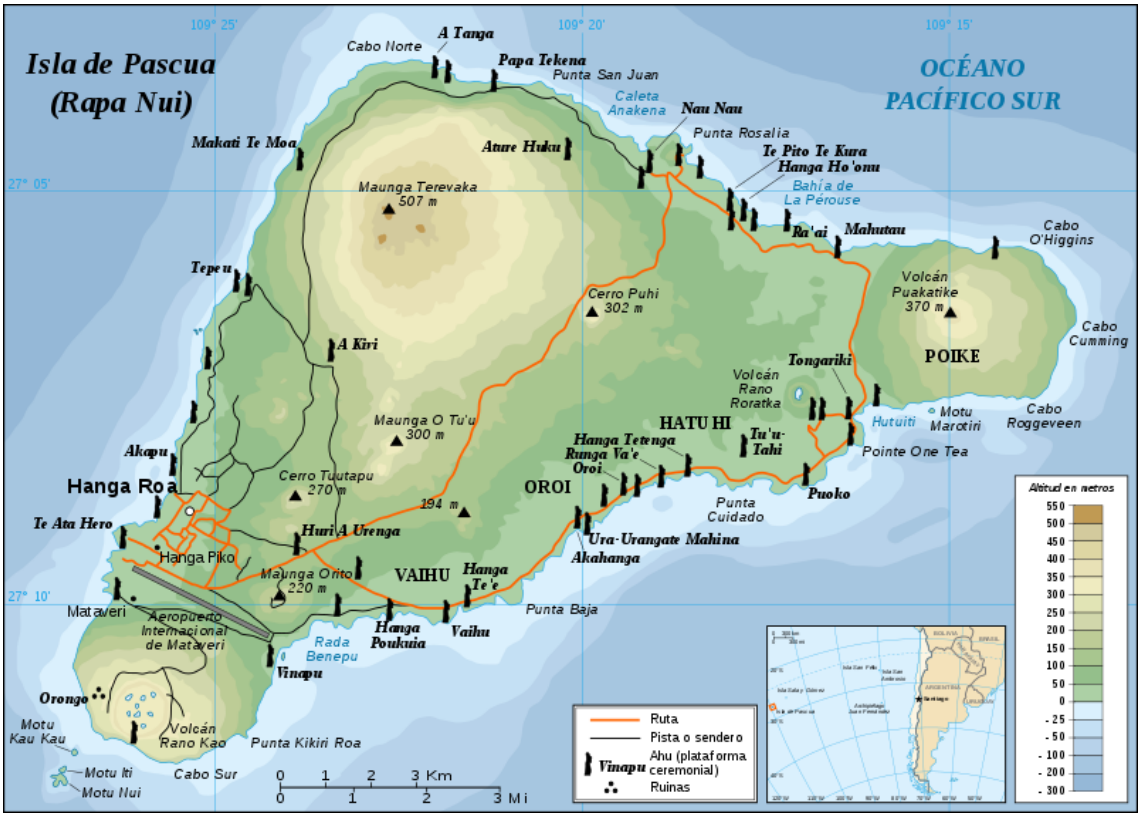


Figura 7.7.1 Isla de Pascua. La población se concentra en Hanga Ro y pequeñas localidades a lo largo de la costa, donde están los mohais o estatuas primitivas de la cultura que inicialmente dominaba la sociedad antes de ser substituida por la actual, de origen polinesio (Hunt y Lipo, 2006).

No hay ni cursos de aguas superficiales ni manantiales. El abastecimiento con aguas propias se hace mediante pozos someros costeros, salobres y que se salinizan fácilmente dada la alta permeabilidad de las formaciones costeras. El nivel freático en la franja costera es muy próximo al del mar (Figura 7.7.2), por lo que el agua captada es salobre o se saliniza. No se han realizado posibles captaciones de agua subterránea hacia el interior por su alto coste de perforación, bombeo y transporte, además de no tener garantía de conseguir agua dulce permanente. Ante la falta de datos fuera de la costa, se han elaborado hipótesis hidrogeológicas, como muestra y se explica en la Figura 7.7.3. El estudio isotópico del agua(^{18}O, ^{2}H y ^{3}H) indica una relativa rápida

renovación (Herrera et al., 2004; 2006; Herrera y Custodio, 2008), lo que es poco favorable a la estabilidad de la salinidad del agua captada.



Figura 7.7.2 Superficie freática costera de la Isla de Pascua (Herrera y Custodio, 2008).

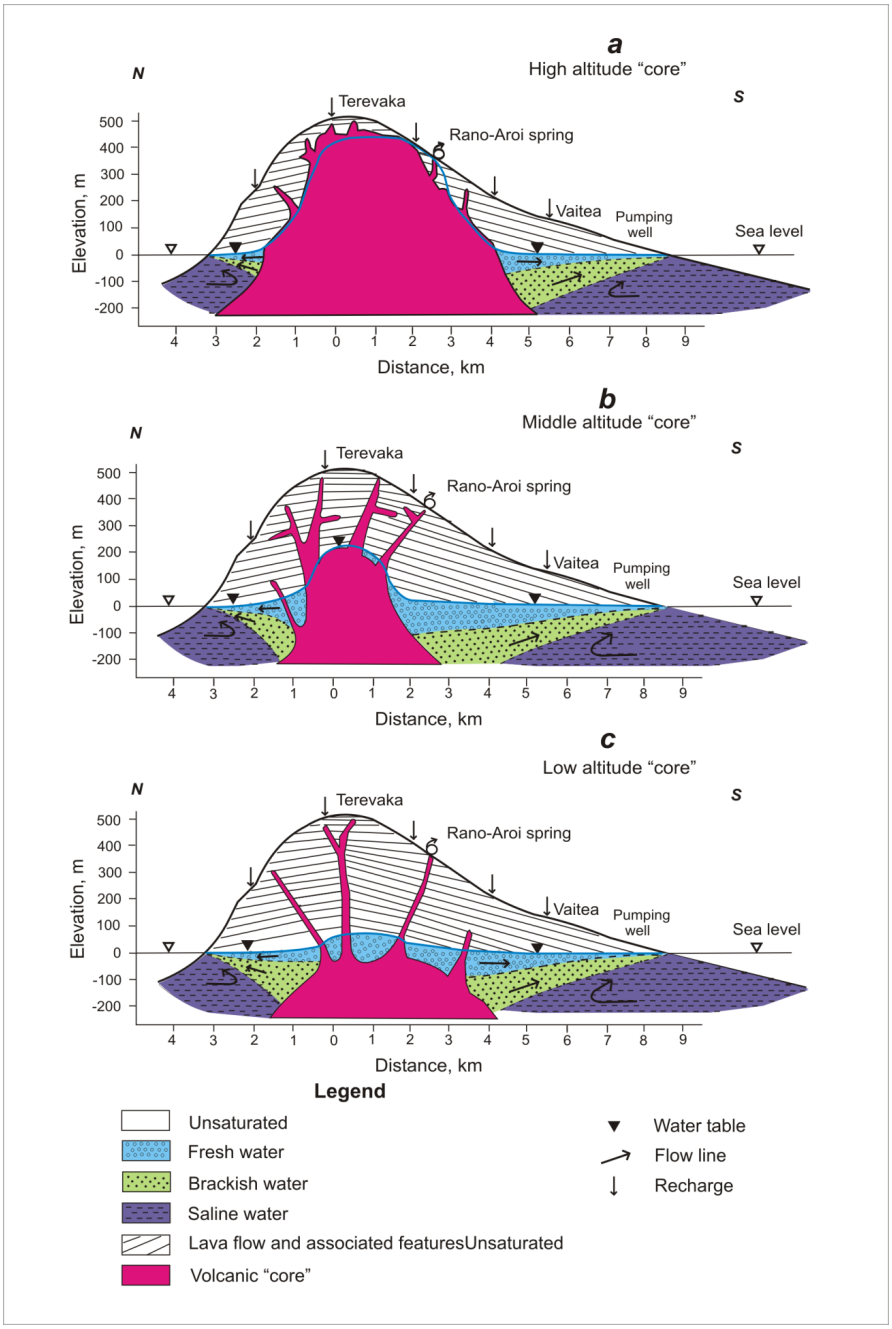


Figura 7.7.3 Tres esquemas posibilistas de las condiciones hidrogeológicas de Isla de Pascua según la altitud del esperable núcleo volcánico insular (Herrera y Custodio, 2008). Figura superior: núcleo alto, sólo acuífero costero. Figura intermedia: núcleo intermedio, acuífero más extenso. Figura inferior: núcleo bajo, acuífero insular.

Recientes reconocimientos geofísicos para determinar con mayor detalle la geología y la posición del nivel freático no aportan datos interpretables hidrogeológicamente al alejarse de la costa, dadas las grandes profundidades de reconocimiento que se requieren.

No hay datos hidrogeológicos de la isla chilena de Juan Fernández (supuesta isla en que se basa la novela de Robinson Crusoe), entre la Isla de Pascua y el continente americano, a la latitud de Valparaíso.

7.8 Islas Mascareñas e Islas de los Comoros

7.8.1 Introducción

Las islas Mascareñas (*Îles Mascareignes, Ilhas Mascarenhas)* son un grupo de islas del SE del océano Índico, compuesto por las islas de La Reunión (2512 km²), Mauricio (1865 km²), Rodrigues (109 km²), islas Agalega (26 km²) y banco de Cargados Carajos (Figuras 7.8.1-1 y 7.8.1-2). Salvo La Reunión, que pertenece a Francia, como Territorio de Ultramar, las otras islas forman el estado de Mauricio. Las Islas de Los Comoros son un estado independiente, salvo la isla de Mayotte, que forma parte de los territorios de ultramar franceses.



Figura 7.8.1-1 Ubicación general en el lado occidental del Océano Índico.

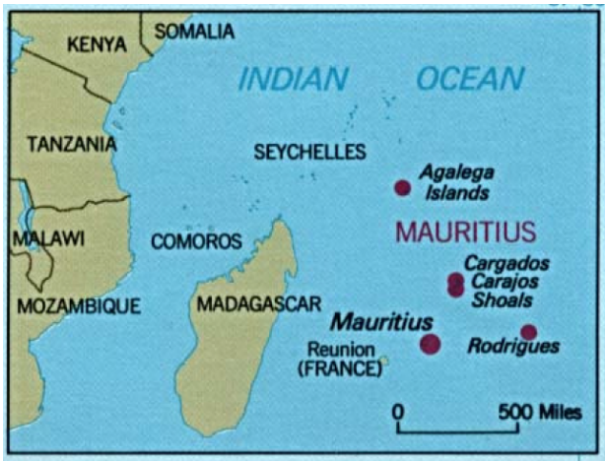


Figura 7.8.1-2 Ubicación de las islas Mascareñas.

7.8.2 Isla de La Reunión

La isla de la Reunión (*Réunion*), que es un territorio francés de ultramar, tiene una superficie de 2512 km^2 y 700.000 habitantes.

Morfológicamente, La Reunión consiste en un gran volcán en el N, Piton des Neiges, de 3069 m de altitud, relativamente joven y con grandes deslizamientos y abarrancamientos radiales, al que se une un segundo volcán al S, Piton de la Fournaise, más reciente, activo y menos erosionado, aunque ya con deslizamientos y una gran caldera, de 2631 m de altitud (Figuras 7.8.2-1 y 7.8.2-2). La pendiente de las laderas es del 7-10%. La isla de La Reunión está entre la fosa de las Mascareñas y la fosa de Madagascar, sobre un fondo marino a 4000 m. El Piton des Neiges tiene 3 grandes circos, con escarpes de hasta 1000 m, de origen tectónico-erosivo. La parte emergida de la isla es aproximadamente 1/10 del volumen total.

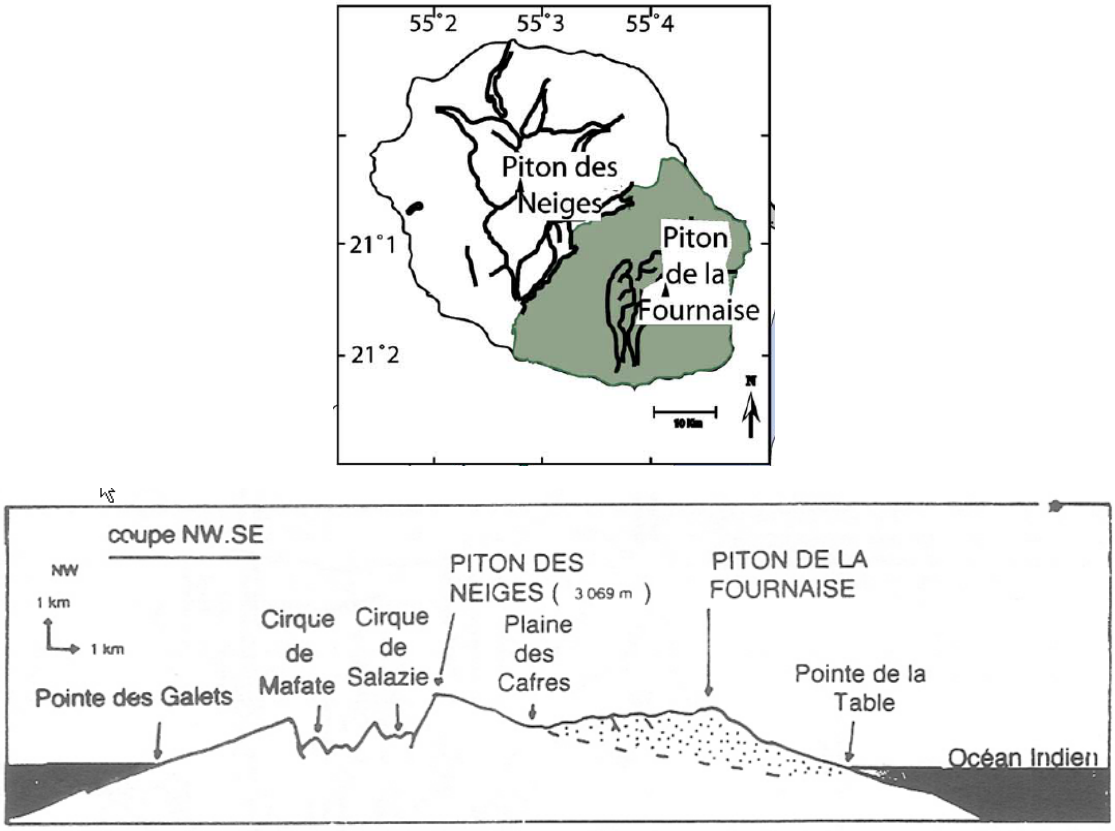


Figura 7.8.2-1 Morfología simplificada de La Reunión, con indicación de las calderas erosivas o circos (cirque) y perfil MW-SE con igual escalas vertical y horizontal (Stieljes et al., 1988b).

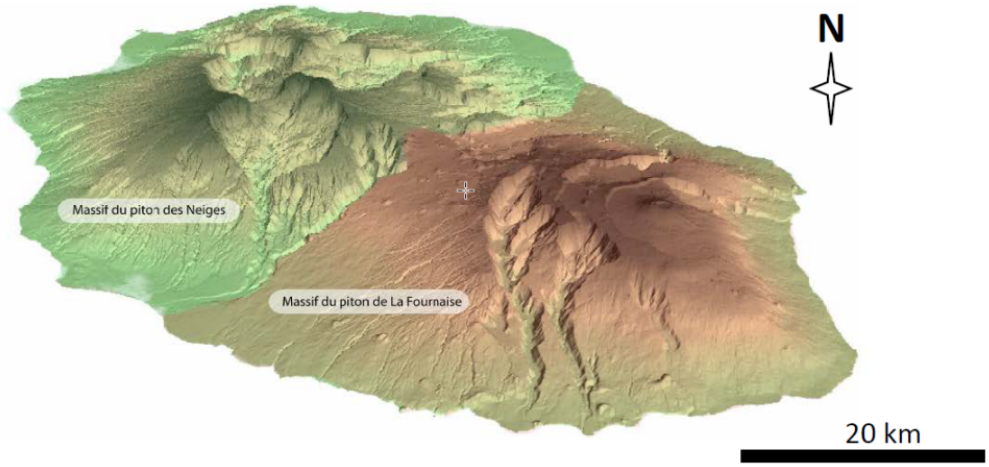


Figura 7.8.2-2 Vista 3D de la isla de la Reunión, que muestra su morfología, separado el dominio del Piton des Neiges del de La Fournaise.

La isla ha sido cartografiada geológicamente en detalle y se ha publicado un atlas hidrogeológico (Stieljes et al., 1988a).

Se trata de volcanismo insular de punto caliente. El Piton des Neiges es un volcán en escudo, emergido hace 3 Ma y activo hasta hace 10 ka. Está formada por oceanitas y basaltos olivínicos, acabando con basaltos y traquitas. El macizo del Piton de la Fournaise, de >0,5 Ma de edad y que continua activo, son dos escudos descentrados uno respecto al otro y 4 unidades de estratovolcanes. El escudo antiguo se formó entre hace 530 y 150 ka, por lavas de plagioclasa y luego olivínicas. Contiene la caldera de la Rivière des Ramparts. El escudo reciente es de lavas olivínicas dentro de estructuras de hundimiento abiertas hacia el E: calderas de Morne Langevin, des Sables y de L'Eclos Fouqué (Figura 3.4.17 de la Sección 3.4 del Capítulo 3). Hay movimientos verticales tipo caldera en la parte alta y deslizamientos de flancos (Coudray y Mardhel, 2006). La Figura 7.8.2-3 indica los distintos materiales geológicos en superficie.

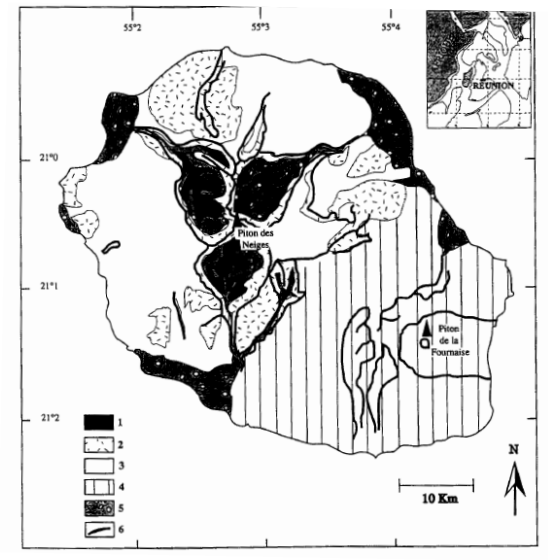


Figura 7.8.2-3 Materiales geológicos en superficie (Descloitres et al., 1997). Piton des Neiges: 1 fase I; 2 fase II; 3 fases III y IV; 4 Piton de la Forneuse; 5 material de circos, farallones (remparts) y fondos; 6 circos.

La relación $^{3}He/^{4}He$ en los gases emanados en el Piton de la Fournaise es aproximadamente constante y domina el aporte del manto (Graham et al., 1990), que tiene una relación respecto a la atmosférica de 7 a 9 (Sección 2.4.4 del Capítulo 2). La relación es menor en el MORB. por reciclado de corteza.

La precipitación media es <1000 mm/a en la costa W y >12.000 mm/a al E del Pitón de la Fournaise (una de las más altas a nivel mundial), con una gran variación territorial (Figura 7.8.2-4). En promedio, los meses más húmedos son enero y febrero, alrededor de 550 mm/mes y los menos húmedos septiembre y octubre, unos 100 mm/mes (Stieltjes et al., 1988b).

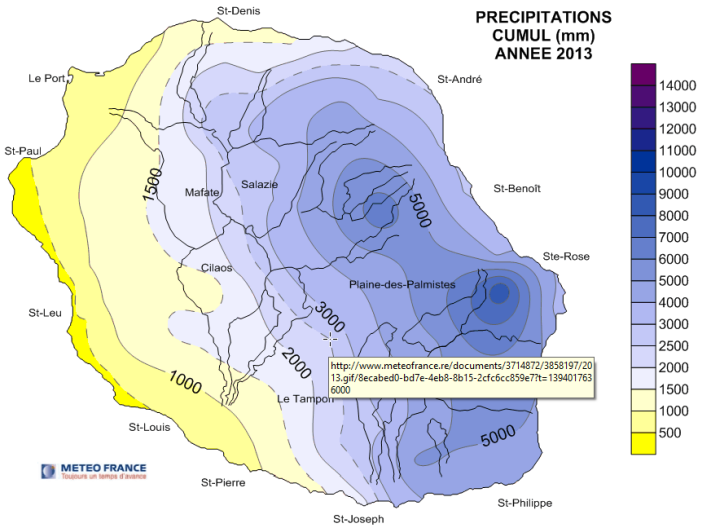


Figura 7.8.2-4 Precipitación media de la isla de La Reunión.

En la isla hay unos 400 manantiales. 145 están en el Piton de La Fournaise y el resto el Piton des Neiges. La mayoría están entre 900 y 1200 m de altitud, con <50 L/s en estiaje, excepto uno que alcanza 300 L/s. Las Figuras 7.8.2-5 y 7.8.2-6 muestran dos áreas de manantiales y la Figura 7.8.2-7 la ubicación aproximada de los más importantes, cuya tipología se hace depender de su situación altitudinal (Figura 7.8.2-8). Los mayores nacen en las paredes de los circos (depresiones) erosivas, que dan origen a valles fluviales y sedimentos en su desembocadura al mar (Figura 7.8.2-9). Se identifican 45 descargas al mar. En la Plaine des Palmistes hay pozos de hasta 20 L/s. Se trata de pozos abiertos de 0 a 40 m y de sondeos de 20 a 300 m de profundidad. Además, hay 2 sondeos geotérmicos de >2000 m (Coudray y Mardhel, 2006).



Figura 7-8.2-5 Formación de grandes nacientes (manantiales) en el interior de la depresión dejada por un gran deslizamiento. La descarga se produce donde la excavación corta al contacto entre las formaciones superiores permeables y bien recargadas y el núcleo insular. Circo de Selazie, en la ladera del volcán Piton des Neiges, en la isla de La Reunión (foto EC, 2002).



Figura 7.8.2-6 Cascadas de la Voile de la Mariée, Cirque de Salazie.

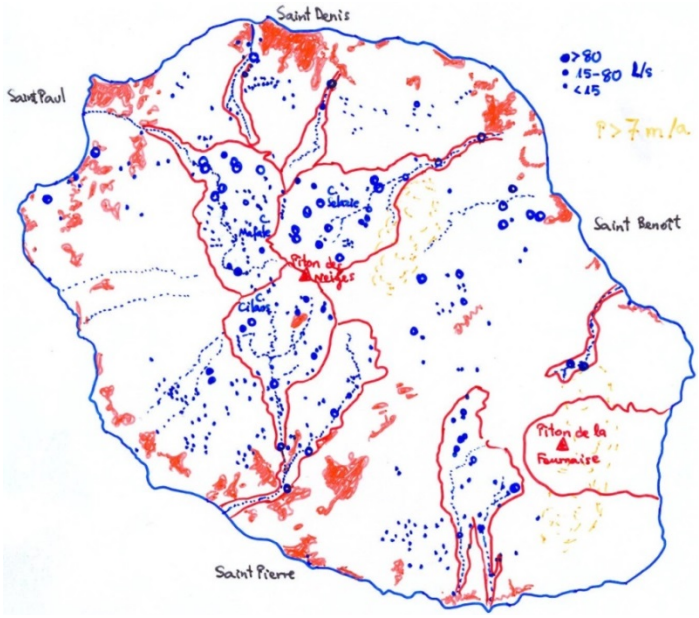


Figura 7.8.2-7 Localización de nacientes en la isla de La Reunión dentro de la depresión de los grades deslizamientos de las laderas del volcán del N, el Piton des Neiges (el más antiguo) y de forma más incipiente en el del S, en el Piton de La Fournaise, el más reciente y en crecimiento. Extraido de Join (1981).

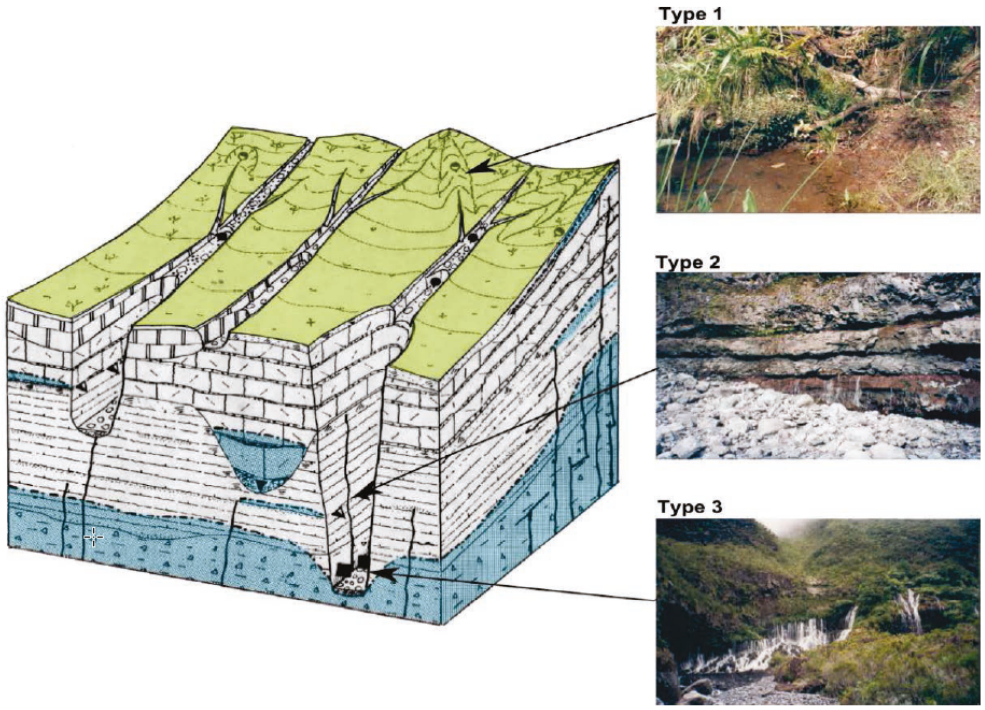


Figura 7.8.2-8 Bloque diagrama con la representación morfoestructural de los manantiales de los acuíferos altos de la isla de La Reunión (Join, 1991; Join y Coudray, 1993). Tipo 1.- zona superficial de acuíferos en alteritas y bases de coladas, tipo 2.- zona intermedia en acuíferos colgados sobre niveles volcano-sedimentarios y tipo 3.- zona profunda con manantiales en los anfiteatros de erosión. En azul la zona saturada. De arriba abajo, la geología corresponde a aluviones, andosoles y suelos ferralíticos sobre cenizas y basaltos, tobas de cenizas y serie diferenciada IV; serie diferenciada III; serie oceanítica II; y substrato antiguo de oceanitas y brechas.

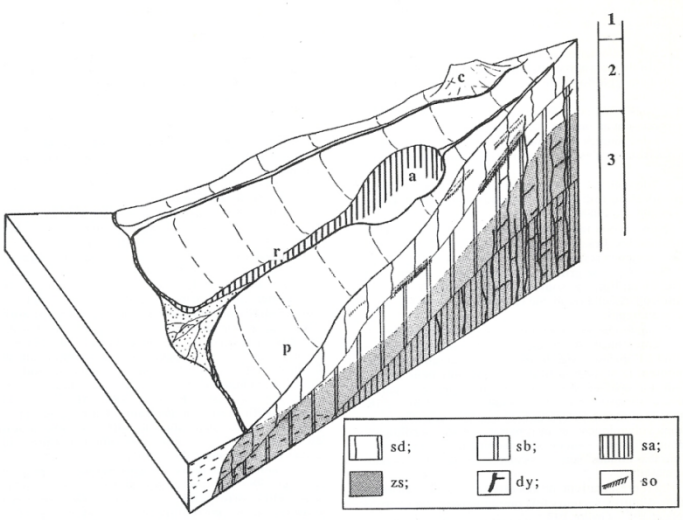


Figura 7.8.2-9 Esquema hidrogeológico de las laderas externas volcánicas de la isla de La Reunión. Sd = serie diferenciada; sb = serie basáltica; sa = substrato basáltico antiguo; zs = zona saturada; dy = dique; so = nivel de alteración. 1.- zona superficial; 2.- zona intermedia; 3.- zona profunda: a = anfiteatro de erosión; r = muro; cono adventicio; p = terraza (Join y Coudray, 1993). Los manantiales mayores nacen en las paredes de los circos (depresiones) erosivas, que dan origen a valles fluviales y a sedimentos en su desembocadura al mar.

Hay ríos permanentes. El más caudaloso es la Rivière de l'Est, con 4 m^3/s. Los otros tienen caudales muy inferiores. El agua fluvial tras una tormenta puede ser muy turbia y cargada de sedimentos. La carga en suspensión es de 0,1-0,2 g/l en aguas bajas y 3 g/L en ciclones (Louvat y Allègre, 1997).

Las coladas de lavas basálticas tienen una conductividad hidráulica k = 10-100 m/d y un coeficiente de almacenamiento S= 0,01, escorias con k= 2000 m/d y S = 0,80, que en conjunto dan k > 90 m/d. En los acuíferos en lavas, la transmisividad hidráulica T >10.000 m^2/d y es raro que T <100 m^2/d, lo que permite caudales en pozos de Q = 10-100 L/s, hasta 300 L/s, y caudales específicos de q = 1,1-686 L/s/m (Coudray y Mardhel, 2006). En las formaciones costeras los parámetros hidráulicos son distintos. La Plaine des Galets es el resultado de un gran deslizamiento con parte depositada en el mar, de >170 a 2000 m de espesor, formada por limos, arenas, gravas, cantos y bloques, estratificada y heterogénea, con T = 1.000.000-20.000 m^2/d y S = 0,0005-0,002. La Plaine du Gol tiene T = 1500-40.000 m^2/d, en 4 acuíferos; capas de arena de arrecife con T = 3000-300 m^2/d, T/S = 250.000 m^2/d, S= 0,01-0,001 y con basaltos de Q = 80 L/s, T = 10.000 m^2/d, T/S = 1.100.000 m^2/d y S= 0,04-0,0009 (Coudray y Mardhel, 2006). Se distingue entre acuíferos superficiales con T = 50-100 m^2/d, intermedios en escorias de alta T y profundos. En un lugar de afloramiento de materiales no recientes (núcleo) que se consideró para proyectar un embalse de regulación, se encontró una conductividad hidráulica de 0.01 a 0,001 m/d en basalto fisurado y 0,07 m/d en escorias y cenizas (Drogue, 1988).

Los aspectos básicos de la hidrogeología del volcán de La Fournaise se resumen en Gourgand y Stieltjes (1988), la explotación de aguas subterráneas mediante pozos en Gourgand et al (1988) y la caracterización hidroquímica en Grundberger et al. (1988).

Para la modelación se tiene la dificultad de que sólo se conoce la piezometría en la franja costera, pero no en altura, donde sólo hay manantiales. Con frecuencia se les ha calificado de colgados, cuando muchos de ellos son rebosaderos de un nivel de

saturación alto a consecuencia de la existencia de un núcleo volcánico. Se han realizado diversos reconocimientos geofísicos para tratar de determinar el nivel de saturación insular.

La geofísica determina bien el nivel de saturación en la franja costera, como muestra la Figura 7.8.2-10. El método audiomagnetotelúrico parece capaz de determinar también el nivel de saturación a mayor altitud (Figuras 7.8.2-11 y 7.8.2-12), así como otras formas de reconocimientos geoeléctricos (Lénat et al., 2000; Descloitres et al., 1997).

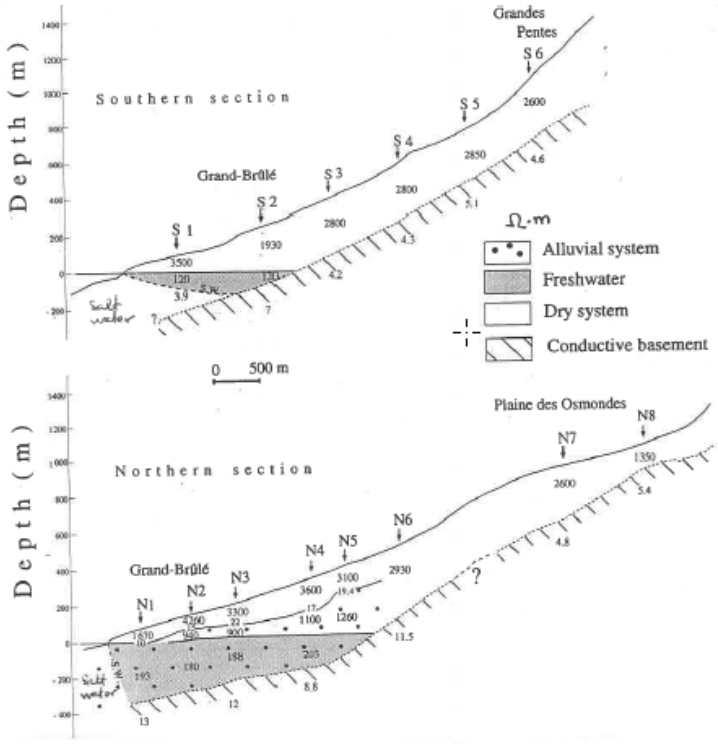


Figura 7.8.2-10 Reconocimientos geofísicos en el área del Baril, flanco S del Piton de La Fourneuse, con los métodos audiomagnetotelúrico (AMT), electromagnético de muy baja frecuencia (VLF, very-low-frequency) y potencial espontáneo (SP, self-potential). Comparando SP y AMT se distinguen tres capas de arriba abajo: resistiva, resistiva intermedia y conductiva (acuífero salino). Las medidas VLF permiten cartografiar la resistividad aparente de la primera capa y su base cuando se supone que la resistividad verdadera es isótropa y homogénea. Si no es así, sólo el método SP permite cartografiar la base (Boubekraoui y Aubert, 1999; Boubekraoui et al., 1998; Ritz et al., 1997).

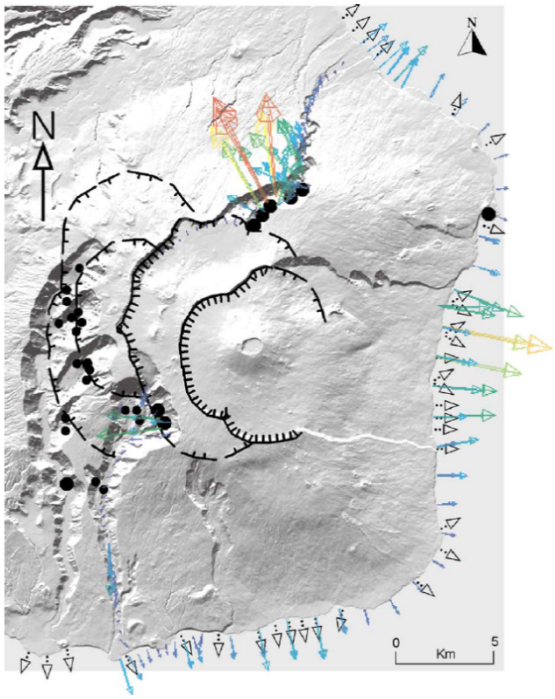


Figura 7.8.2-11 Identificación visual y con ayuda geofísica (combinando AMT con TDEM para identificar tres capas) de las descargas de agua subterránea al mar en el área de El Baril, al pie del Piton de la Fournaise, y comparación con los resultados de la modelación. Puntos = manantiales identificados, con tamaño proporcional al caudal. Flechas sombreadas = descarga calculada, con el tamaño y sombrado proporcional al caudal. Flechas negras = manantiales submarinos deducidos mediante radiometría infrarroja (Robineau et al., 1997).

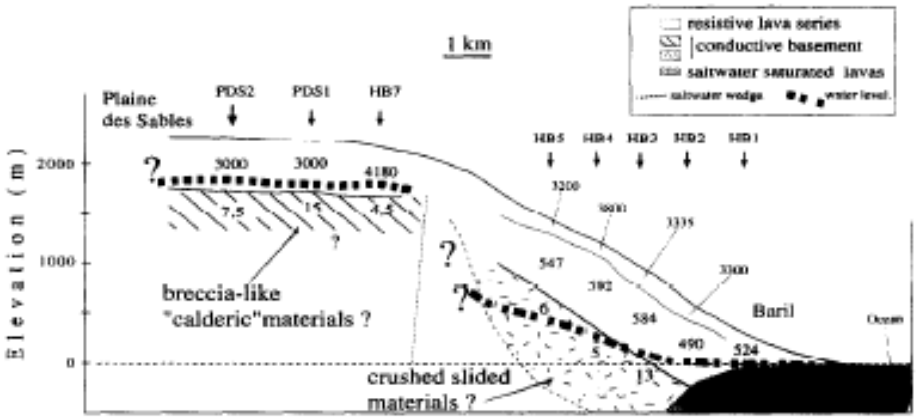


Figura 7.8.2-12 Resultados de reconocimientos geofísicos audiomagnetotelúricos en ladera y maseta alta del Piton de La Fournaise (Courteaud et al., 1997).

El modelo conceptual hidrogeológico que se propuso inicialmente es el de un acuífero general (acuífero basal) para toda la isla, con baja altitud del nivel freático en el interior, y un acuífero central colgado, que se modeló (Violette et al., 1997), pero que sólo se podía calibrar en la franja costera. A finales de la década de 1990 ya se considera la existencia de un núcleo volcánico (Figura 7.8.2-13), contraponiendo lo que llaman modelos hawaiano y canario, cuando en realidad son interpretaciones del mismo modelo, uno con más énfasis en la hidráulica y el otro sobrevalorando los detalles geológicos, como se discute en la Sección 4.6 del Capítulo 4.

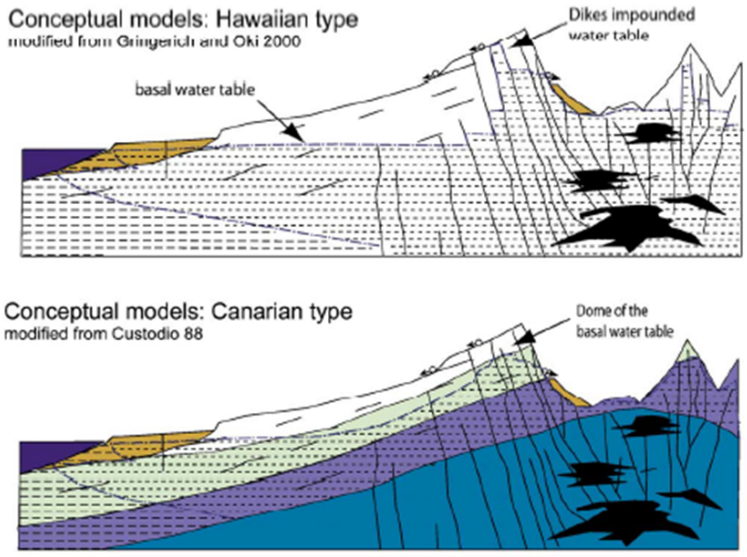


Figura 7.8.2-13 Modelos hidrogeológicos conceptuales propuestos para definir el flujo del agua subterránea del Piton de La Fournaise hacia el mar (Join et al., 2005). Se contraponen lo que llaman modelos hawaiano y canario, cuando en realidad son interpretaciones del mismo modelo, uno con más énfasis en la hidráulica y el otro en los detalles geológicos (Sección 4.6 del Capítulo 4). En blanco los materiales volcánicos más recientes y en azul los más antiguos.

En marrón los sedimentos. Las masas en negro son los cuerpos intrusivos, incluyendo los diques

La modelación 3D más avanzada combina la información hidrogeológica con la geofísica (Folio et al., 1997). Para la modelación directa estacionaria se empleó el código Fernwater, de elementos finitos, con 4 capas que incluyen el medio no saturado, un contacto con el mar de 100 m espesor y nivel fijado en los valles que drenan. Para la modelación inversa se empleó el código de elementos finitos HPP 2D, en régimen estacionario, usando los niveles obtenidos con geofísica, sin fijar la estructura. Las conductividades hidráulicas horizontal y vertical, en m/d para las cuatro capas son respectivamente: capa I: 5-8 y 0,4-4; capa II: 10-30 y 20; capas III-IV 1000 y 1000. Los resultados con nuevos datos geofísicos muestran que el nivel freático puede culminar a 1800 m de altitud, compatible con el modelo de un acuífero continuo y núcleo (Join et al., 2005).

La modelación permite estudiar el flujo del agua subterránea en el Piton de La Fournaise (Figura 7.8.2-del agua van decreciendo por menor contribución profunda. Una nueva galería a menor cota produciría una nueva caída brusca.

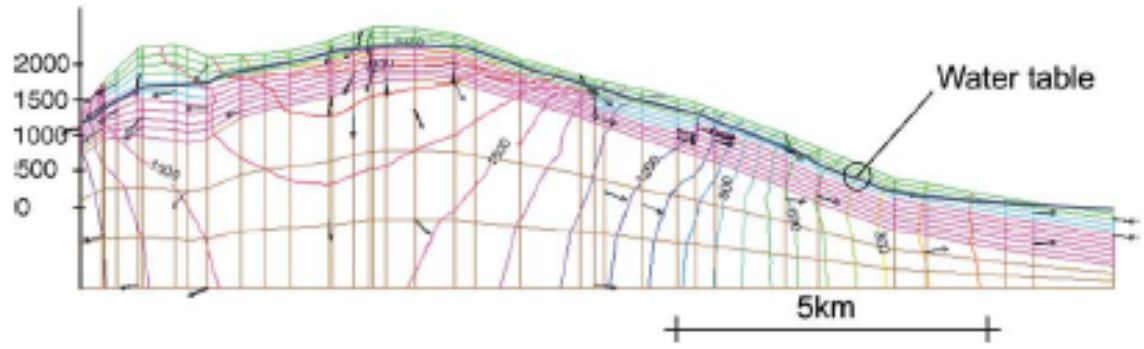


Figura 7.8.2-14 Modelación del flujo del agua subterránea en el Piton de La Fournaise (Join et al., 1997; 2005).

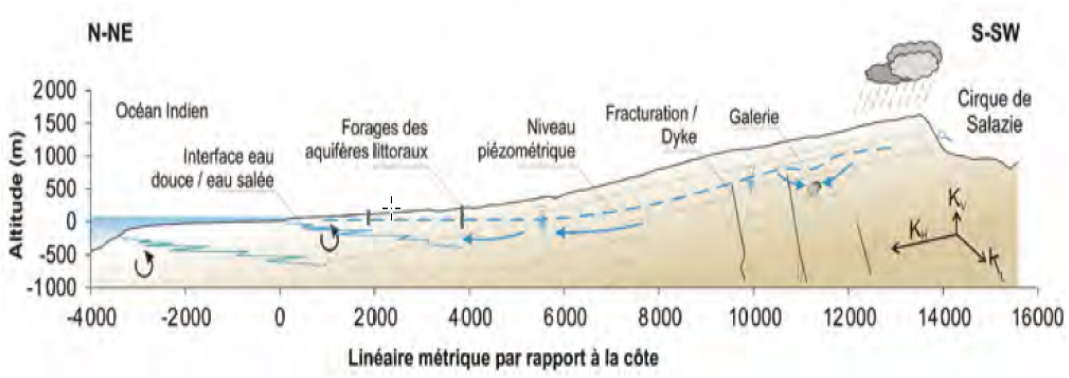


Figura 7.8.2-15 Resultado de la modelación de efecto sobre el flujo del agua subterránea del túnel de transvase de agua del macizo del Piton de La Fournaise (Join et al., 2005).

En comparación con la composición química de la lluvia, el agua subterránea gana Rb, K, Sr, Na, Ca y Mg, que proceden del sedimento, y en el agua subterránea de los basaltos ponderalmente es Mg/Na = 6,5 y el agua tiene como componentes dominantes HCO_3 y SiO_2 (Grundberger et al., 1988; Join et al., 1997; Louvat y Allègre, 1997).

La erosión química se evalúa en 63-170 t/km²/a y consume 1,3-4,4 Mmol/km²/a de CO_2. La erosión mecánica se evalúa en 1200-9100 t/km²/a, con un total de 470-3430 t/km²/a procedentes del basalto (Louvat y Allègre, 1997).

En las áreas costeras hay situaciones de intrusión marina (Bourhane, 2014) y la albufera es de agua salobre (Figura 7.8.2-16)

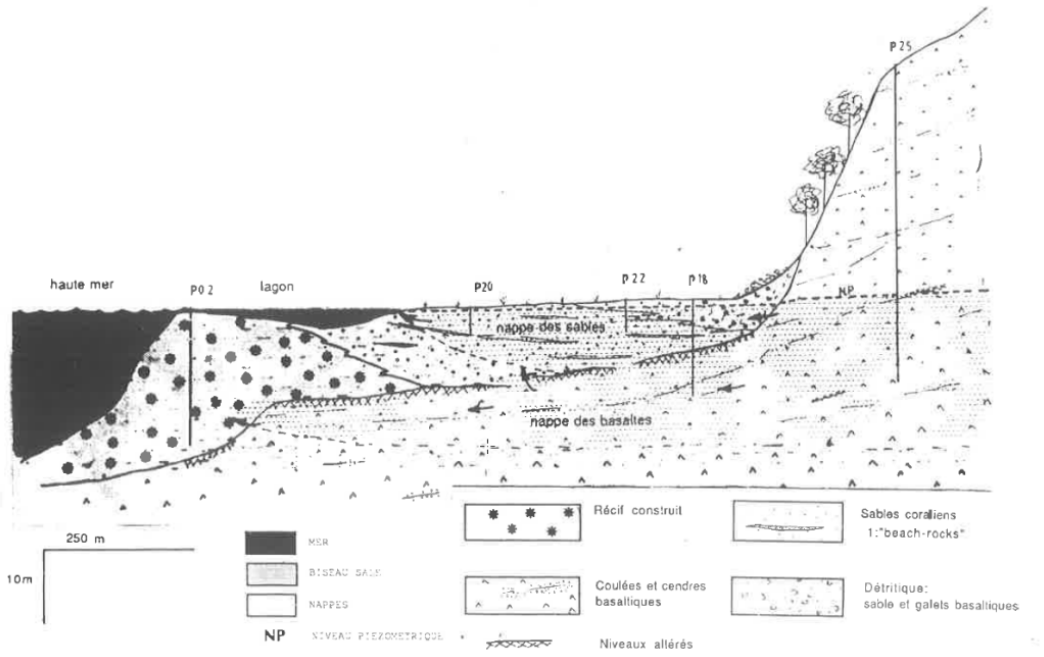


Figura 7.8.2.16 Corte hidrogeológico en el área costera de la Laguna de Saint Gilles, en el lado W de la isla de la Réunión, cortando la albufera (Join et al., 1988).

Del agua usada, 550 hm^3/a son para uso hidroeléctrico y 570 hm^3/a para servir a la demanda. El 80% es de origen superficial y se obtiene mediante 130 tomaderos con 67 bombeos y de 40 manantiales y 4 galerías.

7.8.3 Isla de Mauricio

La isla volcánica basáltica de Mauricio (*Mauritius*) es relativamente antigua y está notablemente erosionada por una red radial de barrancos. La evolución geológico-morfológica se muestra en la Figura 7.8.3-1. Hay una gran caldera central que casi elimina el cono y actualmente se reduce a afloramientos residuales en los cuchillos.

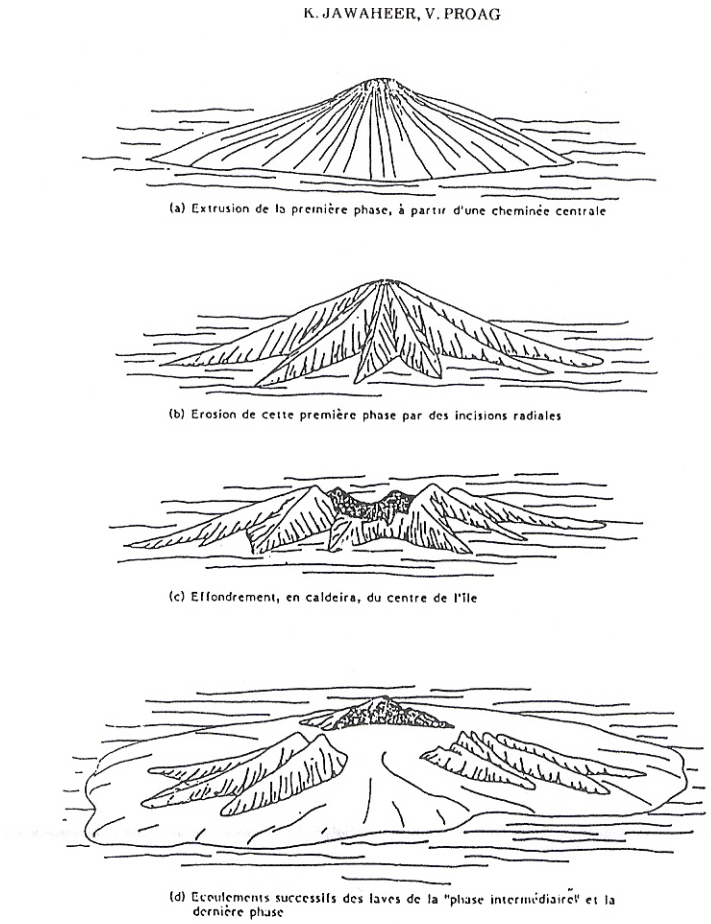


Figura 7.8.3-1 Evolución de la formación de la isla de Mauricio (Jawaheer y Proag, 1988).

La etapa volcánica antigua está formada por coladas de lava compacta en capas gruesas, sobre el basamento. La etapa menos antigua son coladas más delgadas y mucho más permeables que las antiguas y son un posible acuífero (Nowbuth et al., 1997). El acuífero de la planicie N, de 193 km^2, está formado por lava muy vesicular y fracturada, heterogénea, variablemente alterada y con posible flujo preferente del agua subterránea.

La precipitación media es de 1500 mm/a. Los niveles freáticos responden a la precipitación con un retraso de unos 2 meses (FAO, 1972). El agua disponible es dominantemente de origen subterráneo (Roybeer, 1984).

Hay pocos estudios de acceso público sobre los recursos de agua subterránea. Existe un modelo (Join et al., 2000; Nowbuth et al., 2012).

7.8.4 Islas de los Comoros

Las islas de los Comoros (Comores) están entre Madagascar y el continente africano (Figura 7.8.4-1). Geológicamente están ligadas al continente (placa africana), pero no forman parte del Gran Rift africano. Se las incluye aquí por su carácter insular. Son 4 islas: Gran Comora, Anjoua, Mohéli y Mayotte, y algunos islotes. En total ocupan 1862 km^2, con altitud máxima de 1862 m en Gran Comora y tienen unos 724.000 habitantes. Es un estado independiente, menos Mayotte, que forma parte de los territorios franceses de ultramar. La mayor parte de la información disponible es de Mayotte. Mayotte tiene 372 km^2 (150 km^2 de cultivos y 200 km^2 de bosque, una isla menor (Petit Terre) de 12 km^2, islotes, 160 km barrera arrecifal, una albufera (*lagoon*) de 1100 km^2 y una altura de 660 m. Tiene unos 130.000 habitantes.

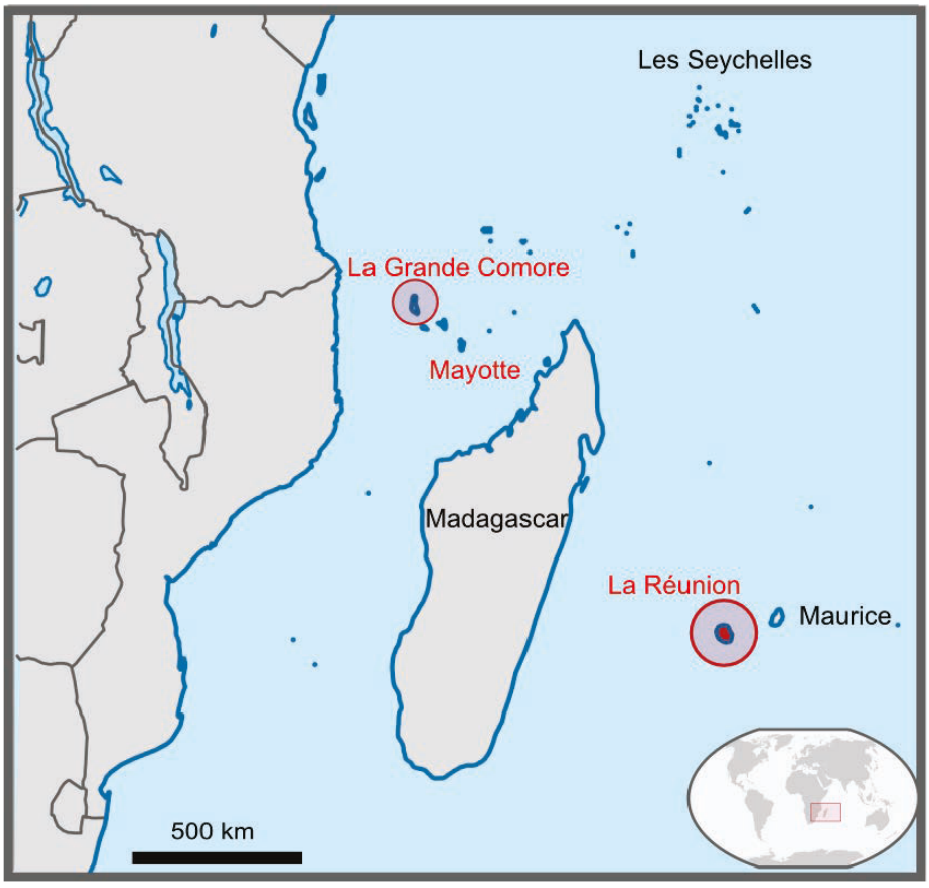


Figura 7.8.4-1 Ubicación del archipiélago de los Comoros.

El archipiélago de los Comoros se separó geológicamente de Madagascar a finales del Mioceno. Está sobre fondo oceánico o de transición al continente. Es un punto caliente. La Figura 7.8.4-2 muestra los dos volcanes de Grand Comore y un derrame reciente.

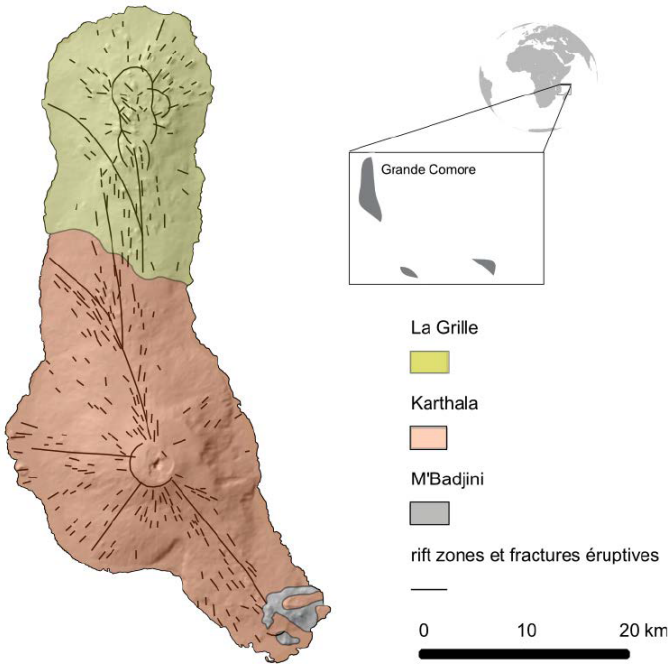


Figura 7.8.4-2 Isla de Grand Comore, sus dos volcanes y un derrame volcánico reciente.

La isla volcánica de Mayotte, de 10 Ma de edad, está constituida por 1.- escudo o volcanes coalescentes que se iniciaron entre 10 y 15 Ma y 8 Ma en la parte subaérea , con coladas subaéreas que acaban en nefelinitas de valle hace 3,25 Ma, 2.- lavas más diferenciadas como domos y coladas fonolíticas de 3,3-1,5 Ma. 3, volcanismo basáltico y basanítico de 2 Ma, fonolítico de 1,5-1,8 Ma, coladas tardias de valle de 1,4-1,5 Ma y 4.- traquitas y basaltos recientes, con maares y 5.- subsidencia de ≈70 m de 1-1,5 Ma, que origina un arrecife marginal cortado por la red hidrográfica de cuando el nivel del mar era bajo. Hay alteración climática y fumarólica.

El área es de pluviometría elevada, como muestra la Figura 7.8.4-3 para Grand Comore. Hay abundantes ríos. Las lavas tienen una transmisividad de 50-700 m^2/d y los pozos caudales de hasta 30 L/s. Los sondeos proporcionan de 1-2 L/s. Los aluviones son poco permeables por su contenido en arcilla. No hay niveles marinos debidos a la subsidencia. Las cenizas, brechas explosivas y escorias contienen acuíferos mediocres. Son escasos los materiales jóvenes. En Mayotte, la temperatura media es de 25 ^oC y la precipitación media es de 1000-1100 mm/a en el SE y >2000 mm/a en el N (Lachassagne et al. 2006).

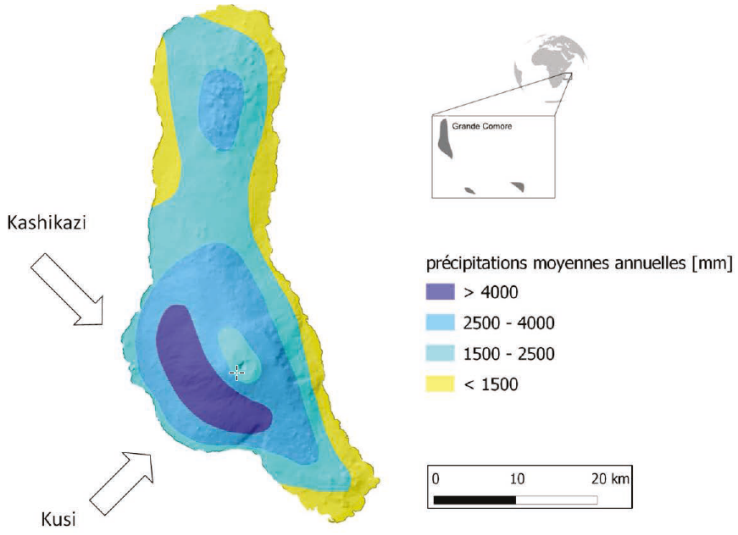


Figura 7.8.4-3 Precipitación media anual en Grand Comore, en mm/a.

En Mayotte se ha realizado un reconocimiento geofísico con helicóptero de gran detalle. Se identifican 5 unidades hidrogeológicas en fase de construcción, con lavas basálticas, macizos fonolíticos y depósitos piroclásticos. Se alternan con fases de erosión dominante, con materiales volcanoclásticos (coluviones, brechas, lavas basálticas, bloques fonolíticos, y materiales resultantes de deslizamientos) a lo largo de las laderas y en depresiones topográficas (Vittecoq et al., 2014). Los aspectos básicos hidrogeológicos se describen en Stieltjes (1988). La conductividad hidráulica depende de la edad de los depósitos. Con ello se desarrolla un modelo de isla fragmentada (Figura 7.8.4-4).

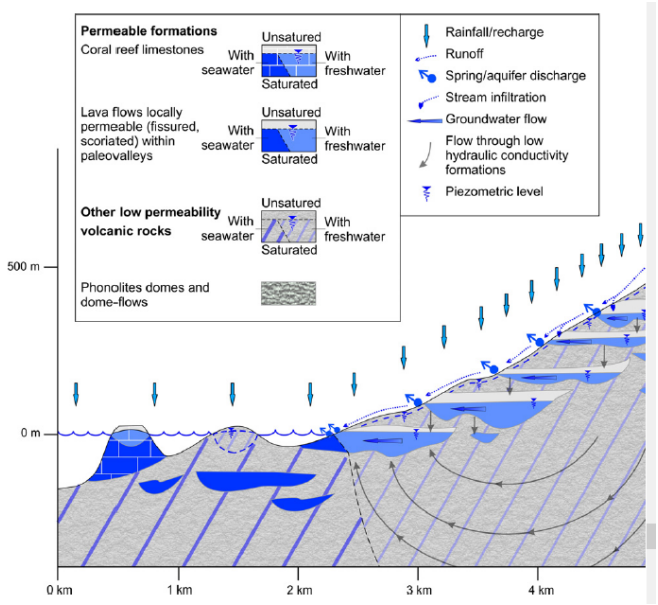


Figura 7.8.4-4 Modelo hidrogeológico derivado de perfiles geofísicos (Vittecoq et al., 2014).

La Figura 7.8.4-5 representa el modelo conceptual hidrogeológico propuesto para Mayotte.

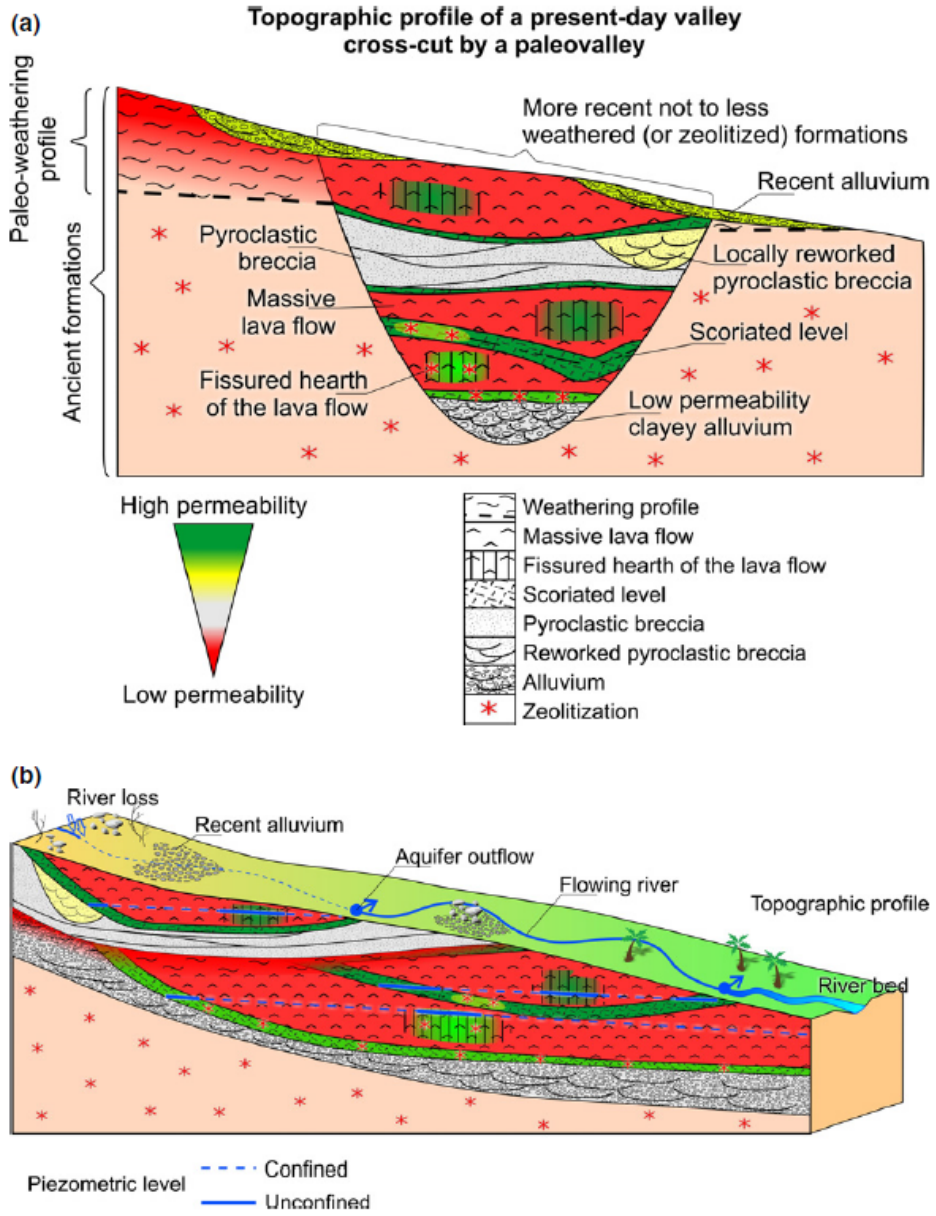


Figura 7.8.4-5 Modelo conceptual de islas volcánicas complejas basálticas a la escala de acuíferos: a) corte; b) corte ortogonal a un río. La mayoría de las pendientes de paleovalles son más o menos paralelas a las pendientes actuales. Hace referencia a la isla de Mayotte (Lachassagne et al., 2014).

Hay manifestaciones hidrotermales (Savin et al., 2001).

7.9 Java e islas próximas

Indonesia es el lugar de encuentro de varias placas tectónicas, las continentales: euroasiática (placa de Sunda) y australiana, y las oceánicas de Filipinas y del Pacífico. La subducción de la placa oceánica índica bajo la euroasiática ha dado origen al arco volcánico de Indonesia occidental, muy activa volcánica y sísmicamente, en una planicie submarina (Sección 3.1.2 del Capítulo 3). La cadena de volcanes activos ha formado de W a E las islas de Sumatra, Java, Bali y Nuss Tenggara (Madura) (Figura 7.9.1). Java y Bali tienen sólo 2-3 Ma de edad. Forman parte de las islas de Sunda. Sumatra tiene un gran lago. La isla de Timor, en el extremo oriental, ya es de zócalo.

La isla de Java, muy densamente habitada, tiene 132.000 km^2, una longitud de 1062 km y un ancho de 199 km. Culmina a 3676 m en el Monte Semeru. Se identifican unos 40 volcanes. El volcán Tambora es un estratovolcán activo con una altitud de 2850 m ubicado en la parte norte de la isla de Sumbawa, Indonesia, en una zona de subducción activa debajo de la isla. Las erupciones habían elevado el volcán Tambora hasta 4300 m en el siglo XVIII. La erupción del 10 de abril de 1815 fue muy grande, con un volumen de eyección estimado en 160 km^3, la mayor erupción volcánica registrada de la historia. La explosión se escuchó a una distancia de más de 2000 km. Importantes cantidades de ceniza volcánica densa llegaron a Borneo, Célebes, Java y las islas Molucas. Además de muchas víctimas, la erupción provocó anomalías climáticas globales y que 1816 fuese un año sin verano» debido a los efectos de la erupción sobre el clima de Europa y América del Norte, lo que condujo a la peor hambruna del siglo XIX. Recientemente se se produjo la erupción de 2004-2005 del volcán Merapi, que es actualmente considerada uno de los tipos de referencia de la actividad volcánica, ya que fue estudiada en detalle para mejorar el conocimiento de las erupciones plinianas. Un seísmo posterior de grado 6,4 produjo daños severos en Yog-yakarta a causa de volcanoclastitas jóvenes y blandas redepositadas y alteradas del volcán Merapi, con espesor de hasta 200 m y lahares en la estación de lluvias. Los lahares pueden aportar hasta más de 0,2 $hm^3/a/km^2$ a velocidad de >3 m/min (Walter et al., 2007).

El archipiélago de Krakatoa es un conjunto de islas volcánicas —en su mayoría casi desaparecidas— situadas en el estrecho de Sonda, entre Java y Sumatra al suroeste de Indonesia, en la región de subducción de la placa indoaustraliana, muy cerca de la frontera de esta última con la placa euroasiática. Krakatoa designa a la isla principal del archipiélago, Rakata, y al volcán Anak Krakatau que ha entrado en erupción en repetidas ocasiones y con consecuencias desastrosas a lo largo de la historia y el tiempo. En 1883 se iniciaron una serie de erupciones que continuaron hasta una gran explosión que destruyó gran parte del conjunto de islas y ocasionó la actual desaparición del archipiélago. El 22 de diciembre de 2018 entró en actividad y ocasionó un gran tsunami. La última erupción se produjo 10 de abril de 2020.



Figura 7.9.1 Situación de Sumatra, Java, Bali y Madura en Indonesia.

Los estudios con contenido hidrogeológico de que se ha dispuesto corresponden a la isla de Java. Dada la extensión de la misma, son estudios locales.

Los datos de campo muestran que en Java Occidental la falla de Lembang puede actuar como barrera al flujo del agua subterránea, según Delimón (2009). Hay afloramientos a lo largo del bloque caído de brechas consolidadas muy poco permeables y manantiales fríos y calientes a lo largo del pie de la falla y una capa muy permeable de materiales eruptivos antiguos y modernos yuxtapuestos contra la parte más impermeable de materiales eruptivos más antiguos (Figura 7.9-2). Para el estudio se consideró la conductividad eléctrica y la isotopía estable del agua.

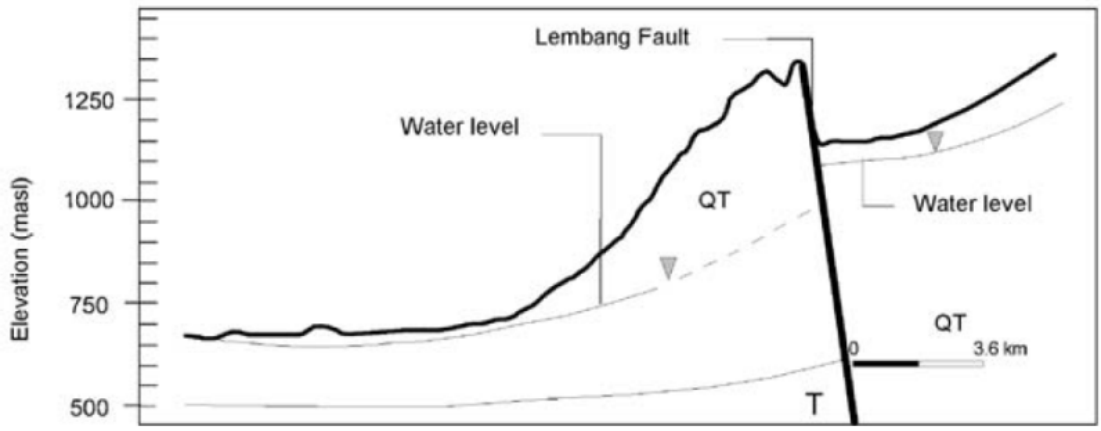


Figura 7.9.2 Cambio del nivel freático a través de la falla de Lembang (Delimón, 2009).

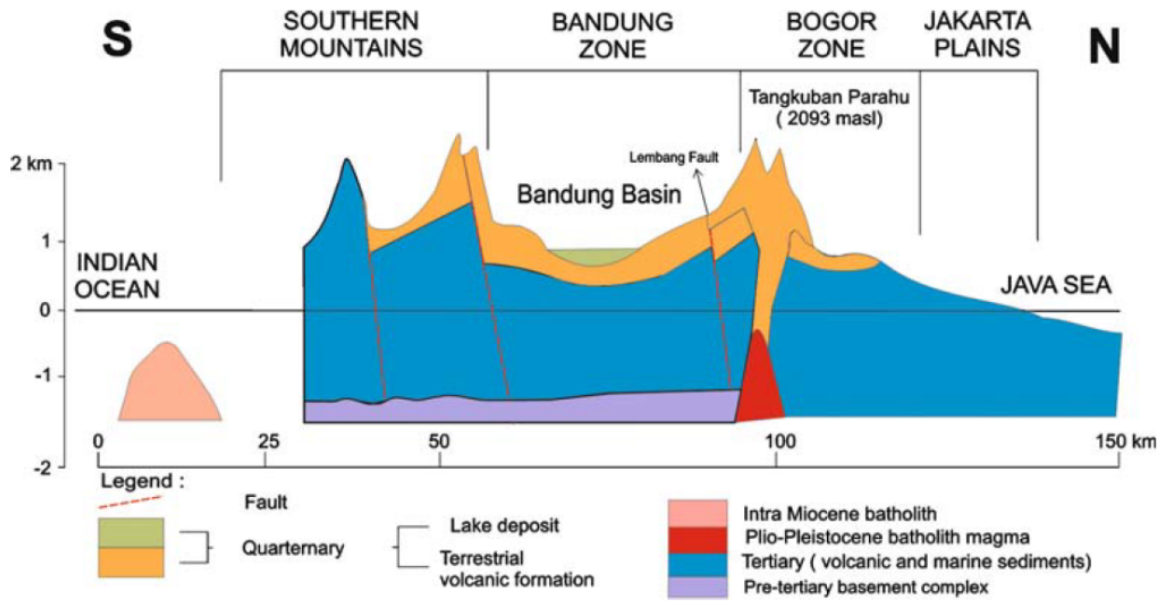
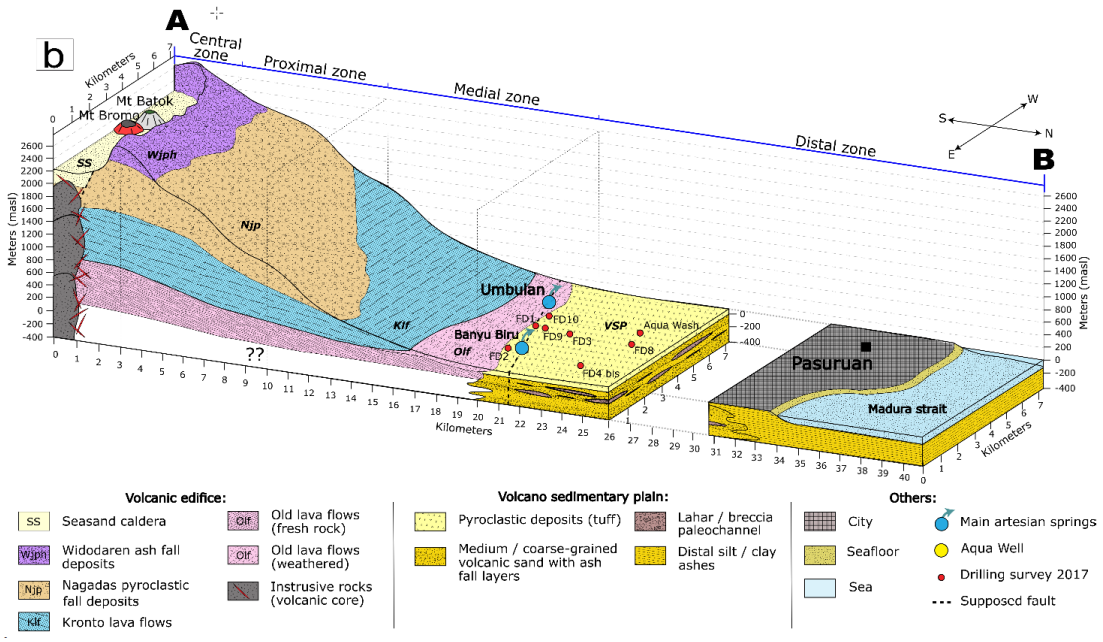


Figura 7.9.3 Sección estructural N-S en Java Occidental en la parte montañosa de la Cuenca de Bandung, que está controlada por una estructura de tipo fosa.



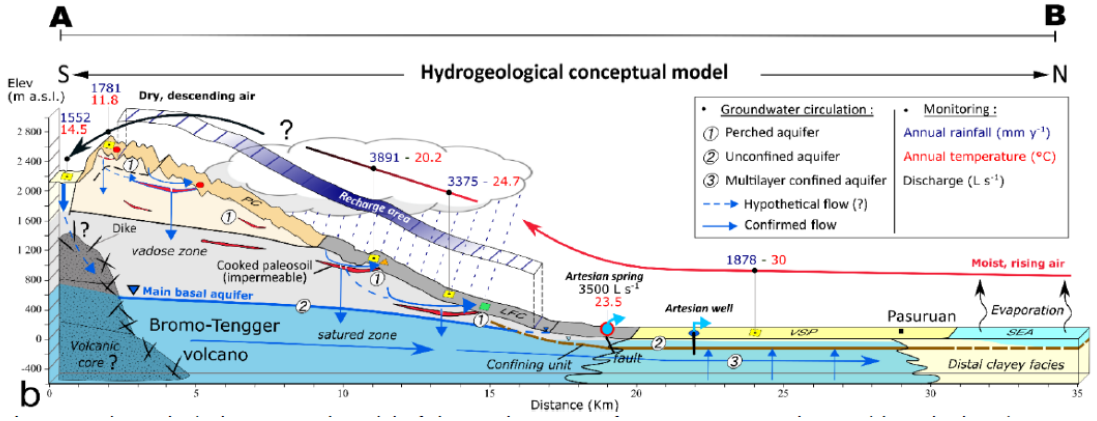


Figura 7.9.4 Modelo hidrogeológico conceptual esquemático de la parte N del volcán Bromo-Tengger. Muestra el flujo del agua subterránea entre la cumbre de la caldera y el mar, según las localidades de recarga deducida de la isotopía del agua y los rasgos de circulación atmosférica (Toulier et al., 2019).

La mayoría de estudios hacen referencia al aprovechamiento de manantiales (Speelman, 1979; Irawan y Puradimaja, 2006) y a la calidad de las aguas en la parte baja de acuíferos intensamente explotados mediante pozos para regadío, donde hay contenidos elevados en nitrato (Hosono et al., 2004). Según estudios locales, la explotación de acuíferos en piroclastos al pie de volcanes holocenos y pleistocenos no activos está en el límite de la rentabilidad económica cuando los pozos encuentran una transmisividad T ⩾ 50-100 m^2/d. Se puede tratar de mejorar la situación colocando los pozos en lineamientos o fallas transversales (Simeoni et al., 1990). Hay problemas de incrustación y corrosión en relación con el alto contenido en Fe y Mn.

7.10 Agradecimientos y créditos

Se agradecen los comentarios del Dr. Christian Herrera y la aportación de documentación por la Dra. María del Carmen Cabrera.

7.11 Referencias

Adelinet, M., Fortin J., d'Ozouville, N., Violette, S. 2008. The relationship between hydrodynamic properties and weathering of soils derived from volcanic rocks, Galapagos Islands (Ecuador). Environ. Geol., 56: 45–58.

Ahn, J.S., Kim, S.J., Kim, J.W. 1995. Environmental isotope studies on sea water intrusion into southeastern coastal aquifer in Cheju Island. IAEA-SM-319/60, Vienna: 1-22.

André, Ch, Jean-Baptiste, P., Pierre, C., Déjardin, P., Fichez, R., Poupeau, J.-J., Rougerie, F. 1998. Pore water geochemistry and mixing processes within Tahiti barrier reef. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62(16):2809-2822.

Barker, J. A., Manners, H. I., Ayers, J. F., Islands, G. O. B. A., Lloyd, J. W., Morrison, R. J., ... Coulter, J. D. 1985. Island hydrology and hydrogeology (Theme III). *Water Resources of Small Islands*, 113.

Bean, C., Kuvick, J.O., Nullet, D. 1994. Mountain evaporation profiles on the island of Hawaii. Journal of Hydrology, 156: 181-182.

Blavoux, B, Nougier, J. 1987. Prospection hydrogéologique, chimique et isotopiqhe dabs l'archipel de Kerguelen (Océan Indien); applications a la connaissance des zones chaudes. Cours d'Hydrogéologie des Roches Fissurés, UNESCO-Université de Montpellier.

Boubekraoui, S., Courteaud, M., Aubert, M., Albouy , Y., Coudray, J. 1998. New insights into the hydrogeology of a basaltic shield volcano from a comparison between self-potential and electromagnetic data: Piton de la Fournaise. Indian Ocean Journal of Applied Geophysics, 40: 165-177.

Boubekraoui, S., Aubert, M. 1999. Self-potential method applied to the geological and hydrogeological investigation of shallow structures at Grand-Brûlé (Réunion Island, Indian Ocean). Hydrogeologie (France).

Bourhane, A. 2014. Méthodes d'investigation de l'intrusion marine dans les aquifères volcaniques (La Réunion et La Grande Comore). Dissertation Doctoral. Université de La Réunion - Laboratoire GéoSciences Réunion: 1-187.

Burnham, W.L., Larson, S.P., Cooper, H.H.Jr. 1977. Distribution of injected wastewater in the saline lava aquifer, Wailuku-Kahului wastewater treatment facility, Kahului, Maui, Hawaii. US Geological Survey Open-file Report 77-469 + Country of Maui, dept. Public Works.

Carracedo, J.C., Tilling, R.I. 2003. Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas. Caja General de Ahorros de Canarias y Gobierno de Canarias, Santa Cruz de Tenerife. http://hnd.handle.net/10261/4423

Chapman, T.G., 1985. The use of water balances for water resource estimation with special reference to small islands. Bull. 4, Pacific Regional Team, Australian Assistance Bureau, August.

Chui, T.F.M., Terry, J.P. 2012. Modeling fresh water lens damage and recovery on atolls after storm-wave washover. *Groundwater*, *50*(3), 412-420.

CIHS 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.

Coudray, J., Mardhel, V. 2006. Aquiferes et et eaux souterraines en France. BRGM-IAH: 802-815.

Courteaud, M., Ritz, M., Robineau, B., Join, J. L., Coudray, J. 1997. New geological and hydrogeological implications of the resistivity distribution inferred from audiomagnetotellurics over La Fournaise young shield volcano (Reunion Island). J.Hydrology, 203(1-4): 93-100.

Custodio, E., Llamas, M.R. 1976/1983. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, Barcelona: 1-2350.

Davis, G.H., Lee, C.K., Bradley, E., Payne, B.R. 1970. Geohydrologic interpretations of a volcanic island from environmental isotopes. Water Resources Research, 6(1): 99-109.

Delimon, R.M. 2009. Structural geology controls on groundwater flow: Lembang Fault case study, West Java, Indonesia. Hydrogeology Journal, DOI 10.1007/s10040-009-0453-z

Denton, G.R.W., Sim-Denton, C.M. 2010. Groundwater monitoring on Guam: management responses to recent water quality violations. Ground Water Monitoring Review, Spring 2010: 127-133.

DePaolo, D.J., Stolper, E., Thomas, D.M. 2001. Deep drilling into a Hawaiian volcano. Eos, Transactions American Geophysical Union, 82(13): 149-155.

Dong-Chan Koh, D.-C., Plummer, L.N., Solomon, D.S., Busenberg , E., Kim, Y.-J., Chang, H.-W. 2006. Application of environmental tracers to mixing, evolution, and nitrate contamination of ground water in Jeju Island, Korea. Journal of Hydrology, 327: 258–275.

DePrado, D., Holper, E.M., Thomas, D.M. 1999. Hawaii Scientific Drilling Project: overview of project goals and progress. Eos, 80, F.1101.

Descloitres, M., Ritz, M., Robineau, B., Courteaud, M. 1997. Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island: Implications for the quest for groundwater, Water Resour. Res., 33(1): 13–19.

d'Ozouville, N., Auken, E., Sorensen, K., Violette, S., de Marsily, G., Deffontaines, B., Merlen, G. 2008a. Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano Earth and Planetary Science Letters 269 (2008) 518–522.

d'Ozouville, N., Deffontaines, B., Benveniste, J., Wegmüller, U., Violette, S., de Marsily, G. 2008b. DEM generation using ASAR (ENVISAT) for addressing the lack of freshwater ecosystems management, Santa Cruz Island, Galapagos. Remote Sensing of Environment, 112: 4131-4147.

Drogue, C. 1988. Certains aspects de l'hydrogéologie des terrains volcaniques d'aprés les travaux du Séminaire de Madère (setembre 1987). En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 191-193.

Duarte, T.K., Pongkijvorasin, S., Roumasset, J., Amato, D., Burnett, K. 2010. Optimal management of a Hawaiian Coastal aquifer with nearshore marine ecological interactions. Water Resources Research, 46, W11545, http://dx.doi.org/10.1029/2010WR009094

Dvorak, J.J., Jonhson, C., Tilling, R.J. 1997. Dinámica del volcán Kilauea. Volcanes. Investigación y Ciencia, Temas 8. Prensa Científica, Barcelona: 46-54. Artículo en Investigación y Ciencia, 1992: 6-14.

Eyre, P.R. 1985. Simulation of ground-water flow in southeastern Oahu, Hawaii. Ground Water, 23 (3): 325-330.

Falkland, A. C., Brunel, J. P. 1989. Regional hydrogeology and water resources problems of humid tropical islands. Intern. Col. on Development of Hydrologic and Water Management Strategies in the Humid Tropics. James Cook Univ. of North Quensland, Towsville, Australia. UNESCO-PHI, Paris.

Falkland, A. (ed.), Custodio, E. (1991). Guide on the hydrology of small islands. Studies and Reports in Hydrology, 49. UNESCO, Paris: 1–435.

FAO 1972. Land and water resources survey. Vol 4. Geology and hydrogeology. The government of Mauritius-UNDP

Folio, J,-L., Join, J.-L., Barton, D. 1997. Double blind modeling as independent approaches to validate knowledge on volcanic aquifer. Ground Water.

Francis, P., Oppehheimer, C., Stevenson, D. 1993. Endogenous growth of persistently active volcanoes.

Garcia, M.O., Davis, M.G. 2001. Submarine growth and internal structure of ocean island volcanoes based on submarine observations of Mauna Loa volcano, Hawaii. Geology, Geological Society of America, 29(2): 163-166.

Garcia, M., Ito, G., Weis, D., Geist, D., Swinnard, L., Bianco, T., ... Hanano, D. 2008. Widespread secondary volcanism near northern Hawaiian Islands. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *89*(52): 542-543.

Gingerich, S.B. 1998. Numerical modeling of vertically extensive ground water bodies in Maui, Hawaii: an alternative to perched aquifers. In: A.I. Johnson & C.A. Fernández-Jauragui (eds.), Proc. Symp. Nov. 1996, Kingston, Jamaica, Intern, Assoc. Hydrol. Sci. 253: 167-174.

Gingerich, S.B., Oki, D.S. 2000. Ground water in Hawaii. USGS Fact Sheet 126-00.

Gingerich, S.B., Voss, C.I. 2002. Three-dimensional variable-density flow simulation of a coastal aquifer in southern Oahu, Hawaii, USA. !7th SWIM, Delft: 93-103.

Gingerich, S.B., Voss, C.I. 2005. Three-dimensional variable-density flow simulation of a coastal aquifer in southern Oahu, Hawaii, USA. Hydrogeology Journal, 13(2): 416-450.

Goldsmith, S.T., Carey, A.E., Lyons, W.B., Hicks, D.M. 2008. Geochemical fluxes and weathering of volcanic terrains on high standing islands: Taranaki and Manawatu-Wanganui regions of New Zealand. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *72*(9): 2248-2267

Gourgand, B., Stieltjes, L. 1988. Hydrogéologie du volcán de la Fournaise (île de la Réunion), En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 95-106.

Gourgand, B., Stieltjes, L, Dessle, M. 1988. Île de la Réunion: exploitation des eaux souterraines. Bilan des prélévements effectués en 1985 par puits et forages. En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 117-124.

Graham, D., Lupton, J., Albarède, F., Condomines, M. 1990. Extreme temporal homogeneity of helium isotopes at Piton de la Fournaise, Réunion Island. Nature, 347(6293): 545.

Grundberger, O., Coudray, J., Olek, M. 1988. Essai de correlation entre minéralisation des eaux souterraines et géochimie des roches dans le massif volcanique du Piton des Neiges (île de la Réunion). En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 183-190.

Guy, C., Schoft, J., Destringneville, C., Chiappini, R. 1992. Low-temperature alteration of basalt by intersticial seawater, Mururoa, French Polynesia. Geochimica et Cosmochimica Acra, 56: 4169-4189.

Hagedorn, B., El-Kadi, A.I., Mair, A., Whittier, R.B., Ha, K. 2011. Estimating recharge in fractured aquifers of a temperate humid to semiarid volcanic island (Jeju, Korea) from water table fluctuations, and Cl, CFC-12 and ^{3}H chemistry. Journal of Hydrology, 409(3-4): 650-662.

Hamlin, S.N., Takasaki, K.J. 1996. Water-quality reconnaissance of groundwater in the inhabited outer islands of Chuuk State, Federated States of Micronesia. U.S. Geological Survey, Water Resources Investigation Report 96-4180: 1-84.

Henry. P., Guy, C., Cattin, R., Dudoignon, P., Sornein, J.F., Caristan, Y. 1996. A convective model of water flow in Mururoa basalts. Geochimica et Cosmocchimica Acta, 60(12): 2087-2109.

Herrera, C., Pincheira, M., Custodio, E., Araguás, L., Velasco, G. 2004. El contenido en tritio de las aguas subterráneas de la Isla de Pascua, Chile, como una herramienta para calcular la recarga al acuífero volcánico. Boletín Geológico y Minero. Madrid. 115(esp): 299–310.

Herrera, C., Custodio, E., Pincheira, M. 2006. Utilización de las relaciones Cl/Br, $^{18}O/^{16}O$, $^{2}H/^{1}H$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$ para establecer un modelo conceptual del acuífero de Isla de Pascua (Chile). En: X. Sánchez–Vila, M.C. Cabrera y M. Valverde (eds.), De la Toma de Datos y la Realización de Modelos de Agua Subterránea a la Gestión Integrada. Publ. IGME, Hidrogeología y Aguas Subterráneas 21 (ed.). Madrid: 367–374. ISBN: 84–7840–655–7.

Herrera, C. Custodio, E. 2008. Conceptual hydrogeological model of volcanic Easter Island (Chile) after chemical and isotopic surveys. Hydrogeology Journal, 16(7): 1329–1348.

Hildenbrand, A., Marlin, C., Conroy, A., Gillot, P.Y., Filly, A., Massault, M. 2005. Isotopic approach of rainfall and groundwater circulation in the volcanic structure of Tahiti-Nui (French Polynesia). Journal of Hydrology, 302(1-4): 187-208.

Hosono, T., Delinom, R., Onodera, S.I., Umezawa, Y., Nakano, T., Taniguchi, M. 2009. Cause of groundwater contamination in Jakarta alluvium volcanic fan deduced by sulfate and strontium isotope ratios. In Trends and sustainability of Groundwater in Highly Stressed Aquifers. Proc. Symposium HS. 2, Joint Convention of the International Association of Hydrological Sciences (IAHS) and the International Association of Hydrogeologists (IAH). Hyderabad, India, 6-12 September. IAHS Press: 201-206.

Hufen, T.H., Lau, L.S., Buddemeier, R.W. 1974. Radiocarbon, 13C and tritium in water samples from basaltic aquifers on the Island of Oahu, Hawaii. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology. II. IAEA, Vienna: 111-126. 20

Hunt, C.D. 1996. Geohydrology of the Island of Oahu, Hawaii. US Geological Survey Professional Paper 1412-B.

Hunt, C.D. Jr., Ewart, C.J., Voss, C.I. 1988. Region 27, Hawaiian Islands, Chap. 30. The Geology of North America, Vol. O-2, Hydrogeology. The Geological Society of America: 255-262.

Hunt, T.L., Lipo, C.P. 2006. Late colonization of Easter Island. *Science*, *311*(5767): 1603-1606.

Hurwitz, S., Goff, F., Janik, C.J., Evans, W.C., Counce, D.A., Sorey, M.L., Ingebritsen, S.E. 2003. Mixing of magmatic volatiles with groundwater and interaction with basalt on the summit of Kilauea Volcano, Hawaii. J. Geophys. Res., 108(B1), 2028, doi:10.1029/2001JB001594, 2003.

Irawan, D.E., Puradimaja, D.J. 2006. The hydrogeology of the volcanic spring belt, east slope of

Gunung Ciremai, West Java, Indonesia. IAEG2006 Paper 489. The Geological Society of London.

Ingebritsen, S.E. and Scholl, M.A., 1993. The hydrogeology of Kilauea volcano. Geothermics, *22*(4): 255-270.

Izuka, S.K., Gingerich, S.B. 2003. A thick lens of fresh groundwater in the southern Lihue Basin, Kauai, Hawaii, USA. *Hydrogeology Journal*, *11*(2): 240-248.

Jackson, D.B. and Kauahikaua, J., 1987. The high-level water table beneath Kilauea Volcano, Hawaii. How Volcanoes Work, Hilo, Hawaii, January: 19-25.

Janik CJ, Nathenson M, Scholl MA. Chemistry of spring and well waters on Kilauea Volcano, Hawaii, and vicinity. 1994. Geological Survey, Menlo Park, CA (United States).

Jawaheer, K., Proag, V. 1988. Les aquifères de l'île de Maurice. En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 125-134.

Join, J.-L. 1991. Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire le Piton des Neiges – Île de la Réunion-. Thèse de doctorat. Université de la Réunion, Département des Sciences de la Terre: 1- 187 + annexes

Join, J.-L., Pomme, J.B., Coudray, J., Daessle, M. 1988. Caractérisation des aquifers basaltiques en domaine litoral. Impact d'un récif coralien. En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 107-116.

Join, J.-L., Coudray, J. 1993. Caractérisation géostructurale des nappes d'altitude en milieu insulaire, Ile de la Réunion. Géodinamica Acta: 243–254.

Join, J.-L., Coudray, J., Longworth, K. 1997. Using principal components analysis and Na/Cl ratios to trace groundwater circulation in a volcanic island: the example of Reunion. Journal of Hydrology, 190: 1-18.

Join, J.-L., Robineau, B., Courteaud, M., Ritz, M. 2000. CSAMT mapping of a deep hydrogeological structure in Mauritius Island. In, Sililo et al. (eds.), Groundwater Past Achievements and Future Challenges. Balkema: 165-169.

Join, J.-L., Folio, J.-L., Robineau, B. 2005. Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise Volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 147(1-2): 187-201.

Kim, Y., Lee, K.S., Koh, D.C., Lee, D.H., Lee, S.G., Park, W.B., Koh, G.W., Woo, N.C. 2003. Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea. Journal of Hydrology, 270(3-4): 282-294.

Kim, K-Y, Seong, H., Kim, T., Park, K-H., Woo, N.C. Park, Y-S., Keh, G-W., Park, W-B. 2006. Tidal effects on variations of fresh-saltwater interface and groundwater flow in a multilayered coastal aquifer on a volcanic island (Jeju Island, Korea). Journal of Hydrology, 5: 525-542.

Koh, D.-C., Chang, H.-W., Lee, K.-S., Ko, K.-S., Kim, Y., Park, W.-B. 2005. Hydrogeochemistry and environmental isotopes of ground water in Jeju volcanic island, Korea: implications for nitrate contamination. Hydrol Process 19: 2225–2245.

Koh, D.C., Plummer, L.N., Solomon, D.K., Busenberg, E., Kim, Y.J., Chang, H.W. 2006. Application of environmental tracers to mixing, evolution, and nitrate contamination of ground water in Jeju Island, Korea. Journal of hydrology, 327(1-2): 258-275.

Koh, D.C., Plummer, L.N., Busenberg, E., Kim, Y. 2007. Evidence for terrigenic SF_6 in groundwater from basaltic aquifers, Jeju Island, Korea: Implications for groundwater dating. Journal of Hydrology, 339(1-2): 93-104.

Koh, D.C., Ko, K.S., Kim, Y., Lee, S.G., Chang, H.W. 2007. Effect of agricultural land use on the chemistry of groundwater from basaltic aquifers, Jeju Island, South Korea. Hydrogeology Journal, 15(4): 727-743.

Koh, D.-C., Ha, K., Lee, K.-S., Yoon, Y.-Y., Ko, K.-S. 2012. Flow paths and mixing properties of groundwater using hydrogeochemistry and environmental tracers in the southwestern area of Jeju volcanic island. Journal of Hydrology, 432-433: 61-64.

Koh, D.C., Chae, G.T., Ryu, J.S., Lee, S.G., Ko, K.S. 2016. Occurrence and mobility of major and trace elements in groundwater from pristine volcanic aquifers in Jeju Island, Korea. Applied Geochemistry, 65: 87-102.

Koh, E.H., Lee, S.H., Kaown, D., Moon, H.S., Lee, E., Lee, K.K.,. Kang, B.R. 2017. Impacts of land use change and groundwater management on long-term nitrate-nitrogen and chloride trends in groundwater of Jeju Island, Korea. Environmental Earth Sciences, 76(4): 176.

Lachassagne, P., Adin, T., Cruchet, M., Lebon, D. 2006a. Mayotte. In: J.C. Roux (ed.), Aquifères et Eaux Souterraines en France, AIH-IAH – BRGM Editions, 1: 768-781. Lachassagne, P., Adin, T. Cruchet, M., Lebon, D. 2006. Aquiféres et eaux souterraines en France. BRGM-AIH: 816-822.

Lachassagne, P., Marechal, J.-C. 2011. Les ressources en eau souterraine en contexte volcanique insulaire. Géosciences, BRGM, Paris, 14: 42-49.

Lachassagne, P., Aunay, B., Frissant, N., Guilbert, M., Malard, A. 2014. High-resolution conceptual hydrogeological model of complex basaltic volcanic islands: a Mayotte, Comoros, case study. Terra Nova, 26(4): 307-321.

Lau, L.S. 1979. Water reuse from sewage effluent irrigation: a perspective for Hawaii. Water Resour. Bull., *Journal of the American Water Resources Association*, AWRA, 15(3): 739-752. 9

Lau, L.S., Harder, W.R. Gee, H.K., Moravack, P.S., Dagan, G.L. 1989. Recharge with Honolulu wastewater irrigation: Ewa plain, southern Oahu, Hawaii. Tech. Rep. 182. Water Resources Research Center, University of Hawaii, Honolulu: 1-121.

Lau, L.S., Mink, J.F. 1995. Groundwater modelling in Hawaii: A historical perspective. In: A.I. El-Kadi, Groundwater Models for Resources Analysis and Management, Lewis Publ., Boca Ratón: 253-274. ISBN 0-56670-100.7.

Lau, L.S., Mink, J.F. 2006. Hydrogeology of the Hawaiian Islands. University of Hawaii Press, Honolulu.

Lee, K.S., Wenner, D.B., Lee, I. 1999. Using H-and O-isotopic data for estimating the relative contributions of rainy and dry season precipitation to groundwater: example from Cheju Island, Korea. Journal of Hydrology, 222(1-4): 65-74.

Lee, K.S., Kim, J.M., Lee, D.R., Kim, Y., Lee, D. 2007. Analysis of water movement through an unsaturated soil zone in Jeju Island, Korea using stable oxygen and hydrogen isotopes. *Journal of Hydrology, 345*(3-4): 199-211.

Lénat, J.F., Fitterman, D., Jackson, D.B., Labazuy, P. 2000. Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). *Bulletin of Volcanology*, *62*(2): 75-89.

Li, Q.X., Hwang, E.-C., Guo, F. 2001. Occurrence of herbicides and their degradates in Hawaii's

Groundwater. Bull. Environ. Contam. Toxicol., 66: 653–659.

Liu, C.C.K., Lau, L.S., Mink, J.F. 1983. Ground-water model for a thick fresh-water lens. Ground Water, 21(3): 293-300.

Loague, K.M., Green, R.E., Liu, C.C., Liang, T.C. 1989a. Simulation of organic chemical movement in Hawaii soils with PRZM: 1. Preliminary results for ethylene dibromide. Pacific Science 43(1): 67-95.

Loague, K., Giambelluca, T.W., Green, R.E., Liu, C.C., Liang, T.C., Oki, D.S. 1989b. Simulation of organic chemical movement in Hawaii soils with PRZM: 2. Predicting deep penetration of DBCP, EDB, and TCP. Pacific Science 43(4): 362-373.

Loague, K.M., Yost, R.S., Green, R.E., Liang, T.C. 1989c. Uncertainty in a pesticide leaching assessment in Hawaii. J.C.J., 4: 130.

Loague, K.M., Green, R.E., Gianbellucca, T.W., Long, T.C. Yost, R.S. 1990. Impact of uncertainty in soil, climate, and chemical information in a pesticide leaching assessment. Journal of Contaminant Hydrology, 5:171.

Loague, K. 1992. Simulation of organic chemical movement in Hawaii soils with PRZM: 3. Calibration. Pacific Science 43(1).

Loague, K. 1994. Regional scale ground-water vulnerability estimates: Impact of reducing data uncertainties for assessments in Hawaii. Ground Water, 32(4): 605-616.

Loague, K., Miyahira, R.N., Oki, D.S., Green, R.E., Schneider, R.C., Giambelluca, T.W. 1994. Chemical leaching near the Waiawa shaft, Oahu, Hawaii: 1. Field experiments and laboratory analysis. Ground Water, 32(6): 986- 996.

Loague, K., Miyahira, R.N., Green, R.E., Oki, D.S., Giambelluca, T.W., Schneider, R.C. 1995. Chemical leaching near the Waiawa shaft, Oahu, Hawaii: 2. Modeling results. Ground Water, 33(1): 124- 138.

Loague, K., Bernknopf, R.L., Green, R.E., Giambelluca, T.W. 1996. Uncertainty of groundwater vulnerability assessments for agricultural regions in Hawaii. *Journal of Environmental Quality*, *25*(3): 475-490.

Lockwood, J.P., Banks, N.G., English, T.T., Greenland, L.P., Jackson, D.B., Johson, D.J., Konanagi, R.Y., McGee, K.A., Okamura, A.T., Rhodes, J.M. 1985. The 1984 eruption of Mauna Loa volcano, Hawaii. Eos. 66(16): 169-172. 51

Louvat, P., Allègre, C.J. 1997. Present denudation rates on the island of Réunion determined by river geochemistry basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(17):3645-3669.

Lyon, G.L., Hulston, J.R. 1974. Carbon and hydrogen composition of New Zealand geothermal gases. C&CA, 48: 1161-1171. 47

Macdonald, G. A., Davis, D. A., Cox, D.C. 1960. Geology and ground-water resources of the island of Kauai, Hawaii. Hawaii Division of Hydrography Bulletin 13: 1-212.

Macdonald, G.A., Abbott, A.T., Peterson, F.L. 1983. Volcanoes in the sea: the geology of Hawaii, 2nd. ed., University of Hawaii Press, Honolulu.

Machida, I., Lee, S.-H. 2008. Delayed impact of new volcanic ejecta on ground water quality. Ground Water 46(4): 532-537.

Mair, A., Fares, A. 2011. Time series analysis of daily rainfall and streamflow in a volcanic

dike-intruded aquifer system, O'ahu, Hawai'i, USA. Hydrogeology Journal, 19: 929–944.

Mandal, A.K., Zhang, J., Asai, K. 2011. Stable isotopic and geochemical data for inferring sources of recharge and groundwater flow on the volcanic island of Rishiri, Japan. *Applied geochemistry, 26(*9-10): 1741-1751.

MASE 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España: minería del agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Aqualogy y Cetaqua: 1-488. UPC, Barcelona. e-book, http://hdl.handle.net/2117/111272.

McDonald, M.Q. 2002. Nitrate-nitrogen concentrations in the Northern Guam Lens and potential nitrogen sources. Technical Report 95. Water and Environmental Research Institute of the Western Pacific, University of Guam, Mangilao, Guam: 1-45: www.weriguam.org/reports/.

McDonald, M.Q., Jenson, J.W. 2003. Chloride history and trends of water production wells in the Northern Guam lens aquifer. Technical Report 95. Water and Environmental Research Institute of the Western Pacific, University of Guam, Mangilao, Guam: 1-70: www.weriguam.org/reports/&gt.

Mink, J.F. 1963. Water development tunnels in a dike complex. Trans. Am. Geophys. Union, 44(1): 46.

Mink, J.M. 1981. Evaluation of major dike-impounded ground-water reservoirs, Island of Oahu, with a section on Flow hydraulics in dike tunnels in Hawaii. US Geological Survey, Open-File Report 81-1119-Board of Water supply, City and County of Honolulu (Water supply Paper 2217): 1-139.

Mizukani, M., Sakai, H., Matsubaya, D. 1977. Na-Cd-Cl-SO_4-type submarine formation waters of the Seikan undersea tunnel: chemical and isotopic documentation and its interpretation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 41: 1201-2112.

Morrison, R.J., Prassad, R., Brodie, J.E., 1984. Chemical hydrogen on small tropical islands pp22

Nicolini, E., Olive, P., Coudeay, J., Jusserand, C. 1991. Circulation des eaux dans le massif du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) et leur contamination par des fluides d'origine magmatique. C.R. Acad. Sci. Paris, 312, Série II: 535-542.

Niu, Y. 2018. Applications of Noble Gases in Hydrogeology in Fractured, Fast Infiltration Systems-From the Greenland and Columbia Ice Sheets to Hawaii (Doctoral dissertation).

Niu, Y., Castro, M. C., Hall, C. M., Gingerich, S. B., Scholl, M. A., Warrier, R. B. 2017. Noble gas signatures in the Island of Maui, Hawaii: Characterizing groundwater sources in fractured systems. Water Resources Research, 53(5): 3599-3614.

Niu, Y., Castro, M. C., Hall, C. M., Poulsen, C. J., Lohmann, K. C., & Aron, P. (2020). Groundwater sources in the Island of Maui, Hawaii—A combined noble gas, stable isotope, and tritium approach. Applied Geochemistry, 104587.

Nowbuth, M.D., Chan Chin, O, Butler, A. 1997. Study of the dynamic nature of the groundwater flow system in a basaltic aquifer, Mauritius. In, Chills et al (eds.), Groundwater in the Urban Environment: Problems, Processses and Managemment. Balkema: 145-148.

Nowbuth, M.D., Rambhojun, P., Umrikar, B. 2012. Numerical groundwater flow and contaminant transport modelling of the Southern Aquifer, Mauritius. Earth Science India, 5(III): 79-91.

Nullet, D., Giambelluca, T.W. 1990. Winter evaporation on a mountain slope, Hawaii. Journal of Hydrology, 112: 257-265.

Oki, D.S. 1997. Geohydrology and numerical simulation of the ground-water flow system of Molokai, Hawaii. US Geological Survey Water Resources Investigation Report 97-4176.

Oki, D.S. 2002. Reassessment of ground-water recharge and simulated ground-water availability of the Hawi area of North Kohala, Hawaii. US Geological Survey Water Resources Investigation Report 02-4006.

Oki, D.S. 2005. Numerical simulation of the effects of low-permeability valley-fill barriers and the redistribution of ground-water withdrawals in the Pearl Harbor area, Hawaii. US Geological Survey Water Scientific Investigation Report 2005-5253.

Oki, D.S., Souza, W.R., Bolke, E.L., Bauer, G.R. 1998. Numerical analysis of the hydrogeologic controls in a layered coastal aquifer system, Oahu, Hawaii, USA. Hydrogeology Journal, 6: 243–263.

Ono, M., Machida, I., Ikawa, R., Kamitani, T., Oyama, K., Muranaka, Y., Ito, A., Marui, A. 2019. Regional groundwater flow system in a stratovolcano adjacent to a coastal area: a case study of Mt. Fuji and Suruga Bay, Japan Hydrogeology Journal, 27:717–730.

Paillet, F.L., Williams, J.H., Oki, D.S., Knutson, K.D. 2002. Comparison of formation and fluid-column logs in a heterogeneous basalt aquifer. Ground Water, 40(6): 577-585.

Palmer, H.F. 1927. The geology of Honolulu Artesian System. Honolulu Sewer and Water Comm. Report

Peterson, F.L. 1972. Water development on tropic volcanic islands—Type example: Hawaii a. *Groundwater*, *10*(5): 18-23.

Peterson, F.L., Seghal, M.M. 1974. Determining porosity with neutron logs from Hawaiian basaltic aquifers. Technical Report 80, Water Research Center, University of Hawaii, Honolulu.

Peterson, F.I., Oberdorfer, J. 1985. Uses and abuses of wastewater injection wells in Hawaii! Pacific Science, 39(2).

Peterson, F.I. 1993. Hydrogeology of volcanic oceanic islands. En: Y Sakura (ed.). IAHS, Hydrogeology, Selected Papers 4: 163-171.

Pouchan, P., Faissole, F., Humbert, L., Pelissier-Hermitte, G. 1988. Aspects de l'hydrogéologie en Polynésie française. En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 169-182.

Pryet, A. 2012. Hydrogeology of volcanic islands: a case-study in the Galapagos Archipelago (Ecuador). Tesis doctoral, U. Pierre et Marie Curie. Sciences de la Terre, Hydrogéologie, École Doctorale Géosciences et Ressources Naturelles: 1-314.

Pryet, A. d'Ozouville, N., Violette1, S., Deffontaines, B., Auken, A. 2012. Hydrogeological settings of a volcanic island (San Cristóbal, Galapagos) from joint interpretation of airborne electromagnetics and geomorphological observations. Hydrol. Earth Syst. Sci., 16: 4571–4579.

Pulawski, B, Øbro, N. 1976. Groundwater study of a volcanic área near Bandung, Java, Indonesia. Journal of Hydrology, 28: 53-72.

RAEMIA 2019. Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España. Preparado por E. Custodio, con la revisión de J. Jódar y las contribuciones especiales de J.V. Giráldez y A. Sahuquillo, para la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), con el apoyo de SUEZ-España y CETAQUA: 1-1206. UPC, Barcelona, e-book, http://hdl.handle.net/2117/182282.

Report 2019. Mathematical model of the system in which faults intersect the magma chamber. *Geophysical Research Letters*, https://doi.org/10.1029/2019GL084689.

Ritz, M., Descloitres, M., Robineau, B., Courteaud, M. 1997. Audiomagnetotelluric prospecting for groundwater in the Baril coastal area, Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island. *Geophysics*, *62*(3): 758-762.

Robert, Gampel. 2006. Aquifères et eaux souterraines de la France. IAH. BGRM éditions

Robineau, B., Ritz, M., Courteau, M., Descloitres, M. 1997. Electromagnetic investigations of aquifers in the Grand Brulé coastal area of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. Ground Water, 35(4): 585-592.

Roybeer, G., 1984. Mauritius water resource. Water Resources of Small Islands. CSC Tech Publ. Series 182: 114-139

Rotzoll, K., El-Kadi, A.I. 2008. Estimating hydraulic conductivity from specific capacity for Hawaii aquifers, USA. Hydrogeology Journal, 16: 969–979.

Rotzoll, K., El-Kadi, A.I. Gingerich, S.B. 2007. Estimating hydraulic properties of volcanic aquifers using constant-rate and variable-rate aquifer tests. Journal of the American Water Resources Association, 43(2): 334-345.

Rotzoll, K., Oki, D.S., El-Kadi, A.I. 2010. Changes of freshwater-lens thickness in basaltic island aquifers overlain by thick coastal sediments. Hydrogeology Journal,18: 1425–1436.

Rotzoll, K., Gingerich, S.B., Jenson, J.W., El-Kadi, A. I. 2013. Estimating hydraulic properties from tidal attenuation in the Northern Guam Lens Aquifer, territory of Guam, USA. *Hydrogeology Journal*, *21*(3): 643-654.

Sahoo, G.B., Ray, C., De Carlo, E.H. 2006. Calibration and validation of a physically distributed hydrological model, MIKE SHE, to predict streamflow at high frequency in a flashy mountainous Hawaii stream. Journal of Hydrology, 327(1-2): 94-109.

SASMIE 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio para Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), SUEZ-España y Cetaqua: 1-852. UPC, Barcelona. e-book. http://hdl.handle.net/2117/111515

Sato, H., Fuji, T., Nakada, S. 1992. Crumbling of dacite dome lava and generation of pyroclastic flows at Unzen Volcano. Nature, 360: 664-668.

Savin, C., Ritz, M., Join, J L., Bachelery, P. 2001. Hydrothermal system mapped by CSAMT on Karthala volcano, Grande Comore Island, Indian Ocean. *Journal of Applied Geophysics*, *48*(3): 143-152.

Shade P.J., Nichols, W.D. 1996. Water budget and effects of land-use changes on groundwater recharge, Oahu, Hawaii. US Geological Survey Professional Paper 1412-C.

Scholl, M.A., Ingebritsen, S.E. 1995. *Total and non-seasalt sulfate and chloride measured in bulk precipitation samples from the Kilauea volcano area, Hawaii.* US Geological Survey, Earth Science Information Center, Open-File Reports Services, 95-4001.

Scholl, M.A., Ingebritsen, S.E., Janik, C.J., Kauahikaua, J.P. 1995. An isotope hydrology study of the Kilauea Volcano area, Hawaii. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 95-4213, Menlo Park, California: 1-50.

Scholl, M.A., Ingebritsen, S.E., Janik, C.J.,J. P. Kauahikaua, J.P. 1996. Use of precipitation and groundwater isotopes to interpret regional hydrology on a tropical volcanic island: Kilauea volcano area, Hawaii. Water Resources Research, 32(12): 3525–3537.

Scholl, M.A., Gingerich, S.B., Tribble, G.W. 2002. The influence of microclimates and fog on stable isotope signatures used in interpretation of regional hydrology: East Maui, Hawaii. Journal of Hydrology, 264(1-4): 170-184.

Selby, M.J. 1973. An investigation into causes of runoff from a catchment of pumice lithology, in New Zealand.

Shultz, D. 2020. Fault dips figured in Kīlauea's caldera collapse, Eos, 101, https://doi.org/10.1029/2020EO136211.

Simeoni, G.P., Rott, U., Sunarto, J.T., Gorhan, H.L. 1990. Groundwater development of a volcanic aquifer in the middle-lower slopes of the Mount Ingaran, in Central Java. Mem. 22nd Congress of IAH, XXII, Lausanne: 1058-1067.

Souza, W.R., Voss, C.I. 1987. Analysis of an anisotropic coastal aquifer system using variable-density flow and solute transport simulation. *Journal of Hydrology*, *92*(1-2): 17-41.

Speelman, H. 1979. Geology, hydrogeology and engineering geological features of the Serayu river basin, Central Java, Indonesia. Gadjah Mada Univ/Vrije Universitaet Amsterdam. Doctoral Thesis: 1-155. 8

Spengler, S.R., Mink, J.F. 1992. Geology and hydrogeology of the island of Pohnpei, Federated States of Micronesia. Technical Report, 189, U.S. Department of the Interior, Geological Survey. Project 14-08-0001-G-1209, 14-08-0001-G-1558, Water Resources Research Center,

University of Hawaii at Manoa, Honolulu, Hawaii.

Stearns, H.T., Macdonald, G.A. 1946. *Geology and ground-water resources of the island of Hawaii.* (No. 9). Honolulu.

Stieltjes, L. 1988. Hydrogéologie de l'île volcanique océanique de Mayotte (archipel des Comores, océan Indien occidental). En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 135-152.

Stieltjes, L., Steenhoudt, M., Gourgand, B., Daessle, M. 1988a. L'atlas hydrogéologique de la Réunion. En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 81-82.

Stieltjes, L., Gourgand, B., Steenhoudt, M. 1988b. Modes de circulation et de gisement de l'eau souterraine dans un volcan bouclier basaltique. Example de l'île de la Réunion. En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 83-94.

Stolper, E.M., DePaolo, D. J., Thomas, D.M. 2009. Deep drilling into a mantle plume volcano: The Hawaii Scientific Drilling Project. Scientific Drilling, 7: 4-14.

Takasaki, K.J., Mink, J. F. 1985. Evaluation of major dike-impounded ground-water reservoirs, Island of Oahu. US Geological Survey Water-Supply Paper 2217: 1-77.

Takasaki, K.J. 1993. Ground water in Kilauea Volcano and adjacent areas of Mauna Loa Volcano, island of Hawaii. US Geological Survey, No. 93-82.

Taran, Y.A. 2009. Geochemistry of volcanic and hydrothermal fluids and volatile budget of the Kamchatka–Kuril subduction zone. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(4): 1067-1094.

Thomas, D.M., Paillet, F.L., Conrad, M.E. 1996. Hydrogeology of the Hawaii Scientific Drilling Project borehole KP-1: 2. Groundwater geochemistry and regional flow patterns. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *101*(B5): 11683-11694.

Tilling, R.I., Jones, B.F. 1991. Composition of waters from the research drill hole at summit of Kilauea Volcano and of selected thermal and non-thermal groundwaters, Hawaii.

Todd, D.K., Meyer, C.F. 1971. Hydrology and geology of the Honolulu aquifer. *Journal of the Hydraulics Division*, *97*(2): 233-256.

Tosaki, Y., Tase, N., Sasa, K., Takahashi, T., Nagashima, Y. 2011. Estimation of groundwater residence time using the ^{36}Cl bomb pulse. Groundwater, 49(6): 891-902.

Toulier, A., Baud, B., de Montety, V., Lachassagne, P., Leonardi, V., Pistre, S., Dautria, J.M., Hendrayana, H., Fajar, M.H.M., Muhammad, A.S., Beon, O. 2019. Multidisciplinary study with quantitative analysis of isotopic data for the assessment of recharge and functioning of volcanic aquifers: Case of Bromo-Tengger volcano, Indonesia. Journal of Hydrology: Regional Studies, 26: 100634.

USGS 1985. Principal aquifers in Hawaii and generalized hydrogeologic cross sections. US geological Survey.

Violette, S., Ledoux, E., Goblet, P., Carbonnel, J. P. 1997. Hydrologic and thermal modeling of an active volcano: the Piton de la Fournaise, Reunion. *Journal of Hydrology*, *191*(1-4): 37-63.

Violette, S., d'Ozouville, N., Pryet, A., Deffontaines, B., Fortin, J., Adelinet, M. 2014. Hydrogeology of the Galápagos Archipelago: An integrated and comparative approach between islands. In: K.S. Harpp, E. Mittelstaedt, N. d'Ozouville & D.W. Graham, The Galápagos: A Natural Laboratory for the Earth Sciences. Geophysical Monograph 204. American Geophysical Union. John Wiley & Sons, Inc.: 167-184.

Visher, F.N., Mink, J.F. 1964. Ground-water resources in southern Oahu, Hawaii. US Geological Survey Water Supply Paper 1778: 1-39.

Vittecoq, B., Deparis , J., Violette, S., Jaouën, T., Lacquement, F. 2014. Influence of successive phases of volcanic construction and erosion on Mayotte's Island's hydrogeological functioning as determined from a helicopter-borne resistivity survey correlated with borehole geological and permeability data. Hydrogeology Journal, 509: 519-538.

Voss, C. 1999. Hawaii model. In: J. Bear, A.H.-D. Cheng, S. Sorek, D. Ouazar & I. Herrera. Seawater intrusion in coastal aquifers – concepts, methods and practices. Chap. 9. Kluwer.

Voss, C.I., Wood, W.W. 1994. Synthesis of geochemical, isotopic and groundwater modelling analysis to explain regional flow in a coastal aquifer of southern Oahu, Hawaii. In: Mathematical Models and their Applications to Isotope Studies in Groundwater Hydrology. Proc. Final Research Co-ordination Meeting, 1993, IAEA, Viena, IAEA-Tecdoc-777: 147-178.

Walker, G.P.L. 1990. Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. Pacific Science, 4: 315-347.

Walter, T.R., Lühr, B., Sobiesiak, M., Grosser, H., Wang, R., Parolai, S. ,..., Wassermann, J. 2007. Soft volcanic sediments compound 2006 Java earthquake disaster. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *88*(46): 486-486.

Warrier, R.B., Castro, M.C., Hall, C.M. 2012. Recharge and source-water insights from the Galapagos Islands using noble gases and stable isotopes. WRR 48, W03508, doi: 10.1029/2011WR010934, 2012

Wentworth, C.K. 1951. Geology and ground-water resources of the Honolulu-Pearl Harbor area, Oahu, Hawaii. Board of Water Supply City and County of Honolulu. Honolulu, Hawaii: 1-111.

Whittier, R.B., Rotzoll, K., Dahl, S., El-Kadi, A.A., Ray, C., Chen, G., Chang, D. 2004-2006. Hawaii source water assessment program report. 1: Approaches used for the assessment; 2: Island of Hawaii; 3: Island of Kauai; 4: Island of Lanai; 5: Island of Maui; 6: Island of Molokai;7: Island of Oahu. Prepared for the Kawaii Department of Health, Water Resources Research Center, University of Hawaii, Honolulu.

Whittier, R.W., Rotzoll, K., Dhal, S., El-Kadi, A.I., Ray, C., Chang, D. 2010. Groundwater source assessment program for the state of Hawaii, USA: methodology and example application. Hydrogeology Journal, 18: 711–723.

Wood, S.A. 2006. Rare earth element systematics of acidic geothermal waters from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Journal of Geochemical Exploration, 89(1-3): 424-427.

Won, J.-H., Kim, J.-W., Koh, G.-W., Lee, J.-Y. 2005. Evaluation of hydrogeological characteristics in Jeju Island, Korea. Geosciences Journal, 9(1): 33 – 46.

Yamamoto, S. 1995. Volcano body springs in Japan. Kokon-Shoin Co. Ltd. Tokyo: 1-264.

Zhang, G.-L., Pan, J.-P., Huang, C.-M., Tong Gong, Z.-T. 2007. Geochemical features of a soil chronosequence developed on basalt in Hainan Island, China. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(2): 261-269.

Capítulo 8

Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico insular del Caribe y de las Antillas

Contenido: Se considera el ámbito insular del mar Caribe en las Antillas Mayores y Menores, en especial las Antillas Menores con volcanismo activo. Se comenta el contexto general. Se singularizan las islas de Montserrat, Guadalupe y La Martinica.

Notas generales

El objetivo de este informe-libro son los aspectos hidrogeológicos y relativos a las características y existencia de reservas y recursos de agua subterránea en las formaciones volcánicas. Otros aspectos no se consideran o se mencionan marginalmente.

No se realiza un inventario de formaciones e islas volcánicas, sino que se seleccionan y singularizan aquellas que aportan conocimiento orientado al objetivo. Otras situaciones se mencionan en las introducciones o se obvian.

Una parte significativa del contenido se basa en los informes MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019), disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología de los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

Esta monografía se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970, a lo que se añade la experiencia directa en determinados casos que se deriva de campañas y visitas detalladas y de trabajos de investigación y profesionales. Pero no se ha cubierto el panorama con búsquedas adicionales pare cubrir vacíos sobre aspectos o situaciones con escasa documentación disponible.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de los mismos o por sesgos por parte del redactor, aunque se ha tratado de compensar estas deficiencias.

Las figuras se han tomado en buena parte de los documentos disponibles, con la calidad que tenían, que a veces es bastante deficiente, pero que se han mantenido cuando aportan información relevante.

Muchas de las localidades mencionadas no están explícitamente identificadas o no figuran en la información gráfica. Los lectores las pueden localizar acudiendo a las fuentes electrónicas y documentales de información que son de uso común.

Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales. Se da la designación anglosajona o en otra lengua cuando aparecen por primera vez, cuando se ha creído relevante. En el breve glosario y lista de símbolos inicial se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 8

8 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico insular del Caribe y de las Antillas

8.1 Contexto general y local

8.2 Antillas Menores: Isla de Montserrat

8.3 Antillas Menores: Isla de Guadalupe

8.4 Antillas Menores: La Martinica

8.5 Referencias

8 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico insular del Caribe y de las Antillas

8.1 Contexto general y local

Para las consideraciones hidrogeológicas de las formaciones volcánicas que se hacen en los Capítulos 6 a 11, se agrupan las distintas áreas geográficas insulares y continentales según se expone en la Sección 1.7 del Capítulo 1. No se incluyen las formaciones volcánicas continentales e insulares antiguas que son impermeables a efectos prácticos, salvo que condicionen el comportamiento de otras formaciones de interés hidrogeológico.

No se trata de un inventario, sino de una recopilación parcial de aspectos y resultados de interés hidrogeológico y de recursos de agua subterránea que, además de aportar conocimiento intrínseco, puedan ayudar a resolver otras situaciones que haya que afrontar, siempre considerando que cada caso es único, pero con situaciones análogas. La analogía supone un razonamiento previo cuidadoso. El que unas determinadas formaciones volcánicas estén o no comentadas específicamente es función de la información disponible, lo que guarda relación con la pluviosidad, densidad y ubicación de la población y sus actividades, y problemas de intrusión marina y de calidad del agua, además de la renta per cápita y la existencia de instituciones universitarias y de investigación.

En cada caso se aportan comentarios generales y luego detalles de casos de los que se tiene más información de carácter hidrogeológico y de recursos de agua subterránea, considerando los aspectos de cantidad y los de composición química y de calidad. Hay situaciones relevantes, pero que no han sido consideradas por no haber dispuesto de información suficiente, y otras en que la relevancia absoluta es menor pero permiten derivar conocimientos útiles y generalizables.

El contenido de este Capítulo 8 se centra en la parte insular del Mar Caribe. Sólo se aportan comentarios de tres de ellas, de las que se dispone de información hidrogeológica relacionada con el volcanismo. Esto no quiere decir que no existan estudios de otras islas volcánicas, sino que, pudiendo existir y que seguramente existen, no han estado disponibles.

Gran parte de las islas con volcanismo hidrogeológicamente relevante corresponden a arcos insulares de las zonas de subducción, que presentan ciertas diferencias en el magma inicial y en el volcanismo con respecto a las de punto caliente. En general, la explosividad y generación de tefra es mayor. Un buen número de islas tienen origen volcánico, pero estos materiales no afloran, sino formaciones de arrecife y de otro tipo, como es el caso de la islas Bahamas, o la isla debe considerarse carbonatada a efectos hidrogeológicos, como es el caso de Jamaica. Estas islas no se consideran aquí.

La Figura 8.1.1 proporciona una visión general de las Antillas o islas del Caribe, también denominadas Indias Occidentales (*West Indies*). Se distingue entre las Antillas Mayores y las Antillas Menores.



Figura 8.1.1 Mar Caribe e islas Antillas.

Las Antillas Mayores o Grandes Antillas (Grandes Antilles; Greater Antilles) son un grupo de islas en el N del mar Caribe, localizadas al E de Yucatán (México) y SE de la Florida (Estados Unidos) y al W de las Antillas Menores. Comprende la Isla de Cuba, Isla de la Juventud, Puerto Rico, Jamaica, La Española (República Dominicana y Haití) y Puerto Rico. Se excluyen las Bahamas (de origen coralino), Islas Turcas y Caicos, Islas Caimán y las Bermudas. Descansan sobre un macizo submarino común y están atravesadas por una cadena abrupta y elevada de montañas, con cumbres entre 2000 y 3000 m de altitud. Dominan las calizas, con afloramiento de otras rocas más antiguas, en parte volcánicas pero sin actividad reciente.

Las Antillas Menores o Pequeñas Antillas (Lesser Antilles; Petites Antilles) es el grupo de islas en el mar Caribe de menor tamaño, que forman un largo arco insular volcánico al SE de las, que va desde el E de Puerto Rico hasta la costa occidental de Venezuela. La mayoría de las islas se encuentran alrededor de la parte oriental del mar Caribe, en el límite W con el océano Atlántico (islas de Barlovento) y algunas de ellas están en una franja SE de ese mismo mar, justo al N de América del Sur (Figura 8.1.2). Las Antillas Menores coinciden aproximadamente con el borde exterior de la Placa del Caribe. Muchas de las islas son el resultado de la subducción de las placas del Atlántico debajo de la placa del Caribe (Figura 8.1.3). El clima tropical cálido está templado por los vientos alisios, más o menos constantes durante todo el año, aunque interrumpidos por algunas tormentas sobre el océano Atlántico. En el interior insular el clima es ligeramente más caliente y se enfría y humedece con la altitud. Se distingue la temporada fría y seca (diciembre a junio), período conocido como la Cuaresma, y la temporada húmeda y caliente (junio-diciembre), llamada temporada de huracanes.



Figura 8.1.2 Mar Caribe e islas Antillas, con indicación de los rasgos submarinos y la zona de subducción.

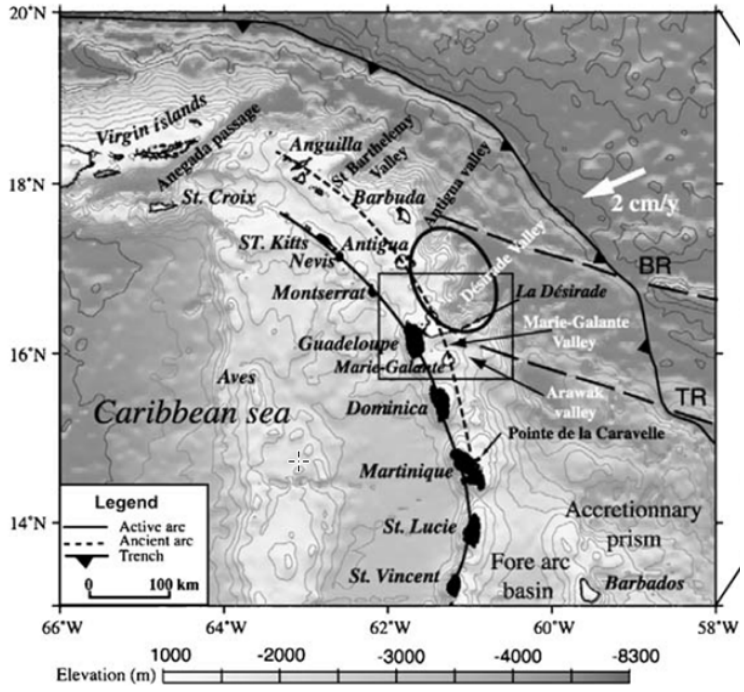


Figura 8.1.2 Islas de las Antillas y rasgos tectónicos del área. Siguiendo la alineación hacia el Sur, sigue la isla de Granada (Grenade) y Trinidad y Tobago, antes de alcanzar la costa de Venezuela. Línea = arco volcánico reciente; Línea negra punteada = arco antiguo según Bouysse et al. (1988). Islas volcánicas en el arco reciente en negro; islas de arrecife de coral en el arco antiguo en blanco. Las líneas negras a trazos marcan las dorsales de la barracuda (BR) y Tiburón (TR). Las etiquetas blancas marcan los rasgos batimétricos submarinos en las proximidades de la isla de Guadalupe y el vector de movimiento en cm/a de la placa oceánica atlántica (Lachassagne et al., 2006b).

Muchas islas están en áreas relativamente lluviosas, con buena recarga, pero con una estación seca (menos húmeda). La falta de volumen de acuífero, su a veces gran transmisividad hidráulica y penetración natural del agua marina en las formaciones costeras, son serios problemas para garantizar el suministro de agua a las poblaciones locales (Falkland y Custodio, 1991). Es algo bien conocido localmente, aunque hay pocas publicaciones de detalle y síntesis. Las captaciones que no son manantiales, que a veces no existen o son ya salobres, suelen ser drenes, zanjas y pozos cortos excavados, muchos de ellos con alguna galería rasante del nivel freático en el fondo. Estas obras están frecuentemente en los sedimentos costeros y no en las formaciones volcánicas, si afloran, las que dependiendo de la edad, constitución y grado de alteración pueden ser unas veces muy permeables, con problemas de salinización, y otras el substrato.

En estas islas, la designación La Soufrière se aplica a varios lugares. El más significado está en la isla de Guadalupe, pero también en San Vicente (*Saint Vincent*), y como Soufriere Hills (con varios picos) en la isla de Montserrat.

En Puerto Rico, el núcleo volcánico terciario-cretácico está flanqueado por caliza. Aflora a lo largo del centro de la isla. La precipitación media es de P = 1500 mm/a en la costa y 2500 mm/a en el interior a >1000 m de altitud. Es P >190mm/mes. La composición isotópica del agua de lluvia es $\delta^{18}O$ = -5‰ a +1‰ y guarda una relación inversa con la cantidad de lluvia. Hay lluvias que, estando sobre la recta meteórica, son más pesadas que el agua oceánica media. Sólo se considera acuífero a las calizas. La alta precipitación en Montes de Luquillo, al E Puerto Rico, se atribuye en parte a las nieblas condensantes. La composición isotópica del agua de niebla/nubes es $\delta^{2}H$ = +12‰ y $\delta^{18}O$ = -0,73‰, y la de tormentas tropicales -1,27‰ y -16,8‰, respectivamente. Tiene una estacionalidad invertida respecto a la que se observa en cuencas continentales de alta latitud, ya que el agua es pesada en invierno y ligera en verano (Scholl et al., 2014).

Las islas Vírgenes (USA) tienen núcleos volcánicos muy alterados y apariencia de rocas cristalinas. Están muy afectadas por efectos tectónicos y metamorfismo. Hay cierta permeabilidad y porosidad en la zona superior del suelo y roca alterada (Back, 1988). Las islas de San Tomás (St. Thomas), San Juan (St. John) y Santa Cruz (St. Croix), al E de Puerto Rico, tienen formaciones volcánicas con coladas de lava, tobas y brechas, que proporcionan el 25% del agua subterránea captada (Zak et al., 1986).

8.2 Antillas Menores: Isla de Montserrat

La isla de Montserrat es una de las islas de Barlovento. Tiene 102 km^2. Actualmente queda una población de 5000 personas tras la evacuación que se realizó a consecuencia de la actividad volcánica más reciente. Consiste en 3 centros volcánicos separados y que no se superponen. La actividad volcánica se inició hace 2,6 Ma. El volcán más reciente, el Soufriere Hills, es activo desde hace 26 ka. Este estratovolcán alcanza 915 m de altitud. La velocidad de migración volcánica es de 5-9 mm/a (Voight et al., 2010). El moho está a 30 km de profundidad.

Buena parte de los estudios de la isla se han realizado a causa de la reciente actividad del volcán Soufriere Hills, en el S de la isla. La erupción de mayo de 1902 provocó la muerte de unas 2000 personas. En abril de 1979 se produjeron ríos de lava de hasta 6 y 8 kilómetros hacia ambos lados del cono volcánico, lo que obligó a 15.000 de los 100.000 habitantes a evacuar la isla hacia islas vecinas. En 1995 volvió a entrar en actividad, arrojando 1 km^3 de ceniza y barro sobre la capital de la isla. El 26 de diciembre de 1997 se produjo la erupción más importante, en la que flujos piroclásticos hasta 400 ^{o}C de temperatura (Rieppe et al., 2009) sepultaron la capital y el aeropuerto y obligaron a la mayor parte de la población a emigrar. Fue debida al colapsó del domo de lava de 40-50 hm^3, originando 12 km^3 de piroclastos con lavas de <30% de fundido, a veces <10%, y velocidades de ascenso al inicio algunos m/d hasta 1000 m/d (Young et al., 1997). El techo de la cámara de magma, inicialmente a <15 km de profundidad y de gran desarrollo vertical, ascendió a 2,8 km. La tasa de fusión se evaluó en 0,15 hm^3/d, hasta 0,5 hm^3/d.

Hay manantiales, en especial asociados a los volcanes centrales, ya inactivos (Hemmings et al., 2012; 2015). El caudal de los manantiales ha decrecido tras el último evento volcánico. Se tiene un buen recubrimiento vegetal, aunque las cenizas le han afectado negativamente. Los valles están rellenos de sedimentos (Darling et al., 2008).

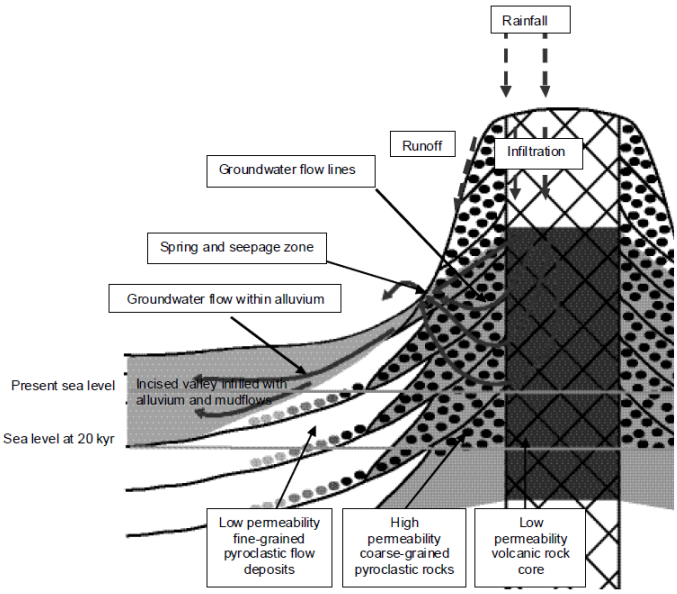


Figura 8.2.1 Corte esquemático que muestra la posibilidad de existencia y flujo de agua subterránea en el Centre Hills de la isla de Montserrat (Hemmings et al., 2012; 2015).

8.3 Antillas Menores: Isla de Guadalupe

Guadalupe (*Guadeloupe*) es un grupo 9 islas de las Antillas Menores (Figura 8.3.1). Es territorio francés de ultramar, con una superficie total de 1628 km², 425.000 habitantes y cultivo de bananas. Guadalupe propiamente dicha (1438 km²) son dos islas muy próximas y conectadas vialmente: la Basse-Terre (848 km²), la más grande y montañosa, de origen volcánico y que culmina en el volcán activo de La Soufrière (1467 m) y la Grande-Terre (588 km²), de substrato calcáreo de >100 m de espesor (Lachassagne y Marechal, 2011), que es una llanura árida. La isla de Marie Galante tiene 158 km² y las otras islas son muy pequeñas.

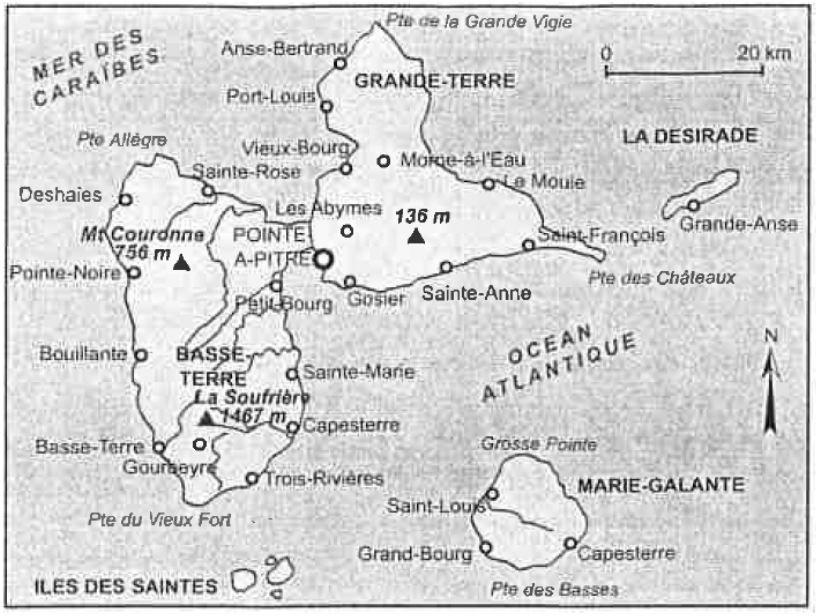


Figura 8.3.1 Ubicación de la isla de Guadalupe (Guadeloupe) en las Pequeñas Antillas.

La isla volcánica de Basse-Terre es la suma de siete complejos volcánicos principales a lo largo de 55 km de longitud y con 25 km de ancho, orientada al NNE (Figura 8.3.2). El vulcanismo comenzó hace 3,5 Ma con la formación del Complejo Basal, con lavas submarinas, y de la Cadena Norte, en el extremo N de la isla. La isla emergió hace alrededor de 1 Ma. Todos los demás fenómenos volcánicos tienen <1 Ma. Los datos disponibles indican que las erupciones andesíticas del estratovolcán de La Soufrière (la Azufrera) son de los últimos 10 ka. Su altura es de 1467 m. Es el único complejo volcánico activo actualmente, de tipo peleano, o sea de lava muy espesa y que suele originar erupciones que generan grandes flujos piroclásticos laterales, fumarolas y fuentes de agua hirviente. Los productos y las formas eruptivas que resultan de la actividad subterránea y submarina, que son basaltos y dacitas, incluyen desde coladas de lava en los estratovolcanes hasta conos de ceniza y domos de lava viscosa, pasando por actividades explosivas y efusivas. Las erupciones conocidas, la primera en 1530, han sido freatomagmáticas. La más intensa de todas ha sido la de 1976-1977, compacta, a unos 200 °C, cuya cámara se estimó que estaba a 4-6 km de profundidad.

En Basse Terre hay manantiales, pero no pozos. Los manantiales surgen principalmente en piroclastos locales de pumitas sobre andesitas (Petit, 2006).

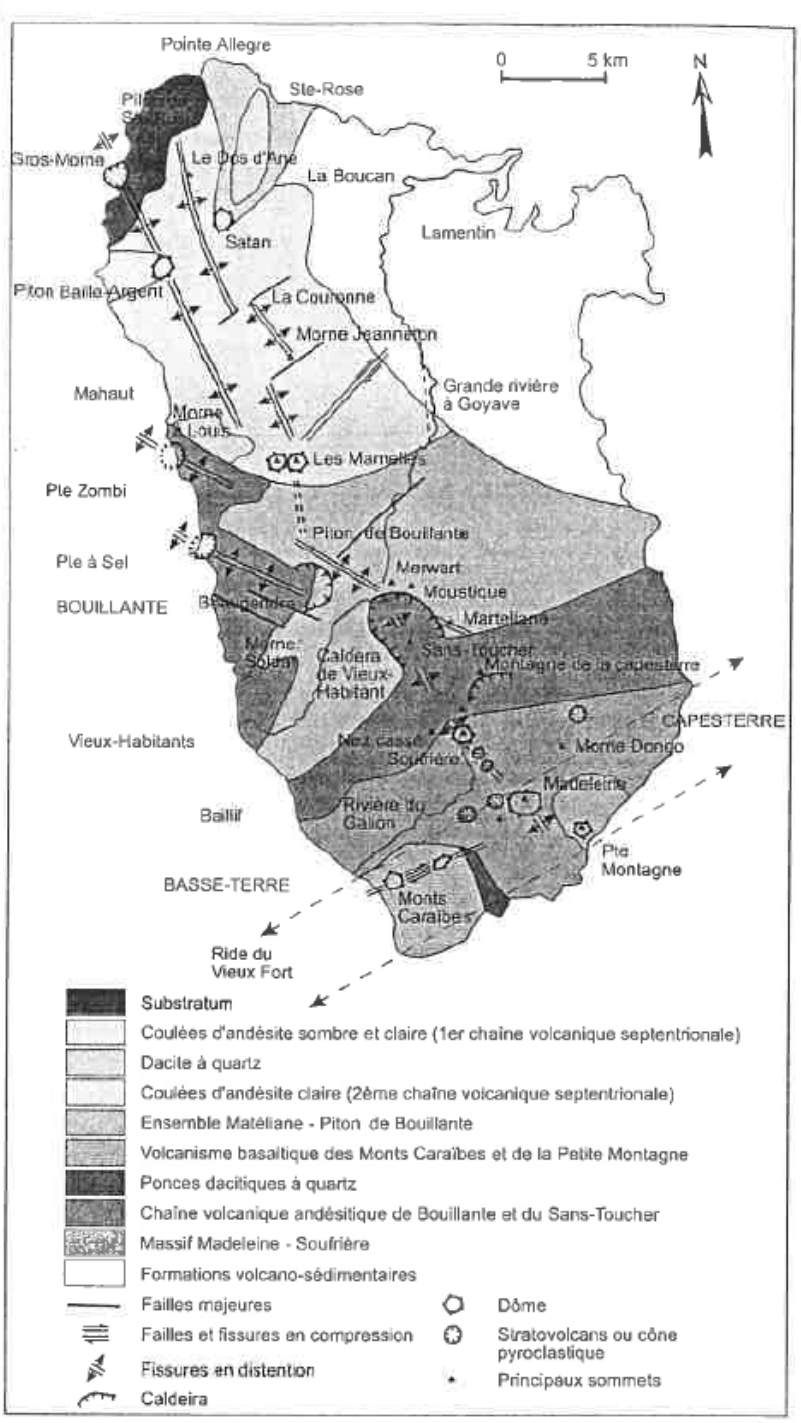


Figura 8.3.2 Geología de la Basse-Terre de Guadalupe y estructuras volcánicas existentes (Westercamp, 2006; Petit, 2006).

Existen aguas termales fósiles en el interior de La Soufrière. *La Découverte*, el volcán más reciente del grupo, no es un verdadero cráter, sino una acumulación de bocas y chimeneas eruptivas, de conductos por los que se emanan vapores sulfurosos y de orificios freáticos (Sadlacek et al., 1982; Cronn y Nutmagul, 1982).

La roca de la base del domo está alterada por los flujos hidrotermales, lo que contribuye a la inestabilidad de ciertas partes de la estructura. Esta estructura

presenta un domo de lava en forma de cono truncado con techo plano, de más de 900 m de diámetro en la base, producto de la última erupción magmática registrada en la isla, en 1530. En el flanco S de la montaña hay muchos otros domos.

Se ha estudiado en detalle la cuenca volcánica andesítica de Féfé, de clima tropical húmedo (Charlier, 2008a; 2011), de 17 km^2. Consiste en andosoles permeables. Recibe una precipitación media de P = 4229 mm/a. Mediante una modelación de 6 parámetros, resulta una recarga R que vale R/P = 0,42, una escorrentía superficial ES/P = 0,27 y una evapotranspiración real ETR/P = 0,31. El coeficiente de escorrentía ES vale ES/P = 0,06±0,02 a 0,24± 0,04, según las condiciones de humedad del día antecedente. Domina la escorrentía hortoniana y por saturación sobre la escorrentía subsuperficial (*interflow*). Los cursos de agua son muy perdedores. La capacidad de infiltración es casi constante. El cultivo favorece la escorrentía. La cuenca contiene acuíferos superpuestos, en nubes ardientes y lavas que rellenan depresiones erosivas previas, y todo sobre un substrato antiguo muy alterado. Las nubes ardientes guían el flujo de agua. Las divisorias superficiales y subterráneas no coinciden por inversión del relieve. Los ensayos de bombeo indican una transmisividad hidráulica de T = 10 m^2/d, que es 10 veces mayor que la obtenida con ensayos de inyección. Los valores calculados de la conductividad hidráulica k, en m/d, son 0,24-4,6 (media 1,1 ± 1,1) para lapilli; 0,08-0,2 para nubes ardientes, 0,07-0,6 para lavas y 0,02-0,04 para brechas meteorizadas y lahares (Charlier et al., 2010). Las aguas subterráneas tienen <0,02 mg/L B y una relación Ca/Sr (mg/L) = 200-700 (Charlier et al., 2008b).

En el centro del lado occidental hay un área de manantiales termales que llegan a la ebullición (La Bouillante). Ha sido estudiada (Figura 8.3.3) para entender su funcionamiento y como paso previo a un posible aprovechamiento electrogeotérmico.

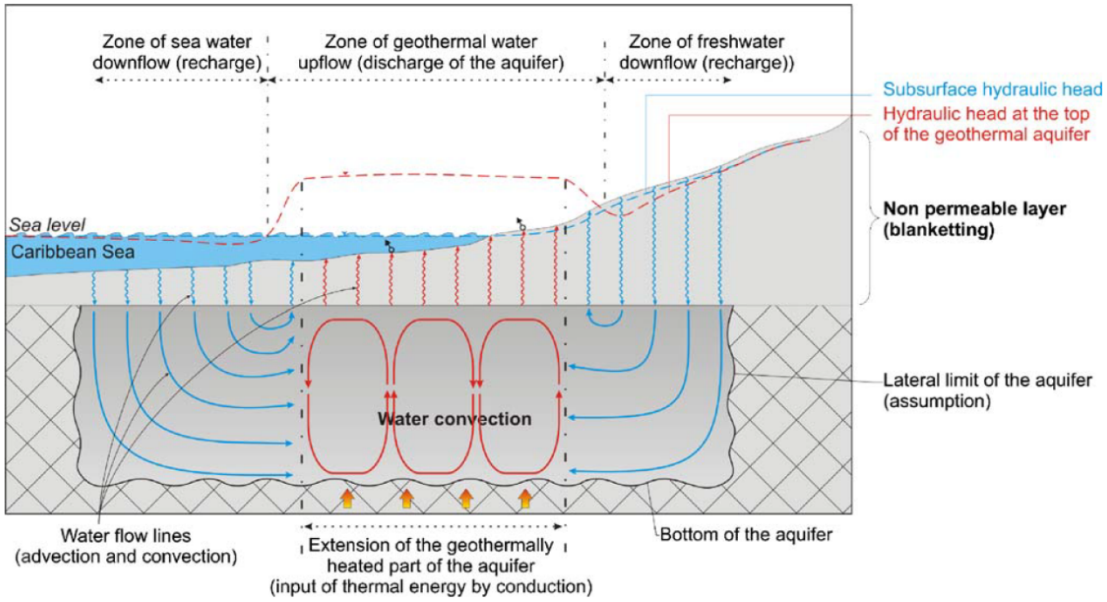


Figura 8.3.3 Distribución esquemática de los potenciales hidráulicos, líneas de flujo y áreas principales de descarga del acuífero geotérmico de La Bouillante en estado natural, sin recarga. Flechas: líneas de flujo de agua caliente (rojo) y fría (azul). Líneas amarillas: entrada de flujo de calor por conducción. Círculo negro con flecha: manantial térmico. Dibujo no a escala real de B. Aunay (Lachassagne et al., 2009).

8.4 Antillas Menores: La Martinica

La isla de la Martinica (*La Martinique*) tiene una superficie total de 1060 km², 65 km de largo y 27 km de ancho. Tiene unos 400.000 habitantes. Se divide en dos zonas. Una situada al N con volcanes recientes, como el Monte Pelé (1397 m snm) y los picos de Carbet (1196 m snm). El S es más suave, tiene vegetación menos abundante y clima más seco.

La isla tiene una precipitación media de P = 1500 a 5000 mm/a (hasta 400-500 mm/mes) debida a los vientos alisios, con efectos ciclónicos de julio a octubre, en que pueden caer cientos de mm en 24 horas (Lachassagne, 2006). La red hidrográfica es pequeña, con ríos cortos y régimen torrencial. La temperatura media es de 18-32 ºC. La recarga R se estima en R/P = 0,10-0,15. La densidad de drenaje es alta por fuertes pendientes y la existencia de una capa superficial de arcillas de alteración.

El volcanismo del arco insular de las Antillas es andesítico, con inicio en el Oligoceno y actividad que progresa de E a W y de S a N. La base es de hialoclastitas y coladas masivas submarinas que pasan a subaéreas con actividad estromboliana y domos de dacita. Hay episodios activos y otros de reposo en que hay sedimentación discontinua de carbonatos. Se trata de una cadena volcánica dominantemente submarina de 17-10 Ma, con sedimentos calcáreos. Las áreas más antiguas corresponden a las zonas volcánicas en el extremo S de la isla y hacia la península de La Caravelle hacia el E. Las hialoclastitas andesíticas son de facies primarias de caída directa, facies remodeladas y tobas y coladas, con diques de algunos m de espesor. En el Mioceno medio se encuentran 150 m de sedimentos calcáreos y basalto porfídico. La fase final es calcárea y de nubes ardientes de la primera emersión local. Existe un escudo basáltico antiguo de 20 km de diámetro y 884 m de altitud (Morne Jacob), con algunos pitones de más de 1000 m. Los materiales volcánicos más reciente son dacíticos y de coladas andesíticas.

La Montaña Pelada (*Montagne Pelée, Mont Pelé*) parte de coladas piroclásticas y lavas masivas, sigue con una caldera de hundimiento y nubes ardientes y actualmente, tras 6000 años de reposo, tiene erupciones plinianas. Es un estratovolcán de 15 km de diámetro, con sedimentos periféricos y manglares. El Mont Pelé, tuvo su última erupción en 1902, eyectando 0,3 km³ de material y cobrando la vida de 29.000 personas en 2 minutos.

La roca es fácilmente alterable. No hay acuíferos continuos (Charlier et al, 2011). Las fallas afectan al flujo (Vittecoq et al., 2015). Los basaltos fracturados y las hialoclastitas bajo sedimentos son poco permeables, con pozos de caudal medio Q = 30 L/s, a veces de sólo 1,5 L/s. La transmisividad media se evalúa en T = 500 m²/d para un espesor de 15-30 m. El acuífero de Morne Jacob está en lavas tableadas y fracturadas, con T = 50-100 m²/d; y Q = 10-15 L/s. Hay manantiales de hasta 50 L/s en pitones dacíticos. Los depósitos de nubes ardientes están mal o nada clasificados y sólo tienen algo de permeabilidad intersticial, de modo que es frecuente que actúen como un acuitardo de poco espesor. Los piroclastos son muy permeables si están poco alterados, con manantiales de hasta 60 L/s. En capas de baja permeabilidad hay manantiales de hasta varios L/s y ríos que ganan 100 L/s/km. Los depósitos de nubes ardientes tienen una transmisividad aproximada de 100 m²/d en espesores de15 m y unos 200 m²/d las pumitas y brechas (Lachassagne, 2006; Lachassagne y Maréchal, 2011).

La estructura se identificó mediante reconocimientos geofísicos TDEM con helicóptero (SkyTEM) y de intensidad magnética. La fracturación significativa del compartimento central incrementa la permeabilidad del acuífero. Los basaltos dentro de este compartimento son menos resistivos y más permeables que los basaltos fuera del mismo. Hay basaltos de >15 Ma que conservan buena permeabilidad a causa del efecto de terremotos y fallas, que se superpone a su permeabilidad primaria (Vittecoq et al., 2015).

La cuenca de la Rivière Capot, de 1397 m de altitud y que comprende la Montagne Pelée, fue estudiada en detalle por Mouret (1979). Consiste en un Complejo submarino de tobas de cemento calcáreo y coladas andesíticas y el Complejo continental de lavas andesíticas, pitones de dacita, piroclastitas, lavas andesíticas y aluviones recientes en la desembocadura. Sobre ellas están los depósitos de nubes ardientes, con grandes bloques andesíticos angulosos en una matriz arenosa, alternantes con materiales de erupciones de pumita, lahares y productos de remodelación y algunas turbas lacustres. Existe una capa de alteración de hasta 15-25 m, cortada por los barrancos, con mayor alteración cuanto más húmeda sea el área. Se forma un acuífero multicapa en que los piroclastos superiores alterados son acuitardos. Los depósitos de nubes ardientes tienen conductos verticales de emisión de gases o moldes de árboles. Están cortados por basaltos, que los drenan. Los depósitos plinianos en el cráter están muy poco erosionados. Son lapillis cubiertos por cenizas, con la parte más permeable en el centro, pero menos que los depósitos de nubes ardientes. Las coladas de pumitas son permeables si no están alteradas, pero son muy poco permeables si están alteradas. Los lahares están muy poco clasificados y son muy poco permeables si son recientes. Los depósitos de ladera son coluviones feldespáticos y piroclastos, a veces muy permeables, que se comportan como areniscas, y que pueden tener moldes de árboles. No sucede en los depósitos de nubes ardientes de muy baja permeabilidad, pues en ellas el árbol se carboniza y no se pudre. Las raíces grandes crecen preferentemente en materiales finos, que luego se colmatan. Los suelos están muy lavados, con escasos cationes intercambiables y abundante materia orgánica. El gradiente térmico es de 0,9-1,1 ^{o}C/100 m.

La lluvia es orográfica, se origina por los vientos alisios del E y es muy turbulenta e irregular. También llueve en la llamada época seca. La precipitación media P varía entre 1800 y 5000 mm/a. Las isoyetas no siguen curvas de nivel y tienen un gradiente medio de unos 300 mm/km. La aportación de estiaje es de 461 L/s/km^2. Se ha realizado un balance hídrico diario con el modelo MERO, de 21 parámetros. Se obtiene un umbral de escorrentía de 2,2-5 mm en terreno permeable y de 1,5-3 si es menos permeable. El coeficiente de escorrentía superficial vale 0,7-0,9. La interceptación superficial máxima es de 12-21 mm, la capacidad de campo es 55-180 mm y el contenido máximo de agua en el suelo es de 230-450 mm. Las rocas masivas dan menor caudal de base principal y son acuitardos; los piroclastos pasan de acuífero a acuitardo. Ajustando linealmente la recarga R con la precipitación P se obtiene que para valores mensuales en mm, R = 0,40P – 32 y R = 0,65P – 50 para toda el área considerada. Este buen ajuste mensual es debido a que en ninguno de los meses se produce déficit hídrico. Anualmente, en el lugar considerado:

Precipitación P = 4950-5024 mm/a

Evapotranspiración potencial ETP = 1220-1460 mm/a; ETP/P = 0,29

Evapotranspiración real ETR = 1050-1310 mm/a; ETR/P = 0,26; ETR/ETP = 0,86

Escorrentía: de base Eb/P = 0,26-0,33; hipodérmica Eh/P = 0,33-0,40; mínima 11-30 L/s/km^2; media 57-71 L/s/km^2.

Para la recarga profunda que sale de la cuenca R/P = 0,08 y la escorrentía de base mínima Eb/P = 0,11-0,30.

Se deducen los siguientes parámetros hidráulicos de conductividad hidráulica k, transmisividad hidráulica T y coeficiente de almacenamiento, S:

Aluviones T = 250-500 m^2/d; S = 0,02

Piroclastos fracturados T = 150 m^2/d; k= 130-6000 m/d

Depósitos de nube ardiente k = 180-430 m/d

Brechas andesíticas k = 130-1800 m/d.

El agua de la Rivière Capot es poco mineralizada, con conductividad eléctrica de 30-110 µS/cm a 500 m de altitud y 100-200 µS/cm a 100-200 m de altitud (Vittecoq et al., 2007).

En Martinica, la notable actividad agrícola, principalmente para el cultivo de la banana, es una fuente de contaminación. Se han determinado los tiempos de tránsito para evaluar la vulnerabilidad a la contaminación (Gourcy et al., 2009).

8.5 Referencias

Back, W. 1988. Region 26, West Indies. En: Back, W., Rosenshein, J.S., Seaber, P.R. (eds.), The Geology of North America, vol 0-2: Hydrogeology. The Geological Society of North America:

Charlier,J.-B., Cattan, P., Moussa, R., Voltz, M. 2008a. Hydrological behaviour and modelling of a volcanic tropical cultivated catchment. Hydrological Processes. 22, 4355–4370.

Charlier, J.-B., Cattan, P., Moussa R., Voltz, M. 2008b. Hydrogeological behaviour and modellling of a volcanic tropical volcanic catchment. J. Environ. Quality, 38: 1031-1041.

Charlier, J.-B., Lachassagne, P., Ladouche, B., Cattan, P., Moussa, R., Volte, M. 2010. Structure and hydrogeological functioning of an insular tropical humid andesitic volcanic watershed: a multidisciplinary experimental approach. Journal of Hydrology, 398(3-4): 155-170.

Charlier, J.-B., Lachassagne, P., Ladouche , B., Cattan, P., Moussa, R., Voltz, M. 2011. Structure and hydrogeological functioning of an insular tropical humid andesitic volcanic watershed: A multi-disciplinary experimental approach. Journal of Hydrology, 398: 155-170.

CIHS 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.

Cronn, D.R., Nutmagul, W. 1982. Volcanic gases in the April 1979 Soufrière eruption. Science, 216:1121-1123. 53

Custodio, E., Llamas, M.R. 1976/1983. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, Barcelona: 1-2350.

Darling, W.G., Davies, J., Hughes, A.G., Lounghlin, S.P.. MacDonald, A.M. 2008. Hydrodeology of an active volcanic island: Montserrat, West Indes. In: Hydrogeology of Volcanic Rocks. Actes Colloque Hydrogéologie 2008 CERD, Djibouti: 21-26.

Falkland, A. (ed.), Custodio, E. 1991. Guide on the hydrology of small islands. Studies and Reports in Hydrology, 49. UNESCO, Paris: 1–435.

Gourcy, L., Baran, N., Vittecoq, B. 2009. Improving the knowledge of pesticide and nitrate transfer processes using age-dating tools (CFC, SF_6, ^3H) in a volcanic island (Martinique, French West Indies). J. Contam. Hydrol., 108: 107–117.

Hemmings, B., Whitaker, F., Gottsmann, J. 2012. Initial investigations of the productive perched aquifers on the volcanic island of Montserrat. Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, California, Proc. TOUGH Symp.

Hemmings, B., Whitaker, F., Gottsmann, J., Hughes, A. 2015. Hydrogeology of Montserrat review and new insights. Journal of Hydrology: Regional Studies, 3, 1-30.

Jones, I.C., Banner, J.L. 2003. Estimating recharge thresholds in tropical karst island aquifers: Barbados, Puerto Rico and Guam. Journal of Hydrology, 278: 131-142

Lachassagne, P. 2006. Martinique. In: J.C. Roux (ed.), Aquifères et Eaux Souterraines en France, AIH-IAH – BRGM Editions, 1: 52-58.

Lachassagne, P., Blavoux, B., Livet, M. 2006b. Aquifères volcaniques. In: J.C. Roux (ed.), Aquifères et Eaux Souterraines en France, AIH-IAH – BRGM Editions, 1: 816-822.

Lachassagne, P., Marechal, J.C., Sanjuan, B. 2009. Hydrogeological model of a high-energy geothermal field (Bouillante area, Guadeloupe, French West Indies). Hydrogeology Journal, 17: 1589–1606.

Lachassagne, P., Marechal, J.-C. 2011. Les ressources en eau souterraine en contexte volcanique insulaire. Géosciences, BRGM, Paris, 14: 42-49.

MASE 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España: minería del agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Aqualogy y Cetaqua: 1-488. UPC, Barcelona. e-book, http://hdl.handle.net/2117/111272.

Mouret, C. 1979. Contribution à l'étude hydrogéologique d'un basin versant en milieu volcvanique tropical: rivière Capot (Martinique). BRGM, Dept. Hydrogéologie. 79SGN181HYD: 1-208 + annex. 5

Petit, V. 2006. Guadeloupe. In: J.C. Roux (ed.), Aquifères et Eaux Souterraines en France, AIH-IAH – BRGM Editions 2: 782-790.

RAEMIA 2019. Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España. Preparado por E. Custodio, con la revisión de J. Jódar y las contribuciones especiales de J.V. Giráldez y A. Sahuquillo, para la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), con el apoyo de SUEZ-España y CETAQUA: 1-1206. UPC, Barcelona, e-book, http://hdl.handle.net/2117/182282.

Ripepe, M., De Angelis, S., Lacanna, G., Poggi, P., Williams, C., Marchetti, E., ... Ulivieri, G. 2009. Tracking pyroclastic flows at Soufrière Hills volcano. Eos, Transactions American Geophysical Union, 90(27): 229-230.

SASMIE 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio para Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), SUEZ-España y Cetaqua: 1-852. UPC, Barcelona. e-book. http://hdl.handle.net/2117/111515

Scholl, M. A., Murphy, S.F. 2014. Precipitation isotopes link regional climate patterns to water supply in a tropical mountain forest, eastern Puerto Rico. Water Resour. Res., 50, doi:10.1002/2013WR014413.

Sedlacek, W.A., Heiken, G., Zoller, W.H., Germani, M.S. 1982. Aerosols from the Soufrière eruption plume of 17 April 1979. Science, 116: 1119-1121. 52

Vittecoq, B., Lachassgne, P., Lanini, S., Ladouche, B., Marechal, J.C., Petit, V. 2007. Elaboration d'un système d'information sur les eaux souterraines de la Martinique: identification et caractérisations quantitatives. Rapport BRGM-55099-FR: 1-87.

Vittecoq, B., Reninger, P.A., Violette, S., G. Martelet, G., B., Audru, J.C. 2015. Heterogeneity of hydrodynamic properties and groundwater circulation of a coastal andesitic volcanic aquifer controlled by tectonic induced faults and rock fracturing – Martinique island (Lesser Antilles – FWI). Journal of Hydrology, XXX: 1041-1059.

Voight, B., Sparks, R.S.J., Hammond., et al., 2010. Active source seismic experiment peers under Soufrière Hills Volcano. Eos, 91(28): 245-247.

Westercamp. J. 2006. Aquifères et eaux souterraines de la France. IAH. BGRM éditions. Paris

Young, S., Sparks, S., Robertson, R., Lynch, L., Aspinall, W. 1997. Eruption of Soufriere Hills volcano in Montserrat continues. Eos, Transactions American Geophysical Union, 78(38), 401-409.

Zack, A., Rodríguez Alonso, T., Román-Mas, A. 1986. U.S. Virgin Islands, ground-water quality. National Water Summary 1986. US Geological Survey Water Supply Paper 2325: 489-492.

Capítulo 9

Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico mediterráneo y europeo

Contenido: Se considera el área volcánica Mediterránea, principalmente la europea central y occidental, donde hay mayor información de contenido hidrogeológica disponible. Se sigue un orden de occidente a oriente. Se pone énfasis en el área central que corresponde esencialmente a Italia. Se da una mayor consideración al Macizo Central francés y se comenta el volcanismo alemán. La parte oriental se comenta sucintamente por disponerse de menos información hidrogeológica específica, aunque se aportan datos de Chipre y de Israel.

Notas generales

El objetivo de este informe-libro son los aspectos hidrogeológicos y relativos a las características y existencia de reservas y recursos de agua subterránea en las formaciones volcánicas. Otros aspectos no se consideran o se mencionan marginalmente.

No se realiza un inventario de formaciones e islas volcánicas, sino que se seleccionan y singularizan aquellas que aportan conocimiento orientado al objetivo. Otras situaciones se mencionan en las introducciones o se obvian.

Una parte significativa del contenido se basa en los informes MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019), disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua, y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología de los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

Esta monografía se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970, a lo que se añade la experiencia directa en determinados casos que se deriva de campañas y visitas detalladas y de trabajos de investigación y profesionales. Pero no se ha cubierto el panorama con búsquedas adicionales pare cubrir vacíos sobre aspectos o situaciones con escasa documentación disponible.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de los mismos o por sesgos por parte del redactor, aunque se ha tratado de compensar.

Las figuras se han tomado en buena parte de los documentos disponibles, con la calidad que tenían, que a veces es bastante deficiente, pero se han mantenido si aportan información relevante.

Muchas de las localidades mencionadas no están explícitamente identificadas o no figuran en la información gráfica. Los lectores las pueden localizar acudiendo a las fuentes electrónicas y documentales de información que son de uso común.

Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales. Se da la designación anglosajona o en otra lengua cuando aparecen por primera vez, cuando se ha creído relevante. En el breve glosario y lista de símbolos se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 9

9 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico mediterráneo y europeo

9.1 Contexto general y local

9.2 Mediterráneo Occidental

9.2.1 Consideraciones generales

9.2.2 Campo de Calatrava

9.2.3 Volcanismo del noreste de la Península Ibérica: La Garrotxa, La Selva y L'Empordà

9.3 Europa Occidental y Central

9.3.1 Contexto general

9.3.2 Macizo Central francés

9.3.3 Volcanismo alemán y centro-europeo

9.4 Mediterráneo Central

9.4.1 Consideraciones generales

9.4.2 Manifestaciones volcánicas de la Toscana

9.4.3 Manifestaciones volcánicas del Lacio

9.4.4 Manifestaciones volcánicas del Sur de la península italiana

9.4.5 Isla de Isquia

9.4.6 Volcán Etna en Sicilia

9.4.7 Mediterráneo Central: Islas Eolias

9.5 Mediterráneo Oriental

9.5.1 Consideraciones generales

9.5.2 Islas de los mares Jonio y Egeo.

9.5.3 Isla de Chipre

9.5.4 Mediterráneo oriental continental

9.6 Agradecimientos y créditos

9.7 Referencias

9 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico mediterráneo y europeo

9.1 Contexto general y local

Para las consideraciones hidrogeológicas de las formaciones volcánicas que se hacen en los Capítulos 6 a 11, se agrupan las distintas áreas geográficas insulares y continentales según se expone en la Sección 1.7 del Capítulo 1. No se incluyen las formaciones volcánicas continentales e insulares que son impermeables a efectos prácticos, salvo cuando condicionan el comportamiento de otras formaciones de interés hidrogeológico.

No se trata de un inventario, sino de una recopilación parcial de aspectos y resultados de interés hidrogeológico y de recursos de agua subterránea que, además de aportar conocimiento intrínseco, puedan ayudar a resolver otras situaciones que haya que afrontar, siempre considerando que cada caso es único, pero con situaciones análogas. La analogía supone un razonamiento previo cuidadoso. El que unas determinadas formaciones volcánicas estén o no comentadas específicamente es función de la información disponible, lo que guarda relación con la pluviosidad, densidad y ubicación de la población y sus actividades y con problemas de intrusión marina y de calidad del agua, además de la renta per cápita y la existencia de instituciones universitarias y de investigación.

En cada caso se aportan comentarios generales y luego detalles de casos de los que se tiene más información de carácter hidrogeológico y de recursos de agua subterránea, considerando los aspectos de cantidad y los de composición química y de calidad. Hay situaciones relevantes, pero que no han sido consideradas por no haber dispuesto de información suficiente, y otras en que la relevancia absoluta es menor, pero permiten derivar conocimientos útiles y generalizables.

En el área volcánica Mediterránea se considera principalmente la europea central y occidental, donde hay mayor información disponible Figura 9.1.1). Se sigue un orden de occidente a oriente. En el ámbito occidental que corresponde a la Península Ibérica, únicamente se singulariza al Campo de Calatrava, en la región de la Mancha, en el centro, y en especial la que corresponde al NE en la provincia de Girona. Otras situaciones sólo se mencionan. Se pone énfasis en el área central que corresponde esencialmente a Italia, que, aparte de comentarios generales, singulariza la parte de la Toscana, en el centro, la de Campania-Nápoles en el S, la del volcán Etna en Sicilia y las Islas Eólias en el Mar Eólio inmediato a Sicilia. La parte insular griega de los mares Jonio y Egeo se trata más sucintamente a pesar de su importancia histórica y práctica, ya que los problemas dominantes son los de intrusión marina en relación con formaciones de carbonatos, cuando están presentes. Se da una mayor consideración al Macizo Central francés y se comenta el volcanismo alemán, principalmente el de Eifel.

La parte oriental se comenta más sucintamente por disponerse de menos información hidrogeológica, aunque se aportan datos de Chipre y de Israel. Otras situaciones son sólo comentadas.

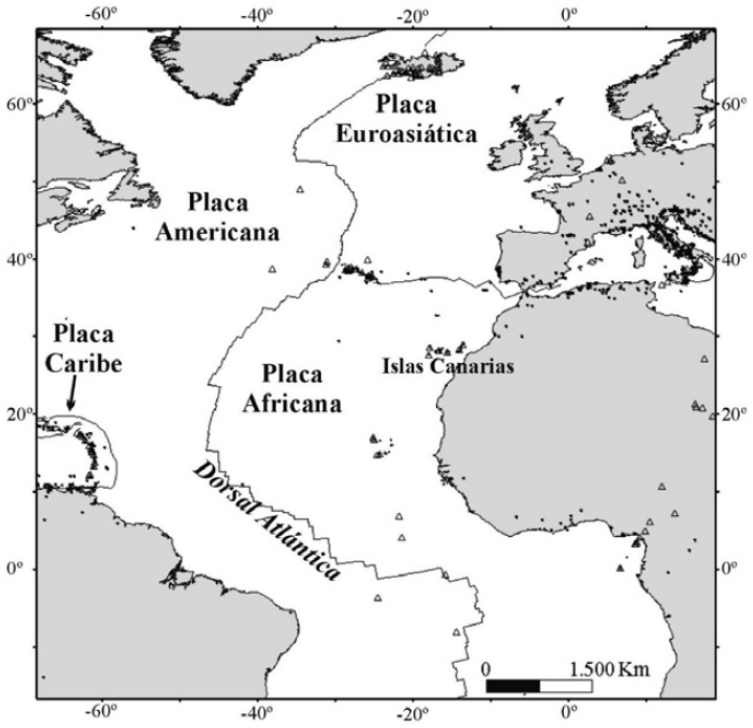


Figura 9.1.1 Volcanes activos en el Mar Mediterráneo Occidental.

9.2 Mediterráneo Occidental

9.2.1 Consideraciones generales

El Mediterráneo occidental hace referencia principalmente a la Península Ibérica y dentro de esta a la parte española. El antiguo volcanismo pérmico-triásico de la franja de subducción de la placa africana e ibérica cruza la Península Ibérica por el Sur, de W a E. Es una de las mayores mineralizaciones metálicas a nivel mundial (hoy casi agotada), allí donde no ha sido erosionada. Contiene vulcanitas que so impermeables a efectos prácticos. Las vulcanitas de los Pirineos también son formaciones casi impermeables, salvo fracturas y partes meteorizadas. Las formaciones volcánicas de Portugal, como las próximas a Lisboa, que forman parte de los grandes derrames mesozoicos de la apertura del océano Atlántico, son de baja permeabilidad y su papel hidrogeológico es mayormente irrelevante o mal conocido, lo mismo que al otro lado del océano. Hay vulcanitas asociadas al Keuper (Triásico) en diversos lugares, pero en general no son relevantes hidrogeológicamente, incluyendo las que están localizadas en el lado oriental de la Serra de Tramontana de la isla de Mallorca, en el Pérmico de Greixer, en el Pirineo axial de Barcelona (Puga y Fontboté, 1979) y en el Ordovícico de Sant Llorenç del Munt, en la Cordillera Prelitoral catalana, en la provincia de Barcelona (Ubach y Santamaría, 2007).

En lo que sigue se consideran dos áreas volcánicas cenozoicas y cuaternarias: Campo de Calatrava (Ciudad Real) y Empordà-La Garrotxa (Girona). Hay diferentes manifestaciones volcánicas menores, algunas jóvenes, aunque no históricas, de pequeña entidad, en especial a lo largo del lado mediterráneo, donde hay movimientos tectónicos. Tales son, por ejemplo, los pequeños volcanes del Campo de Cartagena-Mar Menor (Murcia), de Cofrentes (Valencia), de Vandellós (Tarragona) y de las islas Columbretes (Castelló). Véase la Figura 9.2.1-1 para la localización general y la Figura 9.2.1-2 para el volcanismo de Almería y Murcia, en especial del Cabo de Gata. No tienen relevancia hidrogeológica más que la presencia de algunos manantiales menores o se carece de datos. El volcanismo reciente ha sido inventariado por Ancochea (1983) y referenciado por Araña Saavedra y López Ruiz (1984).

Las Islas Columbretes son volcánicas, sobre un substrato profundo metamórfico paleozoico (Cañada Guerrero, 1971). Se trata de un conjunto de pequeñas islas, islotes y peñones, que forman grupos. La pluviometría media es de 265 mm/año (GV, 1989). No se dispone de información hidrogeológica.

Otras formaciones volcánicas se encuentran en el Norte de África, principalmente en Marruecos y en las ciudades autónomas españolas de Ceuta y Melilla, situadas en el litoral del N de África. Aparecen afloramientos basálticos transfronterizos que forman parte de las manifestaciones de materiales volcánicos del lado septentrional del Atlas. Son poco conocidos hidrogeológicamente, con algunos manantiales pequeños y algunos pozos. Han sido reconocidos por el IGME, principalmente para la preparación de los correspondiente Planes Hidrológicos. Ceuta tiene una extensión de 20 km^2, una precipitación media de 585 mm/a, una evapotranspiración potencial de 800 mm/a y una temperatura media de 16,6 ^oC. Los recursos naturales se evalúan entre 0,5 y 1 hm^3/año y se destinan a usos ecológicos. Melilla tiene una extensión de 24 km^2 y una

precipitación media de 351 mm/a y unas aportaciones naturales medias totales de 14 hm³/a. Se calcula una recarga media de 70 mm/a, con 3,1 hm³/a para los materiales volcánicos.

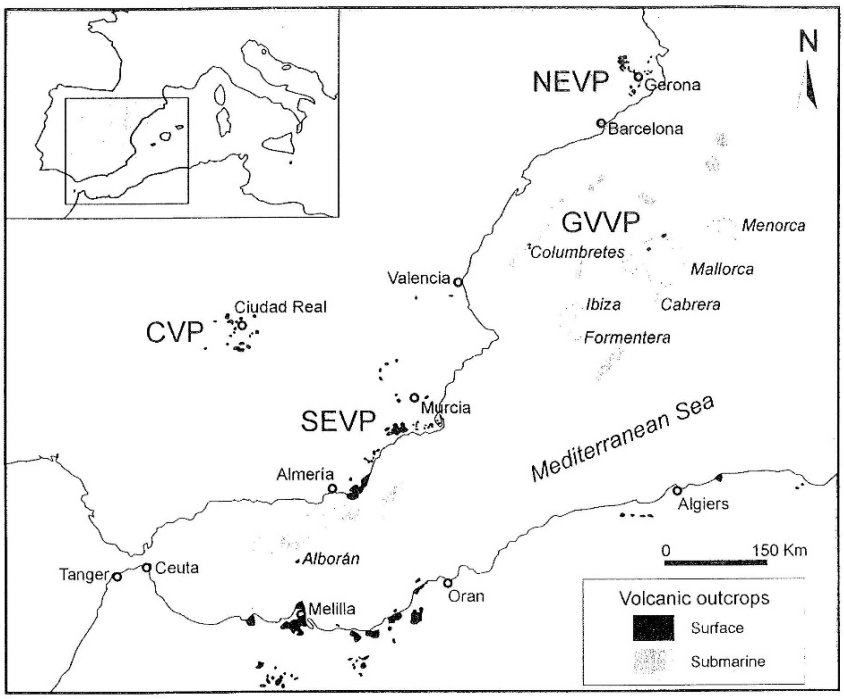


Figura 9.2.1-1 Afloramientos volcánicos en el Mediterráneo Occidental y la Península Ibérica.

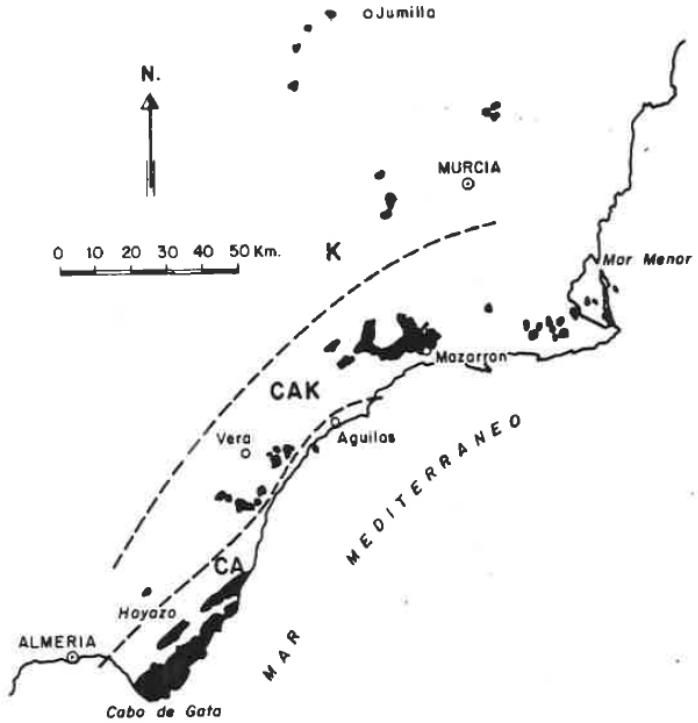


Figura 9.2.1-2 Distribución de los principales afloramientos de rocas calcoalcalinas (CA), calcoalcalinas potásicas (CAK) y ultrapotásicas (K) en el SE de España. Modificado de Rodríguez Badiola-1973, en Araña Saavedra y López Ruiz (1984).

9.2.2 Campo de Calatrava

El Campo de Calatrava está en el centro de la Península Ibérica, en la Mancha, provincia de Ciudad Real (Figura 9.2.1-1). En 2700 km² contiene unos 300 pequeños edificios volcánicos en 14 subcuencas hidrográficas. Es debido al volcanismo intraplaca alcalino-máfico, en parte hidrovolcánico, iniciado hace 8,6 Ma y con la última actividad hace 6 ka. La base consiste en pizarras y un aluvial distal, del Mioceno superior-Pleistoceno inferior, de 25-30 m de espesor. La parte volcánica consiste en conos piroclásticos estrombolianos, coladas basálticas, depósitos freatomagmáticos, coladas piroclásticas, cenizas, bombas y lapillis. Hay lutitas rojas con margas, arenas y calizas, desde el Plioceno, de hasta 70 m de espesor entre los edificios volcánicos. Se han formado lahares con hasta 100 m de sedimentos (Cebriá y López-Ruiz, 2010; González-Cárdenas et al., 2010). Estos sedimentos se han utilizado para estudios paleoclimáticos (Vegas et al., 2004). El maar de Fuetillejo, que es temporal, tiene un diámetro interior 0,45-0,25 km y exterior de 1,4 km.

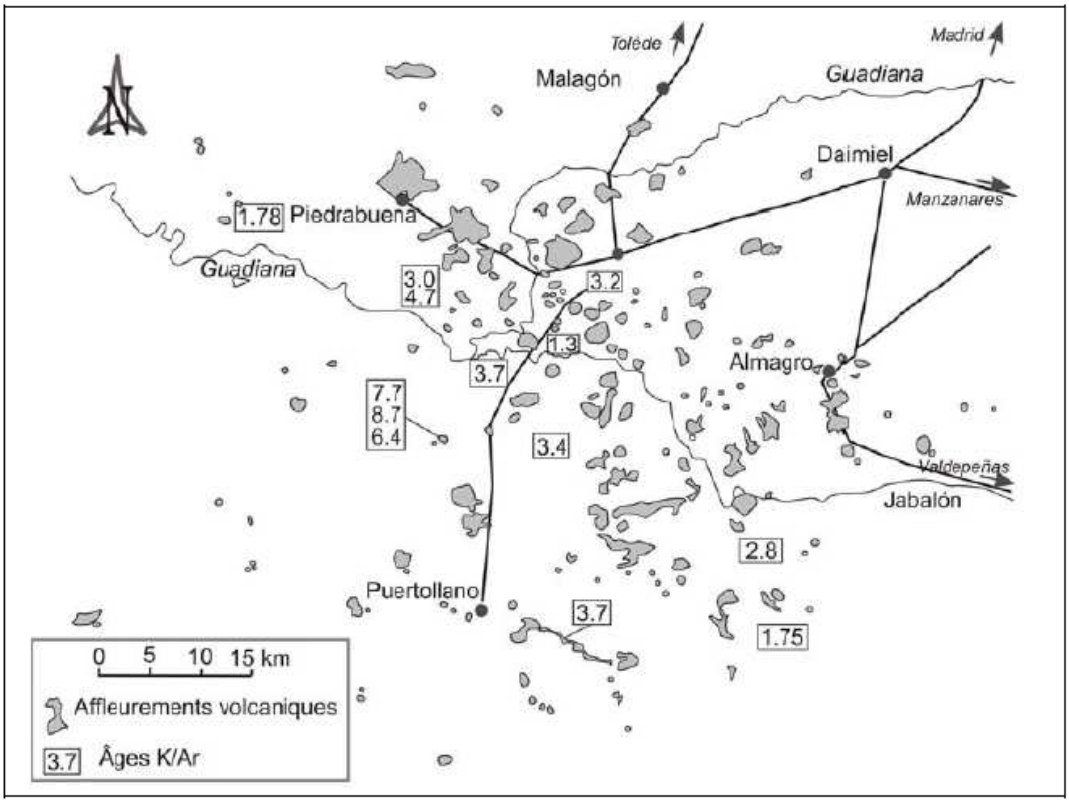


Figura 9.2.1-1 Principales afloramientos volcánicos del Campo de Calatrava, según Ancochea-2004, en Pulido-Bosch y Benítez (2008). Las cifras son las edades de las lavas, en Ma.

Hay >100 manantiales de caudal muy variable y algunos hervideros con salida de CO_2 y agua con una conductividad eléctrica de 5 a 7 mS/cm y con alto contenido en Fe y Mn (Pulido-Bosch et al., 2008). La emisión de CO_2 varía desde imperceptible a 324 kg/m²/d.

Los ensayos de bombeo en pozos indican una transmisividad T = 100-130 m²/d, que en las formaciones volcánicas puede llegar hasta 3000 m²/d (Benítez-Navió y Pulido-Bosch, 2010).

En julio de 2000, durante la perforación de un pozo de 200 m de profundidad, al atravesar una capa de baja permeabilidad se produjo una repentina y violenta salida de agua y CO_2, que duró 175 días, con una presión de surgencia inicial de hasta 60 m de columna de agua. El agua era cálcica-magnésica, con 57,4 mg/L de Fe y 5,5 mg/L de Mn.

9.2.3 Volcanismo del noreste de la Península Ibérica: La Garrotxa, La Selva y L'Empordà

Las mayores manifestaciones volcánicas recientes de la Península Ibérica, aun siendo moderadas, están en el NE, en la provincia catalana de Girona, en diversas localidades y con varias manifestaciones de aguas ricas en CO_2. Estas manifestaciones pueden considerarse parte de la actividad magmática debajo el mar Tirreno-Balear, que son mucho mayores en el lado italiano. El espesor cortical es >30 km.

Las edades más antiguas de este volcanismo son <0,5 Ma para el de Brugent-Olot (Garrotxa), 8,0 Ma para el Baix Empordà, 5,0 Ma para el de Massanet, 1,99 Ma para el de L' Hostalric, 2,5 Ma en Sant Corneli, en la Cordillera litoral, y 5,12 Ma en Caldes de Malavella.

La comarca de la Garrocha se halla situada en el NE de Cataluña, entre el Alto Ampurdán y el Ripollés, provincia de Girona. Se subdivide en dos partes bien diferenciadas: Alta Garrotxa, con un paisaje abrupto, de estrechos y profundos valles rodeados de altos riscos y paredes de roca, y Baja Garrotxa, suave y húmeda, con valles llanos por efecto de la actividad volcánica. En la Garrotxa se identifican casi 50 centros eruptivos en 27 km^2 en torno de Olot, con coladas hasta >12 km, que se extienden por el valle tectónico del rio Sert (volcanes Croscat, Santa Marguerida, Roca Negra y otros) y otros dispersos en afluentes al valle del río Ter: río Brugent, Riera de Llèmana y Riera de Adrí (Vinyals, 1979). Se tiene una gran uniformidad magmática basáltica, con rápida llegada del magma a la superficie, excepto el episodio traquítico de Vilacolum. Parte de los volcanes se describen en Bach (2010) y las Figuras 9.2.3-1, 9.2.3-2, 9.2.3-1 y 9.2.3-4 muestran su aspecto. La génesis del volcán de la Closa de Sant Dalmai y su mar se describe en Martí el al (1986).



Figura 9.2.3-1 Vista lateral del cono de lapilli del volcán El Croscat.



Figura 9.2.3-2 Vista aérea del conjunto volcánico de La Garrotxa.



Figura 9.2.3-3 Vista del cráter del volcán Montsacopa, en la Garrotxa, de unos 100 ka de edad, de tipo estromboliano, con erupción suave al inicio y luego violenta al evolucionar hacia freatomagmática.



Figura 9.2.3-4 Coladas basálticas que fluyeron y obstruyeron el valle del río Fluviá en Castellfullit de la Roca, hasta ser cortadas por la erosión fluvial posterior.

La estructura vulcano-geológica se puede identificar bien mediante perfiles de refracción sísmica, ya que las formaciones volcánicas son más lentas sónicamente que los sedimentos debajo, pero más resistentes en los sondeos eléctricos verticales (Gallart et al., 1991). En el entorno de Olot-Castellfullit de la Roca, el Servicio Geológico de Obras Públicas hizo un reconocimiento con sondeos para definir las estructuras a lo largo del valle del río Fluvià (Figura 9.2.3-5) y el funcionamiento hidrogeológico (Figura 9.2.3-6).

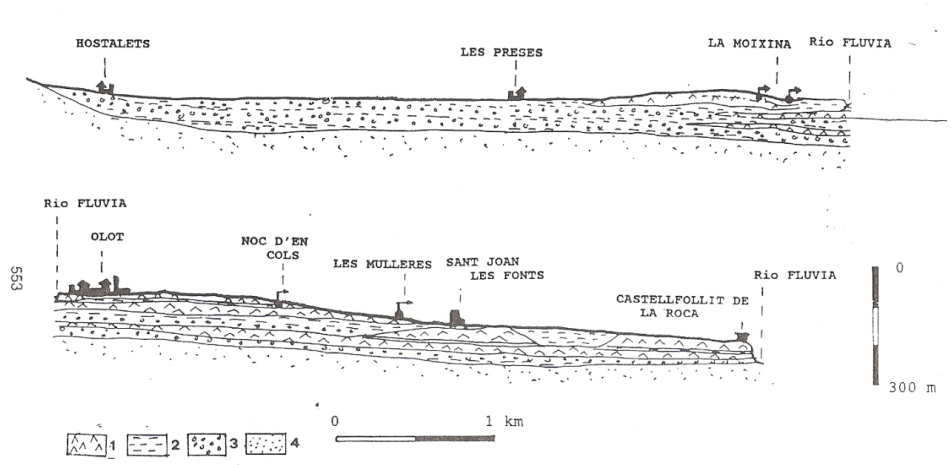


Figura 9.2.3-5 Corte esquemático (en dos partes) a lo largo del río Fluviá (Martínez Parra, 1995). 1: materiales volcánicos cuaternarios (lavas basálticas o basaníticas), materiales detríticos cuaternarios finos (2) y gruesos (3), 4: basamento eoceno.

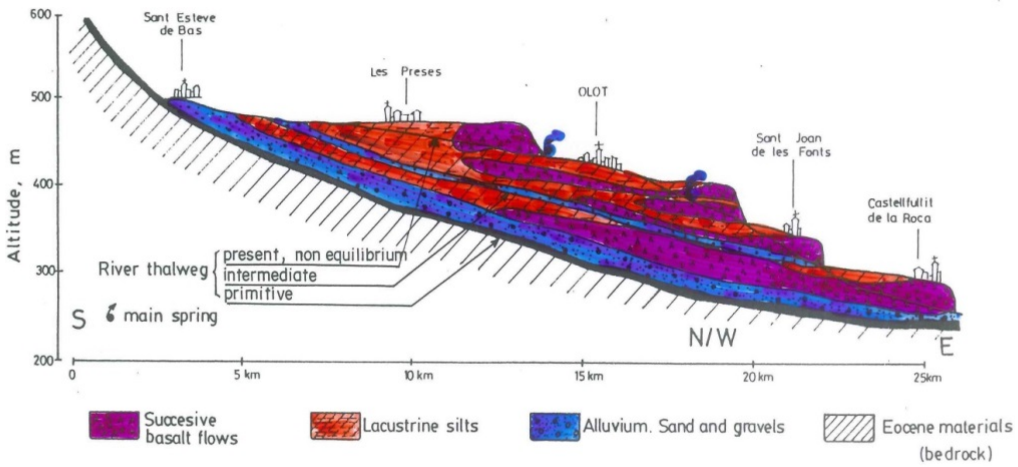


Figura 9.2.3-6 Coladas volcánicas, depósitos volcanoclásticos y sedimentos lacustres y fluviales, en la Vall del Fluvià, Olot, Girona. Las coladas de lavas basálticas han cerrado en varias ocasiones el valle, al crear presas naturales, hasta su destrucción posterior por vertido por coronación y la erosión subsiguiente. Bajo el punto de vista hidrogeológico, existe una combinación compleja entre terrazas aluviales muy permeables (azul), coladas volcánicas de permeabilidad media a notable (morado) y sedimentos lacustres temporales poco permeables (rojo) (Fayas Janer y Doménech Arnau, 1974).

En diversos pozos en basaltos en Olot, con nivel freático profundo, se observan notables corrientes de aire hacia el exterior (*bufadors*), de modo que en verano resulta fresco (unos 15-16 °C) y se utilizaron para conservar alimentos (Fayas Janer y Doménech Arnau, 1974).

9.3 Europa Occidental y Central

9.3.1 Contexto general

La Figura 9.3.1 muestra la ubicación del volcanismo europeo central y occidental

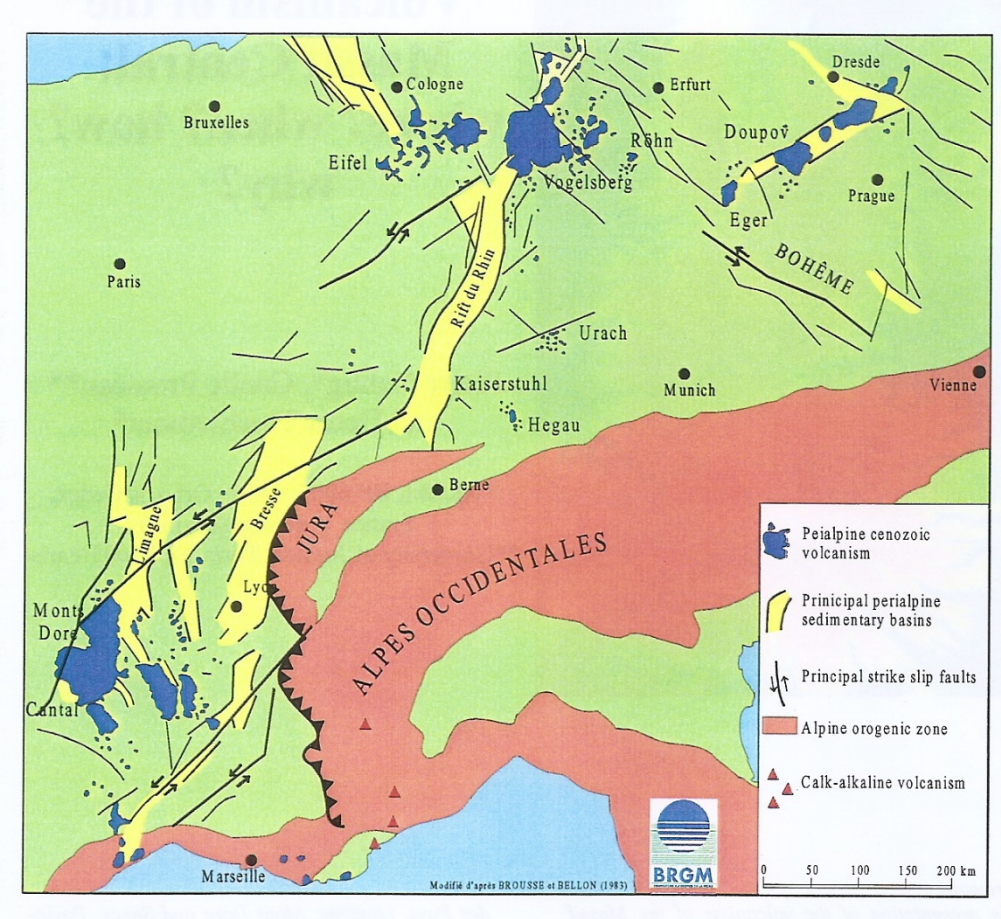


Figura 9.3.1 Ubicación del volcanismo europeo central y occidental. Mapa de las principales provincias volcánicas cenozoicas de Europa Occidental y Central y su relación con las cuencas sedimentarias peri-alpinas (Nehlig et al., 2003).

9.3.2 Macizo Central francés

El Macizo Central francés está en la región de Auvernia (*Auvergne*), con 26.000 km^2. La parte volcánica está en una meseta de 35 km x 15 km y altura media de 700 m y máxima de 1555 m. La precipitación media de Auvernia es de 500-2100 mm/a, que en la Chaîne des Puys es de 700-1200 mm/a, 1200-1800 mm/a en Mont Dore y 1000-1400 mm/a en la meseta. Es un área relativamente poco poblada, montañosa y sin problemas de agua significativos. La Figura 9.3.2 muestra la ubicación de las distintas áreas en Francia.

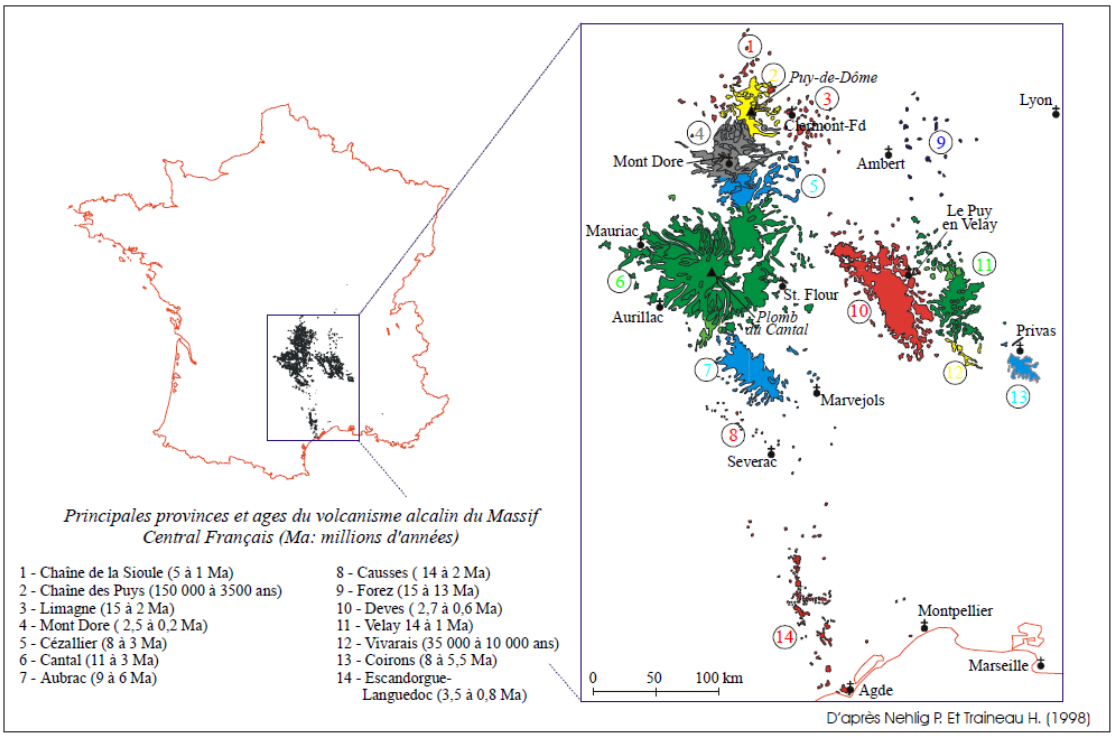


Figura 9.3.2 Ubicación de las distintas áreas volcánicas pliocuaternarias en Francia (Nehlig et al., 2003).

El volcanismo del Macizo Central francés es intra-placa (de punto caliente). Comprende la Cadena de los Puys, volcanes de Limagne, Mont Dore, Sancy, unidad Pavin-Montchal (la más joven, cuaternaria, traquítica, con lagos), Cézallier, Cantal (el mayor volcán en Europa), Velay con las cuencas de Puys-en-Velay y Meseta de Devés (maar de Sauvetat de 800 m de diámetro y 70 de profundidad) y Velay oriental, Coirons, Aubrac y Aubrac-línea volcánica de Cap d'Agde.

Se trata de conjuntos volcánicos dominantemente basálticos, sobre formaciones continentales, formados en un tiempo corto. Existen numerosos edificios volcánicos al W y SE, que culminan a 1884 m en Ouy de Sancy. Forman una cadena de volcanes alineados. Cada edificio es de sólo una erupción (Boivin et al., 2004). Las coladas son basálticas hawaiianas, con espesor hasta 200 m, conos de escorias y 10 maares (Dupuit y Livet, 2006). Están sobre un zócalo antiguo de rocas metamórficas, gneises y micaesquistos con intrusiones de granitos. El volcanismo se concentra en las áreas de: 1.- Limagne, de intrusión de magmas a través de margocalizas, lo que origina el relieve invertido de la meseta basáltica de Gergorie; 2 Cantal, con lavas, cineritas, muchas brechas y estratovolcanes de >1000 m de altitud: Velay, Cézallier, Aubrac, Déves (Volay W) y Mont Dore y 3.- Cadena de los Puys, al W, del Cuaternario, con 80 volcanes de hasta 7 ka, con lavas y cenizas. Los lahares tienen matriz arcillosa y son muy poco permeables. A veces hay grandes fisuras de enfriamiento (centimétricas a decimétricas) en lavas básicas. Las lavas ácidas tableadas tienen alta permeabilidad en las brechas de techo y base (Lachassagne et al., 2006; Moussu, 2006). Las edades de las distintas áreas volcánicas es la que muestra la Figura 9.3.3.

En el Puy de Louchadiére-Mont Dore se perforó una galería de 1827 m de longitud en basaltos, hasta el contacto a 72 m de profundidad de una colada de basalto con el granito subyacente, con un caudal variable estacionalmente de 40 a 140 L/s (Drogue, 1988).

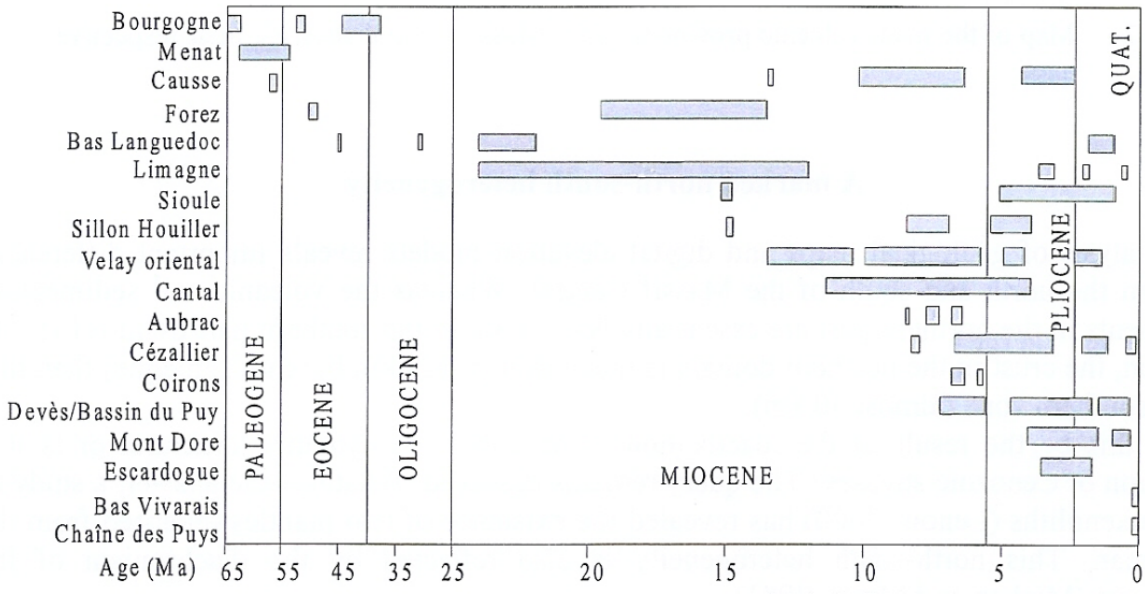


Figura 9.3.3 Edades de las principales provincias volcánicas del Mazizo Central francés (Maury y Varet-1989, en Nehlig, 2001).

Mont Dore, de 600 km^2, son 3 estratovolcanes coalescentes de hasta 4 Ma (Mont-Dore, Aiguillier y Sancy, que es el más reciente), sobre 600 km^2, de cientos de m de espesor, de traquitas y basaltos, con intrusiones de traquitas, fonolitas y riolitas (Roux, 2006). Dominan las brechas, cenizas, coladas y pumitas, con intercalaciones sedimentarias delgadas intercaladas. Las pumitas son impermeables y las coladas traquiandesíticas permeables. Hay muy numerosos manantiales de 1 a decenas de L/s y >10 L/s/km^2 (315 mm/a). Es uno de los mayores volcanes europeos. La Figura 9.3.4 es un esquema de la evolución magmática del Mont-Dore.

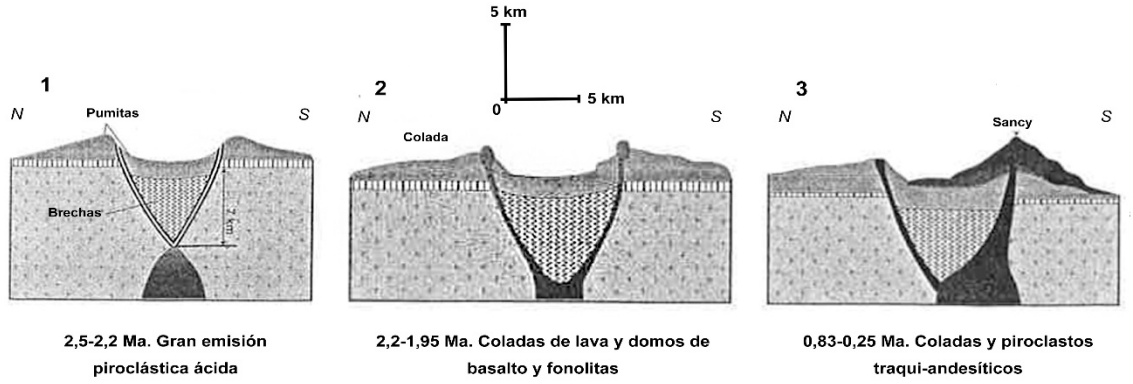


Figura 9.3.4 Evolución magmática del Mont-Dore, Auvernia, Macizo Central Francés: 1.- Gran reservorio magmático de unos 10 km de diámetro; 2.- Reservorio magmático limitado a las fallas periféricas de la caldera; 3.- Rejuvenecimiento.

El Déves (Velay W), de >5Ma, son tableros basálticos (Lachassagne et al., 2006) sobre granito, que borran el relieve anterior, con maares y un espesor de cientos de m. Las formaciones son permeables superficialmente, en especial en los conos. Hay manantiales de decenas de L/s (Livet, 2006).

Al N de lo anterior, en una banda N-S de 30 km y 3-4 km ancho, sobre granito al N, hay 75 volcanes de 9,0-3,5 Ma, sobre lavas anteriores al S (Sancy, Cézellier, 4 volcanes). Son edificios independientes, de una única erupción, con intervalos de 20 ka. Los conos son asimétricos, las coladas rellenan valles con espesores >100 m y desbordamientos finales. El magma es basáltico. Los magmas traquíticos dan domos y agujas y producen nubes ardientes con coladas de cenizas, gravas y bloques, en gas caliente a 600-900 ºC. Los piroclastos son muy permeables. Hay manantiales poco variables y ríos de hasta 500 L/s. Los freatovolcanes básicos o ácidos dan maares de centenares de m de diámetro y profundidades de decenas de m. El agua subterránea puede fluir a velocidades de hasta decenas de m/h por drenes privilegiados. Existe una galería de 685 m de longitud que capta 170 L/s y la galería de Bouchadyère, de 1827 m, en una colada basáltica, que capta 50-60 L/s (Livet, 2006).

Los Montes de Cantal (macizo volcánico de Cantal) es un gran estratovolcán, con inicio hace 13,7 Ma, pico de actividad hace 9 Ma y duración hasta hace 2 Ma (Nehlih et al, 2001). Ocupa 2700 km^2. Es el mayor estratovolcán europeo, de altitud máxima de 1855 m, en general por encima de 1000 m, con forma de cono achatado de 60 km x 70 km en la base. Está modelado por valles glaciales radiales. Hay 150 conos, que están erosionados. Las coladas son muy planas. Hay lagos circulares y turberas residuales de maares. El zócalo es de granito y de formaciones metamórficas con sedimentos del Eoceno-Mioceno. Volcanismo de 6-0,6 Ma, dominantemente traqui-andesítico y espesor de <100 m, hasta 800 m. Basaltos alcalinos sódicos en bloques y columnatas, con intercalaciones fluviolacustres. Hay coladas piroclásticas, coladas en bloques, lahares y avalanchas de detritos. A grandes rasgos, en la parte central dominan los depósitos de nubes ardientes y las coladas en bloques (autobrechas). Al alejarse dominan las coladas de detritos, que pueden tener recorridos de hasta 40 km. El volumen actual es de casi 400 km^3, con 245 km^3 de domos fonolíticos coetáneos, 245 km^3 de cuerpos de avalanchas de detritos y un total de 385 km^3 de materiales volcánicos (Nehlig et al., 2001). La altitud pudo llegar a 3000 m. La Figura 9.3.5 es el modelo conceptual del desarrollo del estratovolcán de Cantal y su piedemonte de lahares y avalanchas de detritos. La precipitación media es de 800-1000 mm/a. El conjunto se puede asimilar a un castillo de agua con grandes manantiales periféricos, con flujo del agua subterránea por encima del zócalo. La permeabilidad reside en las fisuras de coladas, escorias, conos de escorias y rellenos de maares (Dupuit y Livet, 2006).

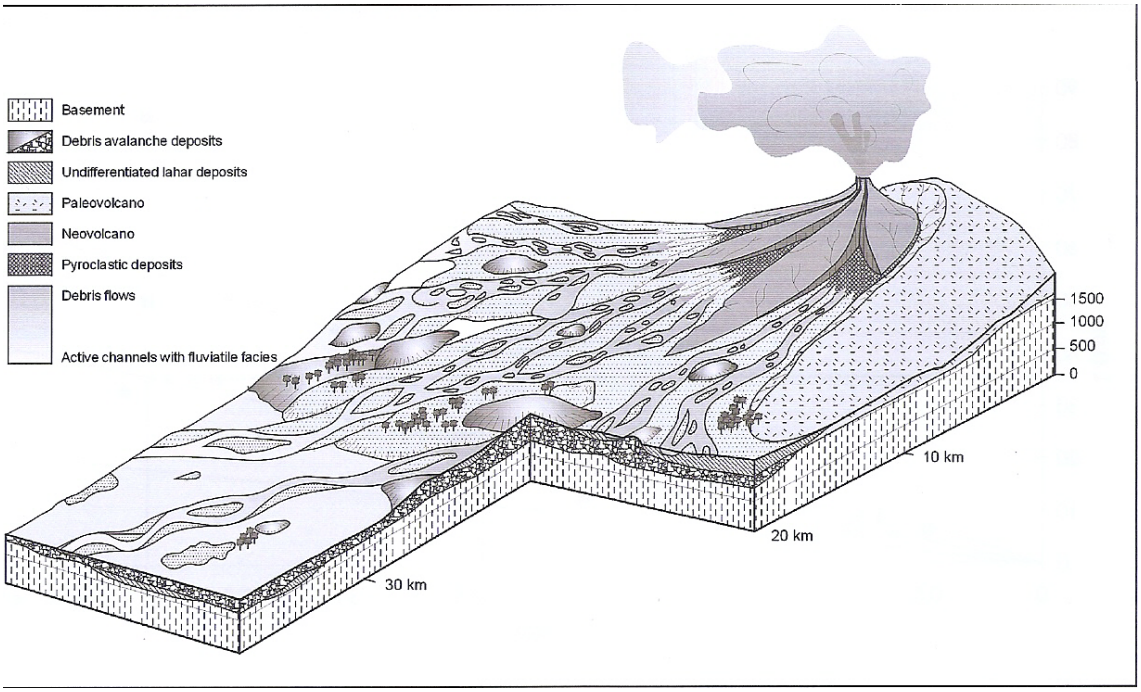


Figura 9.3.5 Modelo conceptual que muestra el desarrollo del estratovolcán de Cantal y su piedemonte de lahares y avalanchas de detritos. Tras el colapso se edificó un nuevo volcán que de nuevo proporcionó un extenso piedemonte de lahares. Sucesión de varias fases de construcción con coladas, nubes ardientes, lahares e intrusiones y de destrucción con avalanchas de detritos en un periodo corto entre 8,5 y 6,8 Ma (Nehlig et al., 2001; 2003).

La Cadena de los Puys (*Chaîne des Puys*) corresponde al volcanismo del Pleistoceno Superior y Holoceno, de ⩽80 Ma (Bertrand et al., 2007), sobre granitos y gneises hercínicos (Lachassagne et al., 2006; Moussu, 2006), que están afectados por fallas. La Figura 9.3.6 es un bloque diagrama de la meseta de los Dômes, que muestra las relaciones entre el basamento, el volcanismo de la Chaîne des Puys y las cuencas sedimentarias. El área está cubierta por coladas basálticas que rebosan por valles hacia el SE y reciben infiltración fluvial. Abundan las tobas volcánicas no saturadas (lapilli y escoria) en conos de traquibasalto. La recarga es importante en los conos de cinder de 1-2 km diámetro y 50-500 m altura. El medio es no saturado, con agua en la base y algunos acuíferos colgados. Casi no hay escorrentía directa. En una colada de 400-2000 m ancho y 8000 m longitud se han realizado estudios mediante una galería drenante. Se observa un efecto de memoria plurianual de hasta 15 meses, en especial en los conos, sin clara relación precipitación-caudal. Localmente, la cobertura es de 95% de árboles de hoja caduca con 20% de interceptación de mayo a agosto y un gradiente altitudinal medio de precipitación de 55 mm/a cada 100 m de altitud. El agua se destina a abastecimiento. El gradiente isotópico altitudinal del $\delta^{18}O$ se evalúa en -24‰/100 m en las coladas de Blanzat y en -10‰/100 m en la colada de Saint Vincent, en la que hay dos acuíferos.

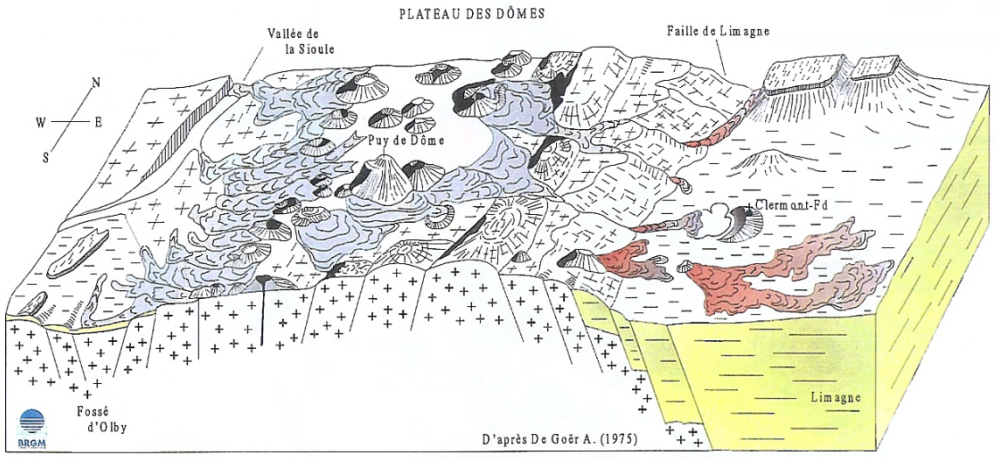


Figura 9.3.6 Bloque diagrama de la meseta de los Dômes, que muestra las relaciones entre el basamento, el volcanismo de la Chaîne des Puys y las cuencas sedimentarias (Nehlig et al., 2001).

En el Velay oriental hay pitones fonolíticos y pequeñas mesetas basálticas de 11,5-8 Ma, con traquitas y fonolitas y lavas sobre capas rojas, sobre zócalo granítico y conos aislados. La precipitación es de 900-1200 mm/a, hasta 4000 mm/a en la cumbre de 1765 m. La producción de agua es variable, en torno a 2-3 L/s/km^2 (60-90 mm/a) (Livet, 2006). Algo similar puede decirse de los valles de l'Allier y de la Dore (D'Arcy y Livet, 2006).

Dado que los manantiales y captaciones de agua subterránea del Macizo Central se destinan al suministro humano y que en el área hay una creciente agro-industria, se ha estudiado la vulnerabilidad de las formaciones volcánicas jóvenes a la contaminación por fracturas, discontinuidades y rasgos de alta permeabilidad. En el sistema volcánico de Argnat, Chaîne de los Puys, se inyectó una solución de ioduro. Domina el transporte advectivo (alto número de Péclet Pe). La llegada del trazador es multimodal, con alta, media y pequeña dispersión longitudinal. El medio se comporta similarmente a uno fisurado, con algo de interacción con una matriz de porosidad eficaz <1%. Las coladas de lava son vulnerables a la polución puntual, pero las capas escoriáceas entre roca masiva amortigua rápidamente la contaminación por dilución y largo tiempo de tránsito (Bertrand et al., 2015).

En el Macizo Central hay algunos manantiales con influencia volcánica, principalmente alta temperatura y aporte de CO_2 (Michard et al., 1981; Schoeller y Schoeller, 1979).

9.3.3 Volcanismo alemán y centro-europeo

En Alemania hay volcanismo reciente (Figura 9.3.7). El área principal es la de Eifel.

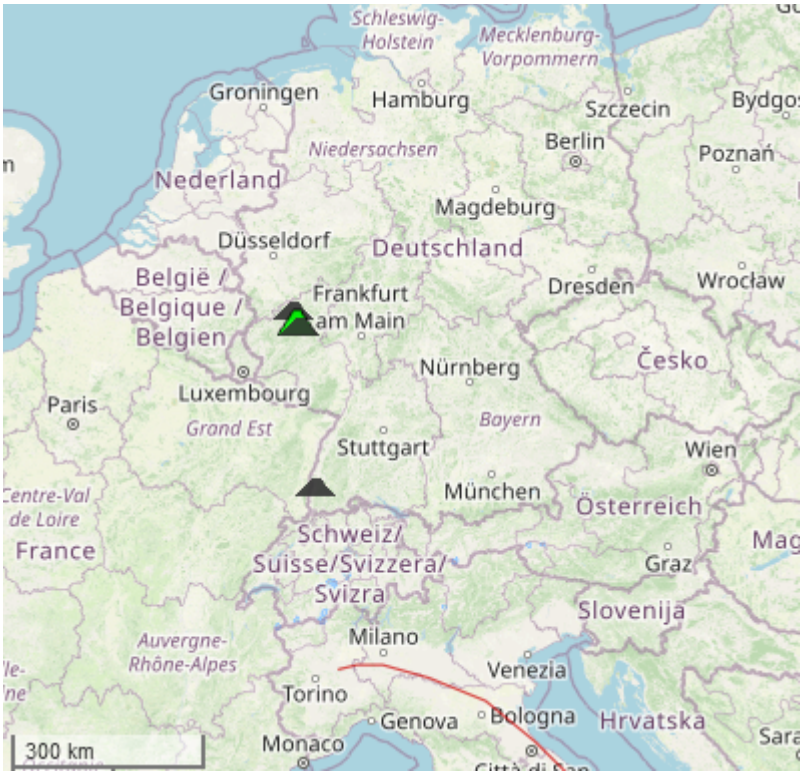


Figura 9.3.7 Áreas volcánicas en Alemania.

Eifel es la región volcánica situada al W de Alemania, en los estados de Renania del Norte-Westfalia y Renania-Palatinado. Geológicamente pertenece a la provincia volcánica cenozoica de la Europa Central. Hay indicios de que puede existir un penacho de manto activo a 400 km de profundidad, que provoca un ascenso del terreno al ritmo de 1 mm/a. Hay cientos de centros de erupción con domos de lava, calderas y conos de escoria, con el Maar de Eifel occidental (Figura 9.3.8). Westeifel es el área volcánicamente más joven, desde finales del Pleistoceno, con muchos conos volcánicos, maares y estratovolcanes pequeños, en 600 km^2. Hay muchas coladas de lava y anillos de toba volcánica. Se evalúa que la última erupción tuvo lugar hace 10,3 ka, en el Pulvermaar. El área de Hocheifel es del Terciario, donde ocurrieron las primeras erupciones volcánicas. Hay siete estratovolcanes, entre ellos el Hohe Acht, de 747 m de altura, que es el más alto de Eifel. Se pueden encontrar varias capas de cenizas y flujos de lava, dominantemente de basalto. Ha habido más de 300 erupciones volcánicas. Osteifel es la zona donde hubo más actividad y donde se encuentra el lago Laacher (*Laacher See*) en una caldera volcánica rodeada de conos y estratovolcanes menores. La erupción explosiva que dio origen al Laacher See, hace 13 ka, produjo 6 km^3 de magma y 16 km^3 de tefra (cenizas). Esta erupción es comparable a la del Monte Pinatubo en Filipinas, en 1991 y mucho más grande que la del Mount St. Helens en el NW norteamericano, en 1980. La ceniza del Laacher See se extendió por gran parte de Europa. El origen es una gran cámara magmática a unos 400 km de profundidad.



Figura 9.3.8 Vista de tres maares en Eifel, Alemania (Martin Schildgen / Wikimedia Commons).

En las islas británicas hay notables formaciones de basaltos antiguos de derrame, que se corresponden con los atlánticos de Norteamérica y que se emitieron al inicio de la separación de Europa y América. Se trata de formaciones de baja a muy baja permeabilidad, de escaso interés como acuíferos, salvo en algunas situaciones locales en Irlanda (Burdon y Cullen 1980) y en el N de Britania y las islas del mar del Norte. Hay estudios de detalle en relación con las instalaciones nucleares de tratamiento de combustible nuclear irradiado, con vistas a la evaluación del confinamiento de posibles fugas accidentales (Lunn et al., 1997), con especial atención a su comportamiento como roca fracturada.

Otras formaciones volcánicas se encuentran en Chequia, en general Mesozoicas. Son poco permeables, pero con lavas que conservan cierta permeabilidad. No hay información sobre su interés hidrogeológico, sino es en relación con la minería.

9.4 Mediterráneo Central

9.4.1 Consideraciones generales

La parte central del mar Mediterráneo es muy activa vulcanológicamente, con numerosas manifestaciones recientes e históricas (Figuras 9.1.1-1). Corresponde a la parte central y Sur de la península italiana y las islas de Sicilia y su entorno. Hay también algunas formaciones volcánicas en el Norte de Córcega y en Cerdeña: piroclastos cenozoicos sobre carbonatos y basamento y cierta salinidad climática (Ghiglieri et al., 2009), pero hay pocos datos hidrogeológicos sobre las mismas. En la Figura 9.4.1-2 se muestra con mayor detalle el volcanismo reciente de la Italia Central.



Figura 9.4.1-1 Principales áreas volcánicas del Mediterráneo central, en Italia (Simkin y Siebed, 1994; Topica, 1996).

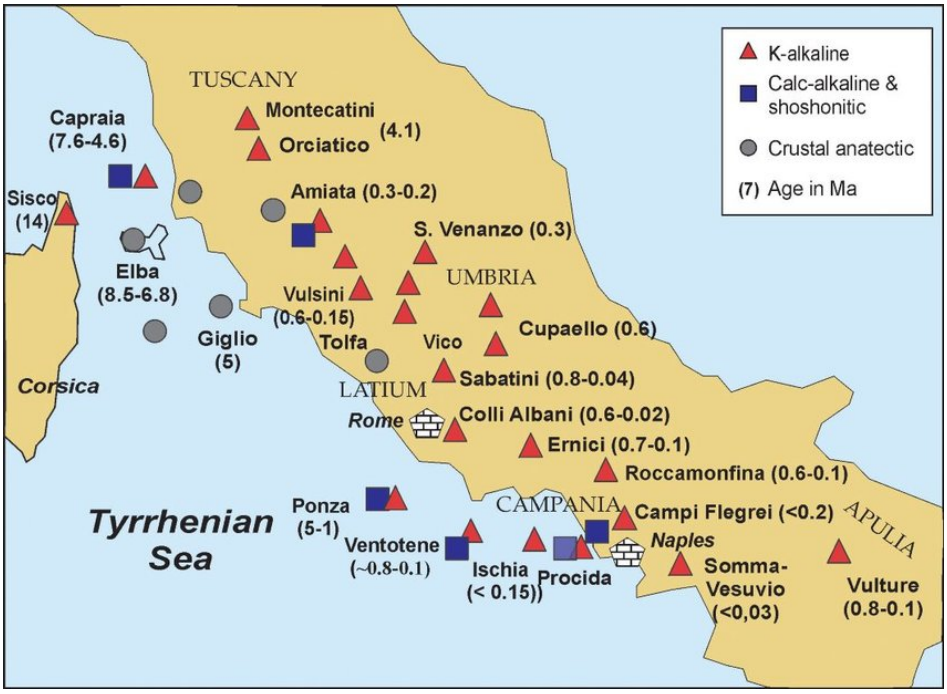


Figura 9.4.1-2 Manifestaciones volcánicas de la Italia central, con indicación de la edad en Ma.

9.4.2 Manifestaciones volcánicas de la Toscana

Son especialmente importantes las manifestaciones de la Toscana, en el entorno de Florencia-Siena-Pisa, principalmente Larderello y el Monte Amiata (Alagna et al., 2010).

El monte Amiata, en la región de la Toscana, a 1738 m de altura, es el mayor de los domos de lava en el complejo de lava de Amiata. La lava traquítica se extiende hacia el E. Una enorme colada de lava traquidacitica viscosa y maciza, de 5 km de largo y 4 km de ancho, es parte del complejo basal y se extiende desde debajo de la base meridional del domo Corno de Bellaria. Hubo un gran episodio eruptivo hace unos 0,3 Ma, sin nueva actividad eruptiva posterior, pero continua la actividad termal.

El área de Larderello, a 390 m de altitud, está en el centro de lo que se llama Valle del Diablo (*Valle del Diavolo*), debido a las emanaciones de gases con boro (*soffioni boracifere*). Aquí, en 1905 se instaló la primera central electrogeotérmica mundial. La explotación continua, gestionada de modo a mantener el caudal y características del vapor, tras los primeros tiempos de sobre-extracción. Primero se realizó la toma directa y a partir de 1931 la captación mediante pozos y la instalación de las primeras torres de refrigeración secas ya que no hay agua disponible para la refrigeración. Actualmente hay más de 30 centrales eléctricas en operación, con una potencia instalada de cerca de 1 GWe

9.4.3 Manifestaciones volcánicas del Lacio

La Figura 9.4.3-1a muestra los principales acuíferos del Lacio-Italia Central, con indicación de la ubicación de las formaciones volcánicas.

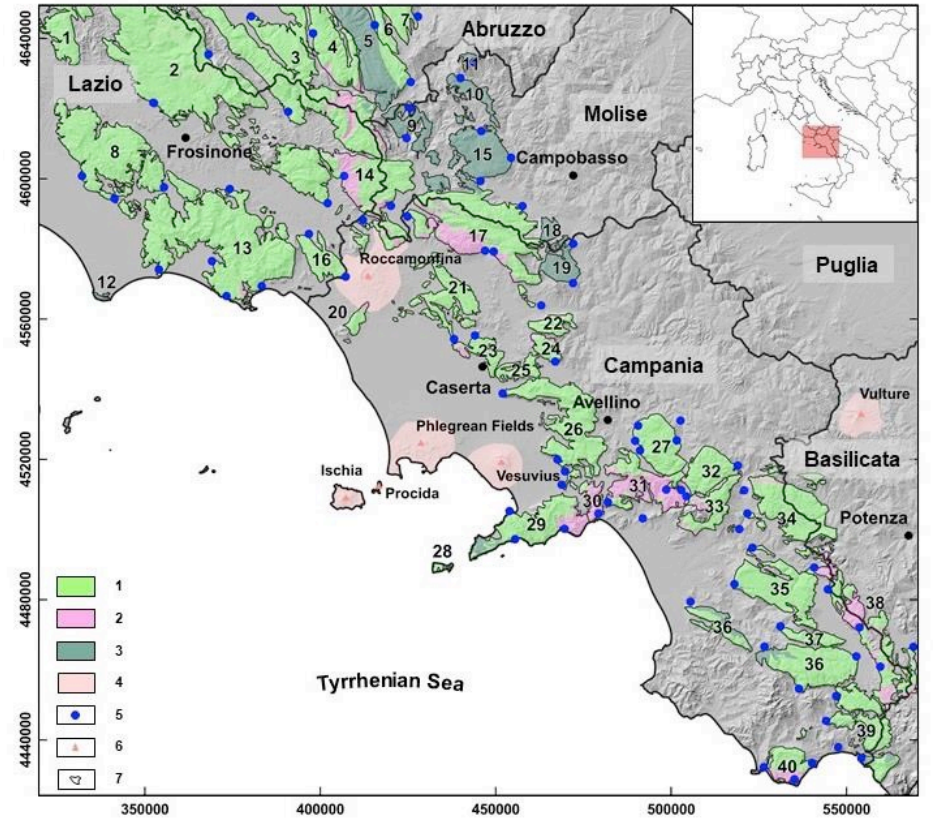


Figura 9.4.3-1a Formaciones acuíferas volcánicas y kársticas en Italia Central, según Ruggieri et al. (2021). 1.- Unidades hidrogeológicas (UH) en calizas y calizas dolomíticas de plataforma, Jurásico- Cretácico, 2.- UH de calizas de plataforma, Triásico-Liásico, 3.- UH margo-calizas de cuencas externas, Triásico-Paleógeno, 4.- centros volcánicos, Plioceno-Cuaternario, 5.- manantiales principales de acuíferos kársticos, 6.- volcanes y 7.- límites regionales.

Los Montes Ciminos (*Monti Cimini*), a 56 km al NE de Roma, son una sierra menor de origen volcánico en los Antiapeninos del Lacio, enfrente de la principal cadena de los Apeninos y que se despliega hacia el mar Tirreno. Son lo que queda de la corona perimetral de dos sistemas volcánicos: uno más antiguo, el volcán Cimino (altitud 1053 m) y otro más reciente, el volcán Vicano (963 m), cuya caldera alberga el lago de Vico (o Cimino). Hay notables manantiales de aguas termales en Viterbo, del tipo SO_4-Cl-HCO_3, alto contenido en gas del reservorio carbonatado y de 30-60 ºC de temperatura. Ascenso por lo menos a 0,1 m^3/s (Piscopo et al., 2006). Estos manantiales corresponden a un acuífero volcánico somero sobre arcillas, margas carbonatadas y arenas. El agua dulce se recarga en el volcán Monte de Cimini (Figura 9.4.3-1), que actúa a modo de torre de agua. La hidroquímica de las áreas volcánicas de los montes de Tolfa y Sabatini ha sido estudiada por (Dall'Aglio et al., 1994). La captación de agua para abastecimiento puede estar afectada por contaminación de origen geogénico (Piscopo et al., 2018).

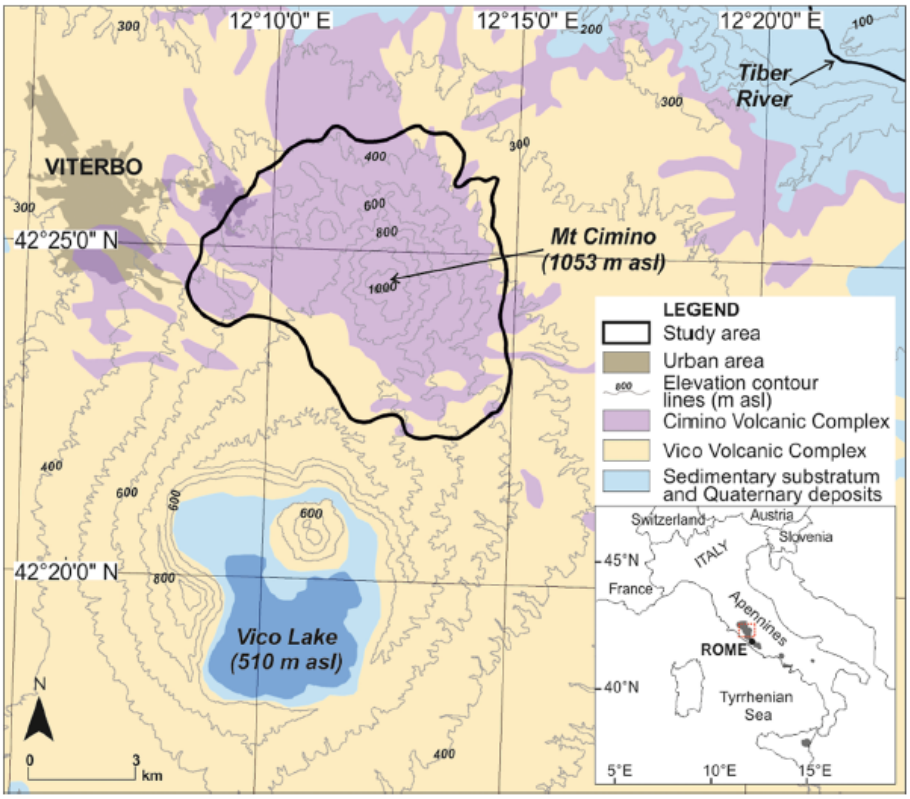


Figura 9.4.3-1 Volcán de Monte Cimini, que actúa como torre de agua (Piscopo et al., 2017).

La parte alta de la cuenca del río Tiber, en los Montes Ciminos, es volcánica y la parte baja sedimentaria y recibe recarga a la vez local y de la parte alta. En el agua subterránea existe una relación directa entre las concentraciones de As, V, F y otros e inversa con la de Ca. El As procede de vulcanitas en condiciones oxidantes (incluso si contienen <5 ppm As); en aguas geotérmicas se disuelve por acción reductora de los gases ácidos. En los minerales, el As puede reemplazar a P y V. En disolución, el As está como AsO_4H^{2-} y $AsO_4H_2^-$ y complejado como AsO_3F^{2-} y AsO_3FH^- (Figuras 9.4.3-2 y 9.4.3-3). En este caso no hay correlación As-HCO3-pH. Hay afinidad química entre arsenatos, vanadatos y fosfatos; el As reemplaza al F y P y puede estar también en la estructura del fosfato o vanadato, con F en el fluorapatito. Los minerales de fosfato tienen 1-1000 ppm As, el apatito 4,3-28,2 ppm y el fluorapatito hasta 5 ppm. La interacción con rocas volcánicas aporta As, F, V y PO_4; si el contenido en Ca crece, precipita fluorita y disminuye el de F, pero no explica la disminución simultánea de As, V y PO_4. Puede haber gran subsaturación en fluorita y saturación en fluorapatito, de modo que, si Ca crece, el PO_4 disminuye (Virona et al., 2007).

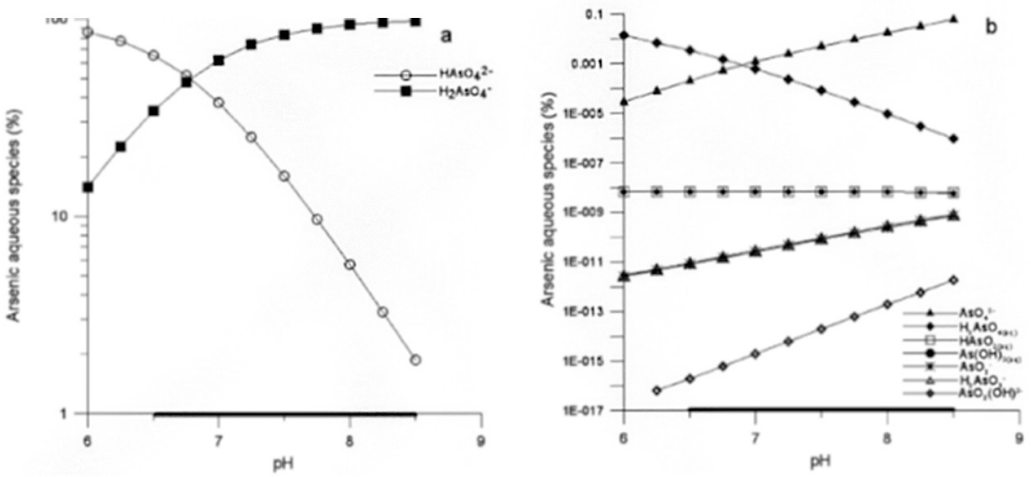


Figura 9.4.3-2 Diagrama de especiación del arsénico en función del pH del agua, entre 6,5 y 8,5. (a) Complejos acuosos de As dominantes ($HAsO_4^{2-}$; $H_2AsO_4^-$), (b) Complejos acuosos de As AsO_4^{3-} $H_3AsO_4(aq)$; $HAsO_2(aq)$ $As(OH)_3(aq)$; AsO_3^- $H_2AsO_3^{3-}$ $AsO_3(OH)^{2-}$ (Vivona et al., 2007).

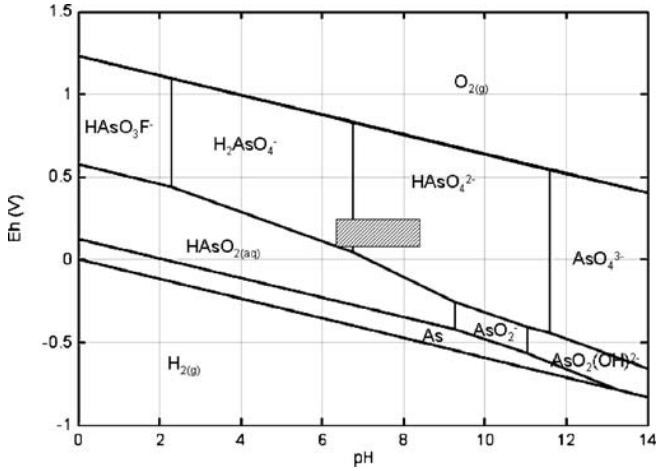


Figura 9.4.3-3 Diagrama de estabilidad del As en las condiciones locales y posición de las muestras del área de Montes Ciminos para actividades del As y del F de 0,603 y 200 µmol/L, respectivamente (Vivona et al., 2007).

9.4.4 Manifestaciones volcánicas del Sur de la península italiana

En la región de Campania, en el lado occidental del Sur de Italia, se encuentra un gran conjunto volcánico moderno y reciente, aún activo, que se sitúa en las proximidades de la población de Nápoles y su entorno densamente habitado. Hay una parte continental y otra insular, además de numerosos salideros en el fondo marino (Figura 9.4.4-1). Es universalmente conocido por las erupciones históricas del Vesubio. A grandes rasgos consiste en las manifestaciones de los Campos Flégreos (*Campi Flegrei*) al N de la Bahía de Nápoles (*Napoli*), el volcán Vesubio al SE y la isla de Isquia (*Ischia*) al E. La Figura 9.4.4-2 es de un gravado histórico de una erupción del Vesubio y la Figura 9.4.4-3 una visión panorámica del área. En la región hay algunos problemas de calidad del agua derivados de la actividad de las fumarolas, como excesos de As (Aiupa et al., 2003), B y F, además de elevada alcalinidad.

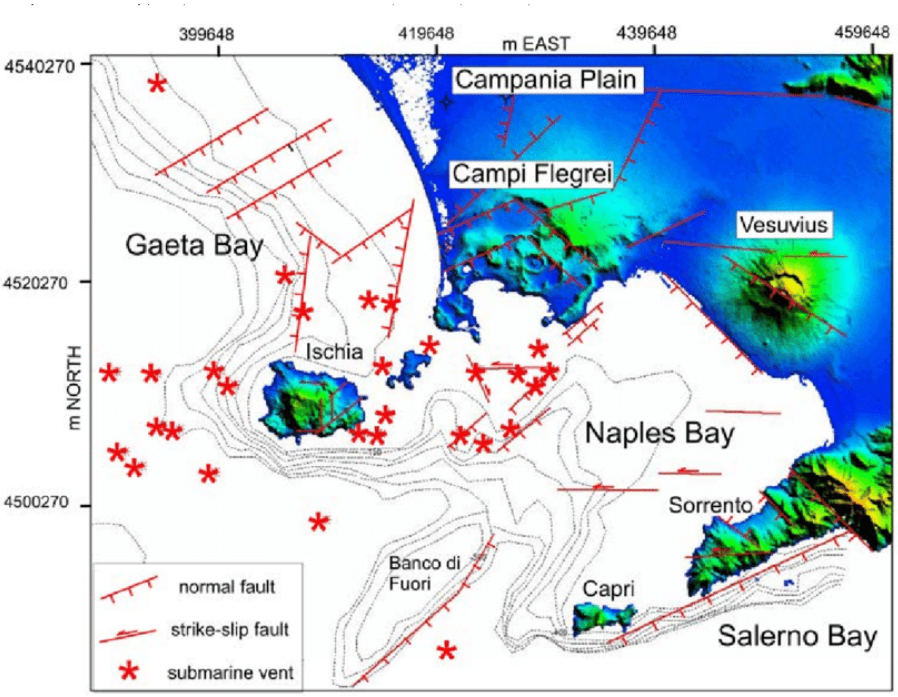


Figura 9.4.4-1 Mapa tectónico que muestra el borde de Campania, con sus volcanes y domos de las bahías de Nápoles Gaeta (parte Sur), según Torrente y Milia-2013 en Torrente et al. (2017).

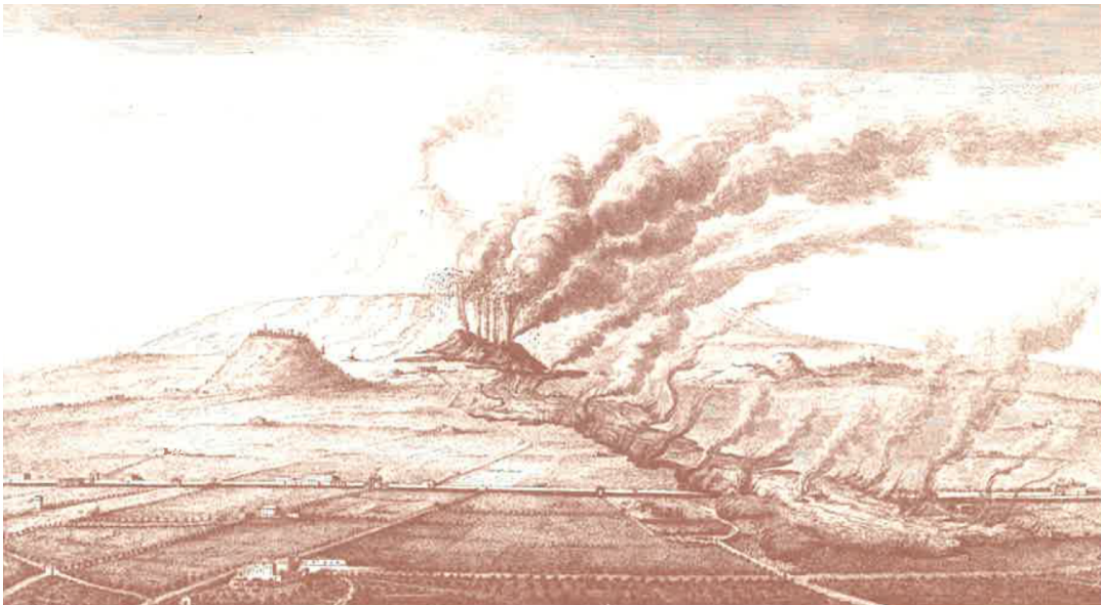


Figura 9.4.4-2 Gravado de época que muestra la visión de la erupción que se inició al pie del Vesubio el 23-12-1760 mediante siete salidas que se formaron en el llano, entre los Camandoli y los Mortellari, que producen las colinas de lava que se ven al fondo, con anchura de hasta 800 m y altura de 8 m y que alcanzan una longitud de 4615 m, todo ello a 1100 m del mar.

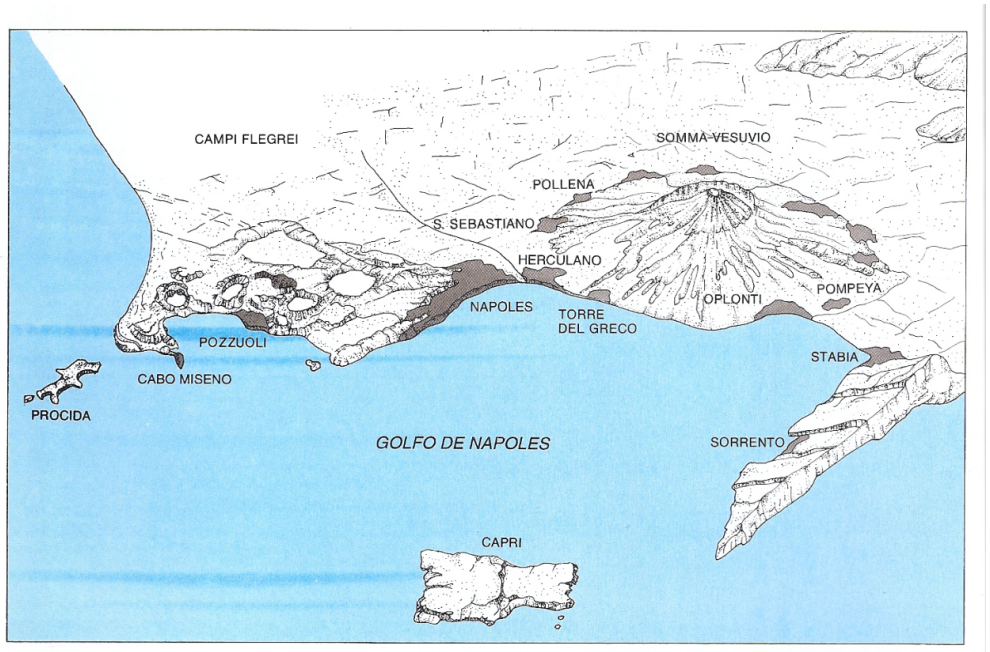


Figura 9.4.4-3 Complejo Somma-Vesubio en relación con los principales centros históricos del lugar. Actualmente, toda el área entre Nápoles y Castellammare está urbanizada (Scandone y Cortini, 1997).

El Somma-Vesuvio es un estratovolcán viejo, con lavas de hasta 373 ka y actividad central desde hace 18-37 ka. Su modelo conceptual de funcionamiento hidrotermal es el de la Figura 9.4.4-4.

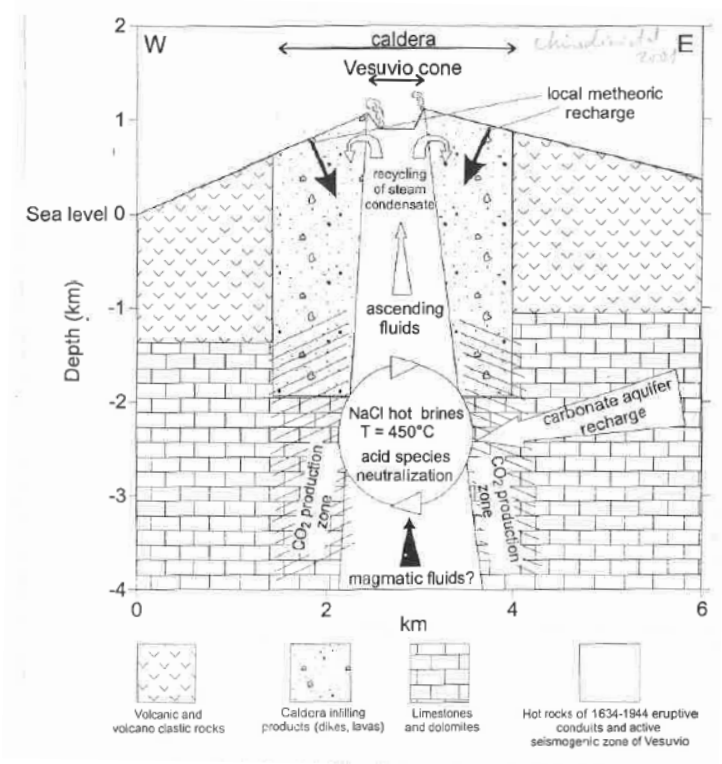


Figura 9.4.4-4 Modelo geoquímico conceptual del sistema hidrotermal del cráter del Vesubio (Chiodini et al., 2001).

El estratovolcán de Roccamonfina, hoy inactivo, se encuentra en la región de la Campania. Inicialmente fue un cono volcánico de alrededor de 1800 m de altura, dominantemente de tefra, con otras bocas eruptivas. Colapsó hace unos 400 ka y se creó una caldera, que fue ocupada por un maar durante una fase en que el volcán estuvo sin actividad. Se produjo una segunda fase eruptiva explosiva hace unos 385 ka, con una erupción mayor hace alrededor de 230 ka y se formaron en el interior de la caldera más antigua otros dos conos volcánicos. Esto bloqueó el curso más antiguo de los ríos. Actualmente el volcán se presenta como un gran cono aislado de cerca de 25 km de circunferencia en la base, con una caldera central de casi 6 km de diámetro y parcialmente ocupada por otros volcanes. La base son carbonatos, que proporcionan Ca al agua y la roca volcánica inicial aporta K. El Ca se correlaciona con el Sr y Ba, con la ayuda del CO_2 profundo (Cuoco et al., 2010).

En los Campos Flégreos, cerca de Puzzuoli, hay solfataras y fumarolas en un área de 1,4 km^2, que han sido estudiadas con detalle (Cortecci et al 1978; Federico et al., 2010; Valentino y Stancione, 2003). Además, se emite CO_2 de forma difusa (Caliro et al., 2007). Las aguas de los Campos Flégreos tienen disueltos 60-70 mg/L de SiO_2, 0,06-0,4 mg/L de Fe, B 0,5-3 mg/L (hasta 46 mg/L) de B, 1-19 mg/L de F y 0,1-3 mg/L de NH_4 y como gases 4-10 mg/L de O_2, hasta 0,5 mg/L de H_2S y 20-30 mg/L de CO_2 con pCO_2 >0,01 (atm).

La composición química e isotópica del agua de las fumarolas muestra que proceden de un reservorio profundo a unos 360 ºC. Responde a una mezcla de agua meteórica, marina y andesítica (Baldi et al., 1975; Taran et al., 1989; Giggenbach, 1992), como muestran las Figuras 9.4.4-5 y 9.4.4-6.

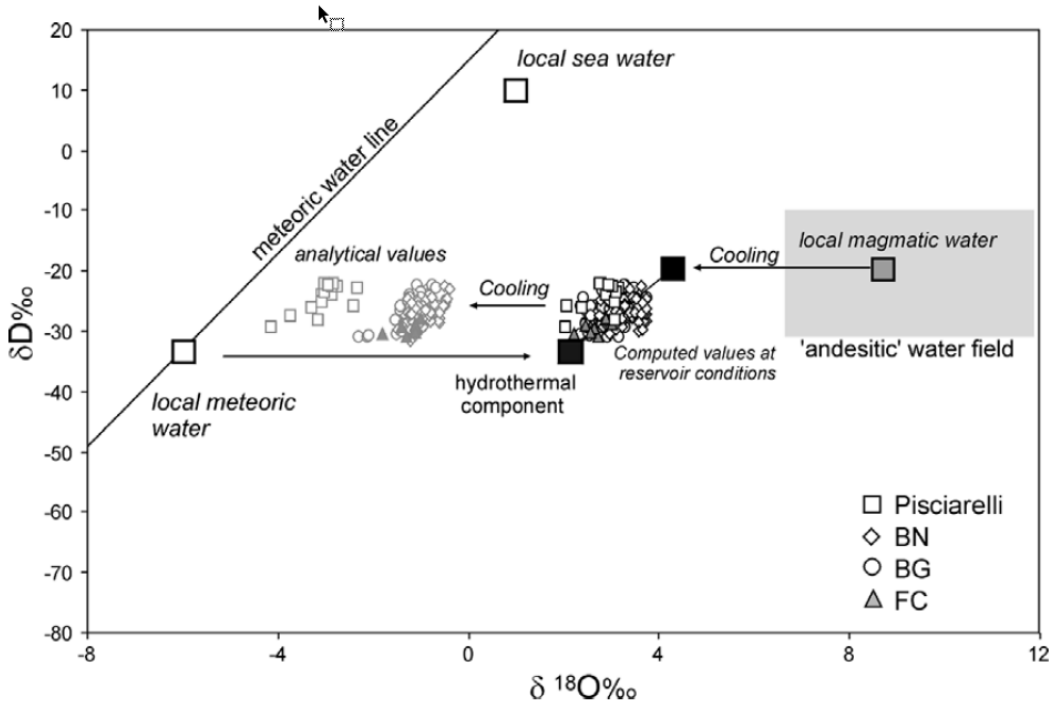


Figura 9.4.4-5 Composición isotópica de las aguas de las manifestaciones térmicas de los Campos Flégreos e hipótesis sobre sus componentes meteóricos, marinos y andesíticos.

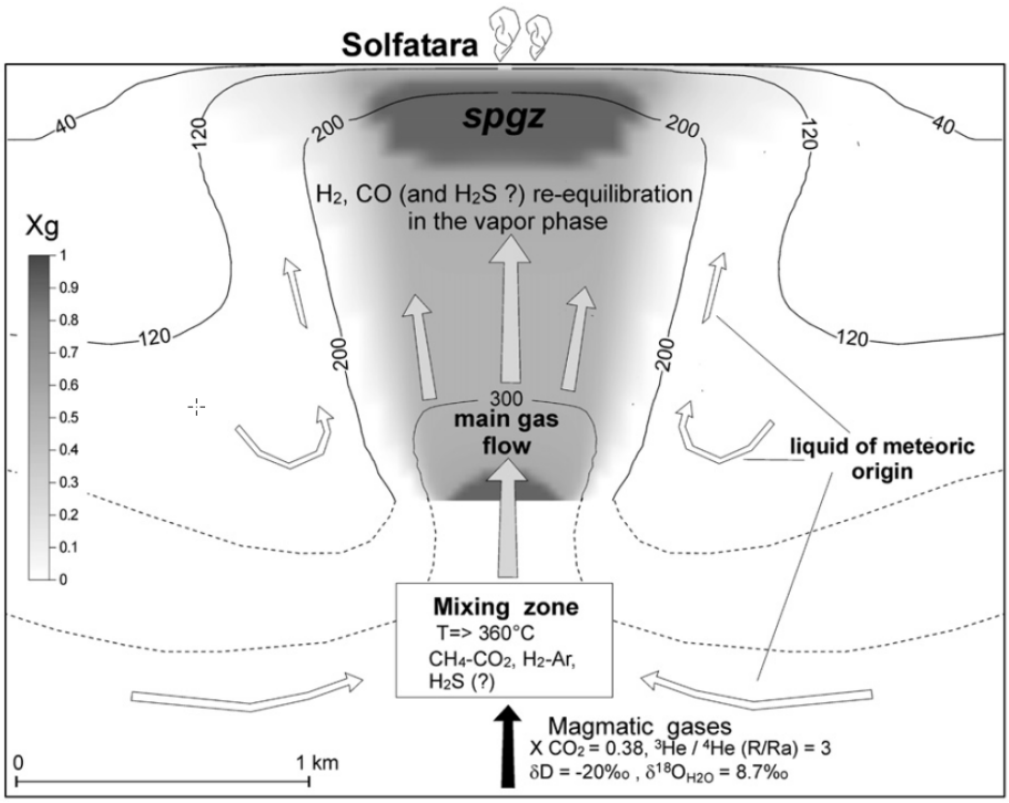


Figura 9.4.4-6 Cálculos relativos al modelo conceptual geoquímico de una solfatara con las zonas de mezcla profunda y de reequilibrio de H2, CO y H2S en la fase vapor, con el modelo geotérmico TOUGH2 (Pruess, 19991), según Chiodini et al. (2003) y Tedesco et al. (2003).

El volcán Monte Vulture, de 1326 m de altitud, está en el lado E de la Cordillera de los Apeninos, en el Sur de Italia, entre los mares Adriático y Tirreno. Es un estratovolcán pleistoceno de 730-130 ka. Consiste en dos subsistemas sobre un basamento de sedimentos marinos profundos del Triásico-Mioceno. Recibe una precipitación media de 816 mm/a. Hay dos maares en el cráter: Lago Piccolo, de 0,14 km^2, a 658 m de altitud y 38 m de profundidad, y Lago Grande, de 0,92 km^2, altitud de 656 m y 36 m de profundidad, situado aguas abajo. El Lago Grande recibe agua del Lago Piccolo y tiene descarga. Hay numerosos manantiales con CO_2 y agua con relativa alta salinidad. El exceso de deuterio de la precipitación crece desde 14‰ en áreas bajas a 19‰ en altitud, con un gradiente altitudinal isotópico de –0,17‰/100m. El tiempo de renovación se estima en 5 a 249 a (Paternoster et al., 2008). Se ha calculado la recarga combinando métodos de balance, hidroquímicos e isotópicos (Parisi et al., 2011). La Figura 9.4.4-7 muestra el contenido isotópico de la lluvia, en se aprecia una progresiva deriva desde un exceso de deuterio de 22‰ para las aguas ligeras a <10‰ para las pesadas. Parece un efecto que reúne la evaporación de la lluvia en la caída y los efectos estacionales de la procedencia de la humedad atmosférica (Figura 9.4.4-8). El agua subterránea responde a una situación intermedia y se representa por debajo de la línea altitudinal.

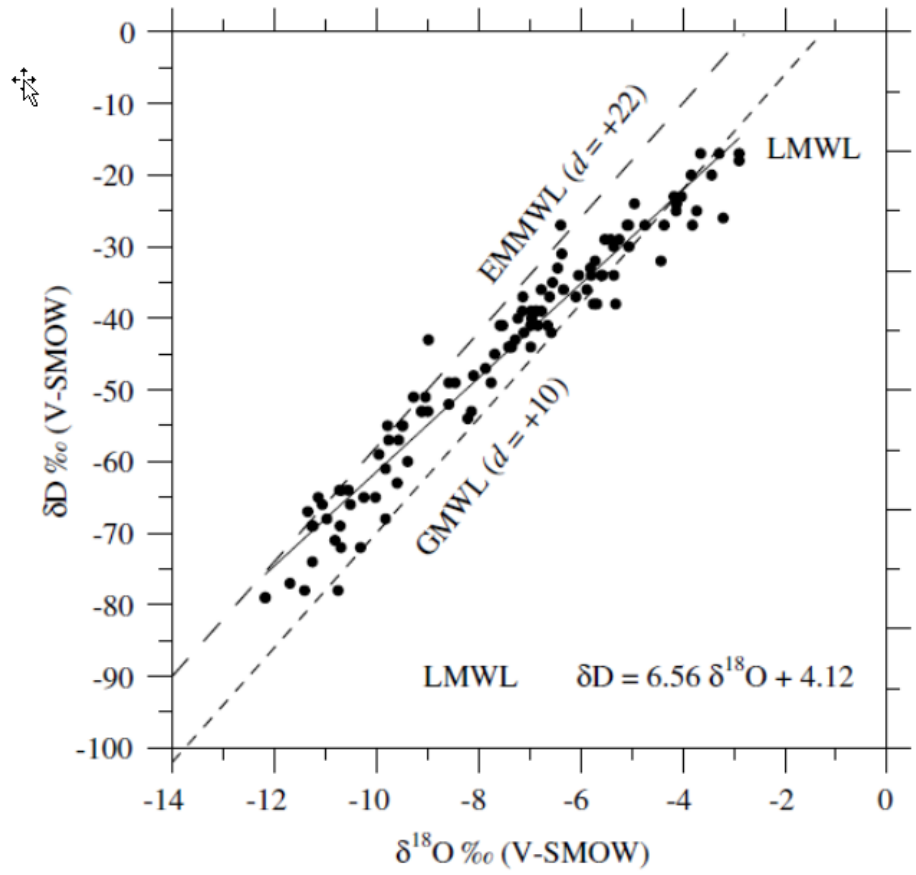


Figura 9.4.4-7 Representación de la composición isotópica del agua de lluvia respecto a la línea meteórica mundial media de pendiente 8 y ordenada en el origen 8‰ (Bono et al., 2007).

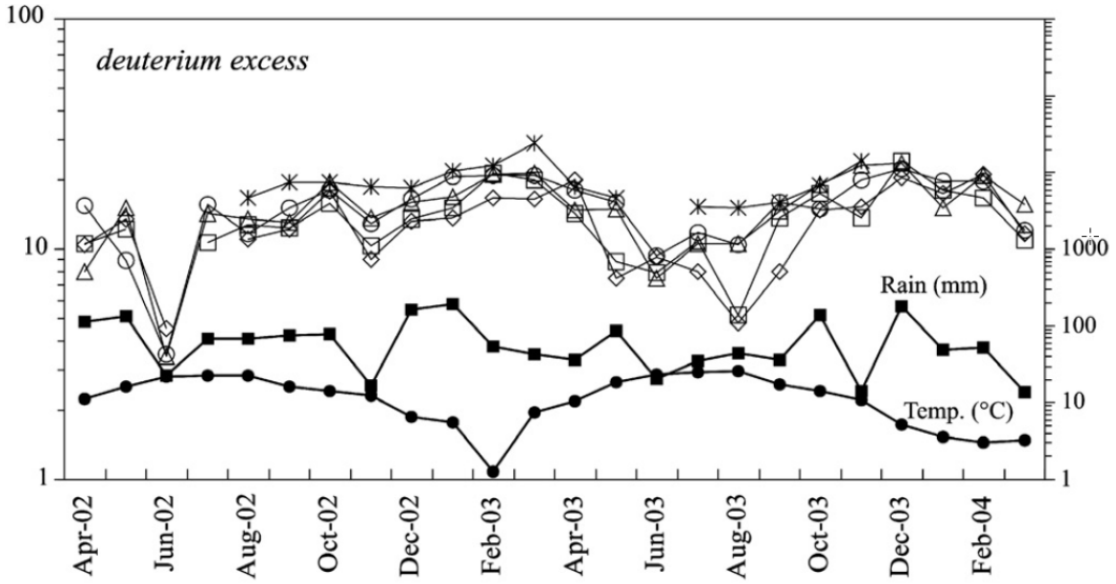


Figura 9.4.4-8 Variación temporal del exceso de deuterio, en ‰, en la escala derecha y en la escala izquierda la temperatura media mensual (ºC) y precipitación mensual (mm/mes) (Bono et al., 2007).

9.4.5 Isla de Isquia

Isquia (*Ischia*) es la isla más grande del archipiélago napolitano. Está situada a la entrada del golfo del extremo septentrional de Nápoles, en la Campania, con 46,4 km² y 60.335 habitantes. Culmina en el Monte Epomeo, a 787 m. Es un volcán de magma traquítico potásico, con 2,1% de H_2O y traquibasaltos, lutitas y fonolitas. Existe un cuerpo magmático profundo a >3000 m y a >200 ºC, que forma un único depósito hídrico bifásico profundo (Daniele, 2004). Hay materiales muy permeables, lo que favorece la intrusión marina a lo largo de la costa.

Se tiene una alta actividad de fumarolas a 70 ºC y manantiales calientes hasta 100 ºC, que son mezclas de aguas meteóricas, marinas y magmáticas (Tedesco, 1996). El CO_2 emanado tiene $\delta^{13}C$ = -3,5±0,9 ‰ y $^3He/^4He$ = 3.5 Ra (Di Napoli et al., 2009). La última erupción es de hace 700 a. Es un área de terremotos, el último de los cuales, en 2019, destruyó gran parte de las edificaciones. Los manantiales tienen 1-2 g/L HCO_3 (Inguaggiato et al., 2000). Es característico el alto contenido en boro (Morell et al., 2005; 2008), >1 mg/L B en el 50% de las muestras, hasta 15 mg/L B y $\delta^{11}B$ = -15‰. El condensado de las fumarolas tiene $\delta^{11}B$ = +2,3‰ a + 8,3‰, las fumarolas de Sant Angelo -15,5‰ y las cenizas volcánicas -9,5‰ a -4,9‰. Según el fraccionamiento isotópico $^{10}B/^{11}B$, se identifican 5 grupos de agua: marina, transición, de carbonatos calientes, de carbonatos y dulce. Hay problemas de exceso de As en algunas aguas, entre 21 y 7000 µg/L, que procede de las rocas volcánicas modernas no lavadas y de fracturas (Daniele, 2004).

9.4.6 Volcán Etna en Sicilia

Sicilia está sobre la línea de subducción de la placa tectónica africana bajo la europea (Figura 9.4.6-1). Esto favorece la formación del gran volcán activo del Etna, en el NE de Sicilia (Figura 9.4.6-2), que recubre y tapiza sedimentos carbonatados y arcillosos previos.

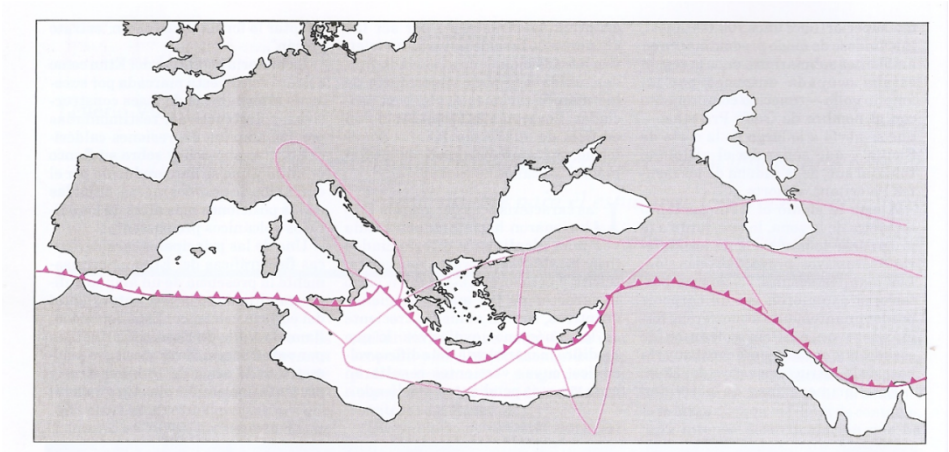


Figura 9.4.6-1 Ubicación de la línea de convergencia entre las masas litosféricas africana y euroasiática, que ha hecho casi desaparecer el anterior mar Tetis. Se indica la traza principal de las grandes placas y en trazo rojo más fino la de las placas menores de fraccionamiento, lo que ha favorecido la salida de magma basáltico (Villari, 1997)

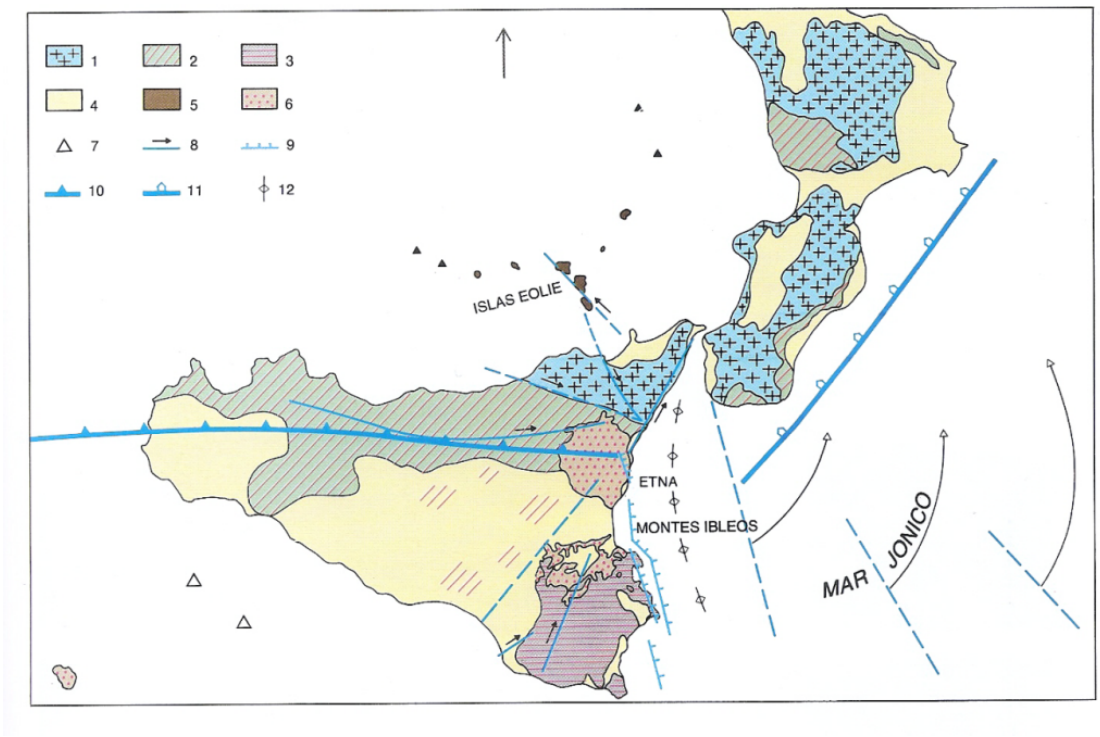


Figura 9.4.6-2 Resultados de la tectónica de placas en el entorno de Sicilia, que comprende el Etna. 1.- basamento cristalino del complejo calabrés, 2.- unidad de los Apeninos en el complejo siciliano, 3.- plataforma carbonatada iblea, 4.- Neógeno y Cuaternario post-orogénicos, 5.- volcanismo andesítico de arco de las Islas Eólias, 6.- volcanismo basáltico del área en tensión del Etna, Montes Ibleos e isla de Pantelleria, 7.- restos volcánicos sumergidos, 8.- alineamientos estructurales, 9.- sistema de fallas normales del margen jónico de Sicilia, 11.- límite activo de la convergencia y 12.- zona de distensión de la llanura abisal de Messina (Villari, 1997).

El volcán Etna corresponde al volcanismo intraplaca (de punto caliente), cerca de una zona de subducción, en un lugar con 16 km de grosor de corteza terrestre (Brusca et al., 2001). Tiene 40 km de ancho y una altura de 3300 m desde hace unos 2000 a. Está formado por basaltos alcalinos y hawaiianitas, sobre un basamento de flysch a 1000 m. La fuente de lava ha ido cambiando a lo largo del tiempo. Hay tres paleovalles que penetran hasta el basamento sedimentario y recubiertos por lavas del Etna (Aureli, 1973).

El Etna es el resultado de la superposición de coladas en su descenso por las laderas (Figura 9.4.6-3), en especial en el lado oriental, donde alcanzan el mar y cubren totalmente el basamento sedimentario. La gran permeabilidad superficial hace que las salidas de agua en superficie sean escasas o inexistentes y que gran parte de la recarga que fluye por las formaciones volcánicas sobre el substrato descargue en el mar. Además de los pozos de captación en las áreas bajas, hay galerías drenantes horizontales que penetran hasta el substrato. Algunas de estas galerías tienen compuertas de cierre sobre diques para poder regular el caudal y reducir las pérdidas en momentos de baja demanda.

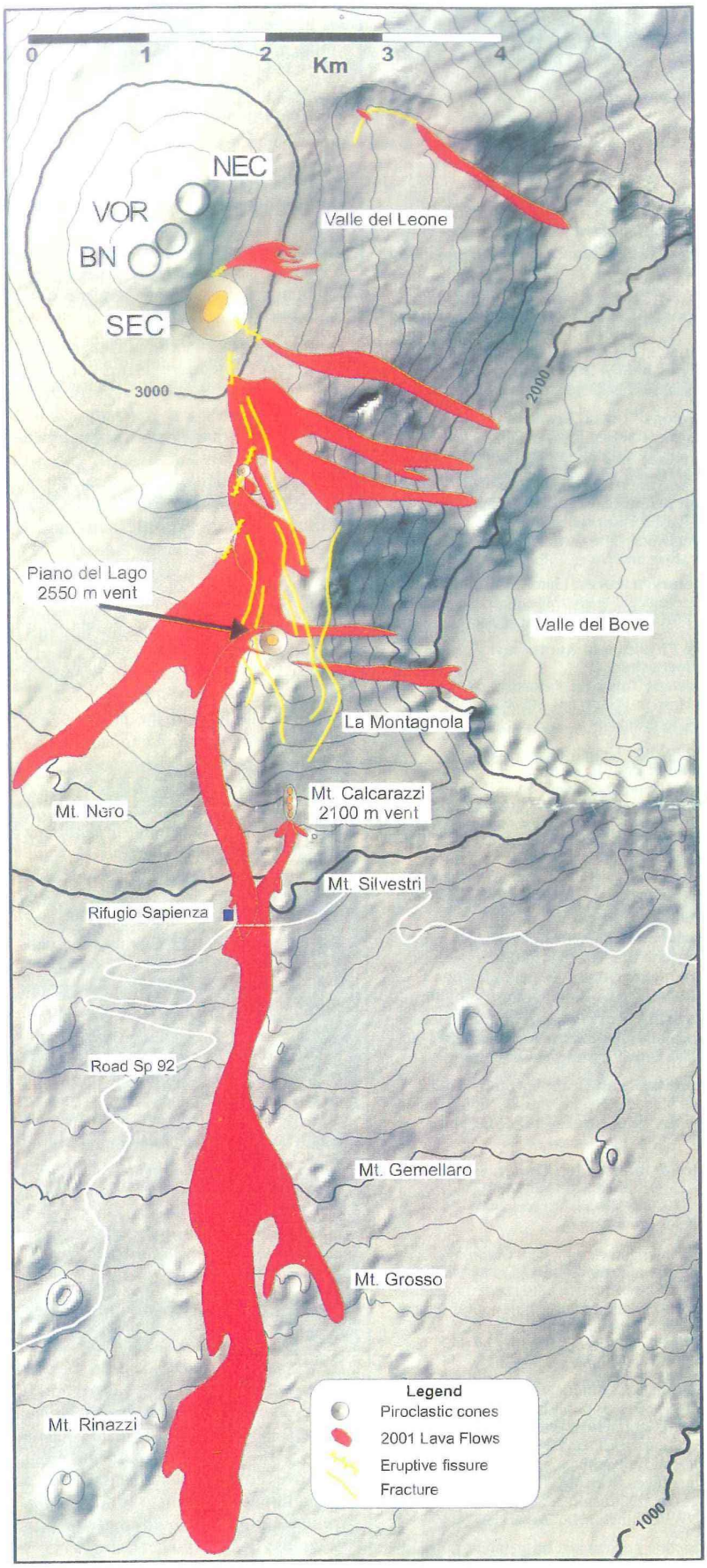


Figura 9.4.6-3 Coladas basálticas de fractura salidas del volcán Etna entre el 13-07-2001 y el 13-08. En rojo: colada. En amarillo: fractura.

El $\delta^{18}O$ del agua subterránea a cota baja es de -6‰ a -6,5‰ y decrece hacia arriba hasta -8,5‰ a 1800 m, para culminar a -9,5‰. La variación altitudinal de $\delta^{18}O$ de la precipitación ponderada por el volumen en la ladera del Etna es de -0,27‰/100 m hasta 1000 m de altitud, similar a lo determinado en otras áreas del Mediterráneo. Este gradiente se cambia a -0,06‰ /100 m a altitudes mayores, debido a que el vapor que condensa por encima de 1000 m se mezcla con vapor enriquecido emitido por los cráteres de cumbre (D'Alessandro et al., 2004). No hay una relación altitudinal entre precipitación y contenido en cloruros en la misma. Para una precipitación de 600-800 mm/a a cota baja de unos 10 mg/L Cl. Más arriba, la precipitación crece de 600 a 1200 mm/a con 3,4 a 4.6 mg/L Cl. En la parte más alta la precipitación puede reducirse a 350 mm/a, con hasta 120 mg/L Cl. El agua subterránea en el lado de barlovento (NE) tiene 40-60 mg/L Cl y -6,5‰ a -7,5‰ $\delta^{18}O$ y al parecer es más clorurada y más ligera (-8‰) a sotavento.

La mayoría de las aguas subterráneas se corresponden con la de precipitación local, aunque puede haber pequeños desplazamientos de $\delta^{18}O$. La relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70355 a 0.70879) y el $\delta^{11}B$ (-5.2‰ a +25.8‰) indican que hay interacción con rocas basálticas y del basamento y con fluidos endógenos. Algunas muestras anómalas indican la presencia local de alto B y $\delta^{11}B$ = +10‰ y bajo $^{87}Sr/^{86}Sr$. Se admite una alta contribución de Cl por el gas magmático, lo que se manifiesta en una desviación de la relación Cl/Br respecto a la marina (Pannisi et al., 2000).

La salinidad del agua en acuíferos fracturados en los flancos del volcán crece 0,5-3,5%/a, debido a la gran explotación (D'Alessandro et al., 2011).

Se ha propuesto aumentar la regulación natural mediante una presa en una cerrada de un paleovalle con 150 m de materiales volcánicos (Aureli, 1983), pero no se ha realizado.

Se ha estudiado la composición isotópica del He y CO_2 en las aguas subterráneas y los gases (Allard et al., 1997), considerando la composición química y el fraccionamiento isotópico:

$\delta^{13}C_{CO2} = \delta^{13}C_{TDC} + \varepsilon_{CO2\text{-}H2CO3} - x \cdot \varepsilon_{HCO3\text{-}H2CO3}$; x = HCO_3/TDC molar

$= \delta^{13}C_{TDC} + 1{,}31 - 0{,}0049T + x(12{,}09 - 0{,}1189T) = -3{,}7‰$ a $-9{,}5‰$, para T en °C

de modo que el CO_2 no procede de carbonatos profundos sometidos a calentamiento.

9.4.7 Mediterráneo Central: Islas Eolias

Las islas Eolias (Figura 9.4.7-1), con una superficie total de 122 km^2 y altitud máxima de 952 m, son un archipiélago de 7 islas. La mayor es Lípari, de 37 km^2. Son de origen volcánico y algunas son activas (Estrómboli (Stromboli), Lípari y Vulcano). En ellas se han realizado estudios vulcanológicos, pero pocos hidrogeológicos, salvo para explicar el funcionamiento de las fumarolas.



Figura 9.4.7-1 Islas Eolias.

El estratovolcán Estrómboli (*Stromboli*) está sobre un fondo marino a 1500 m y tiene 924 m de altitud. Está en actividad continua. Las lavas son de basalto shoshonítico a basalto, con 65-70% de vesículas en la pumita. Sus erupciones poco violentas y con abundantes piroclastos se toman como referencia de las llamadas erupciones estrombolianas.

Se han realizado reconocimientos de la estructura por métodos geofísicos, como la tomografía sísmica (Figura 9.4.7-2).

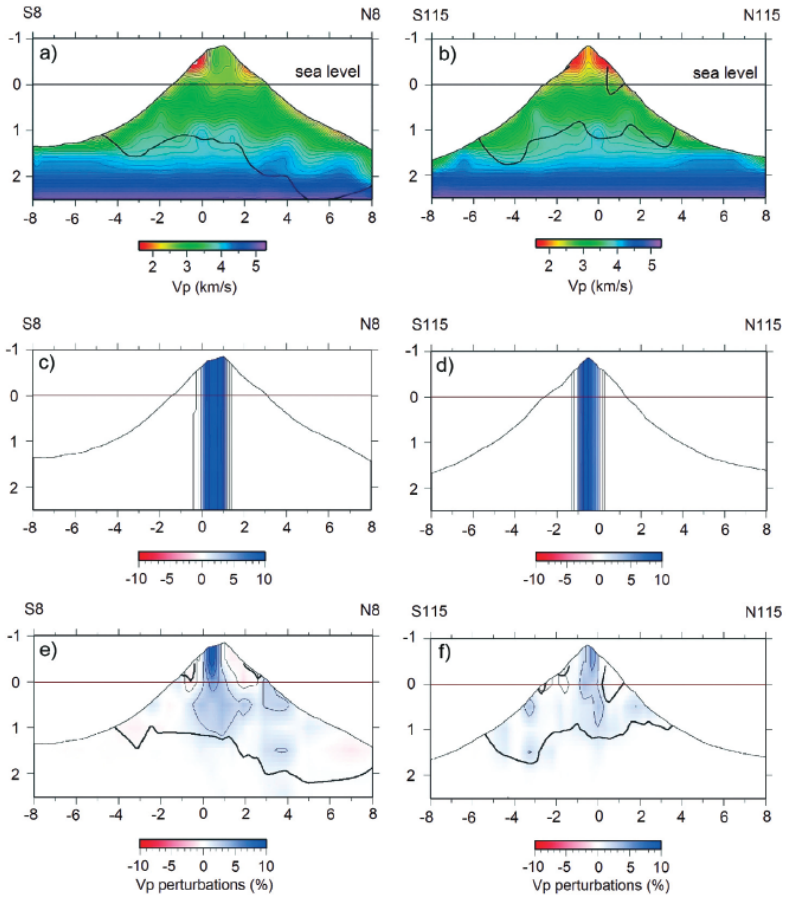


Figura 9.4.7-2 Modelo preliminar de la isla de Estrómboli a partir de la velocidad de las ondas sísmicas P según perfiles NNE-SSE y ENE-WSW (a y b), modelo sintético Vp según perfiles ENE-SSW y NNE-SSW (c y d) y anomalías sintéticas tras la inversión (e y f). Líneas negras gruesas que comienzan a alrededor de 1 km bajo el nivel del mar en las figuras a, b, e y f = regiones con buena resolución del modelo (Castellano et al., 2008).

La isla de Vulcano tiene fumarolas que han sido objeto de diversos estudios. Un rasgo característico es un gran cráter (*Gran Cratere, La Fossa*) donde se producen la mayoría de emisiones. El magma, a 2-3 km bajo el cráter, da origen a coladas de lava y piroclastos shoshoníticos y una intrusión monzo-gabroide (Cortecci et al., 1992). La última erupción se produjo en 1888-1890. Después sólo hay fumarolas de hasta 300-600 ºC. La Figura 9.4.7-3 es una esquematización de las variaciones de las fumarolas según la actividad magmática interior.

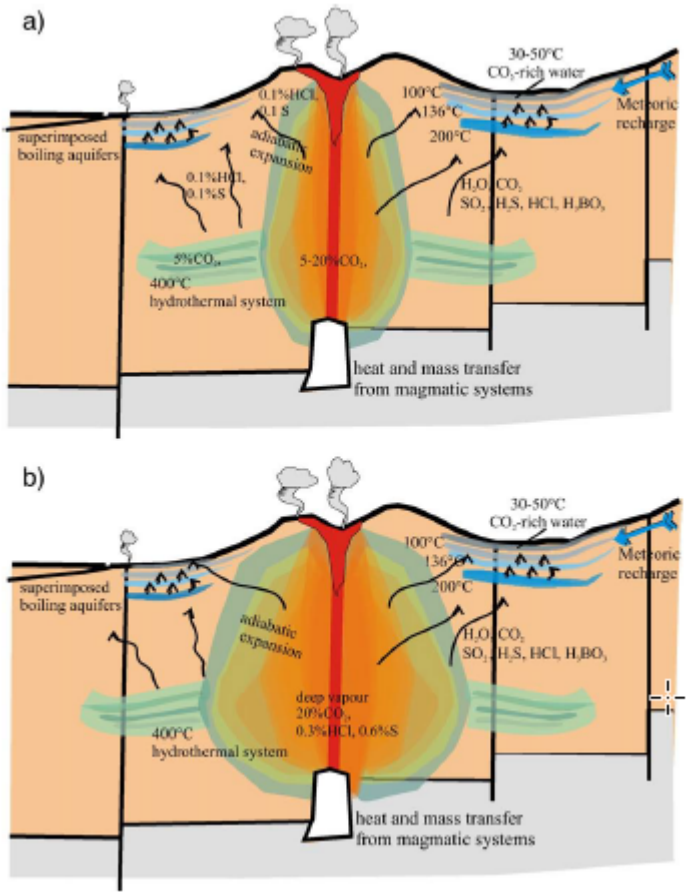


Figura 9.4.7-3 Modelo conceptual del calentamiento por vapor durante dos periodos de actividad de La Fossa, isla de Vulcano. La actividad reciente sucedió principalmente en el cráter, con el pequeño acuífero somero habiendo recibido localmente vapor a 400 oC proveniente del acuífero geotérmico profundo. Durante los periodos de mayor actividad volcánica, la zona monofásica se expande y el acuífero hidrotermal se vaporiza casi por completo .

Las fumarolas son de gas seco, con CO_2 posiblemente derivado de las calizas bajo el volcán (?) y con SO_2 y/o H_2S, quizás por lixiviado de pirita y anhidrita hidrotermal o por reciclado de S^o. El $\delta^{34}S$ del S total vale ≈+3‰, como el de zonas de arcos insulares por incorporación de los sedimentos que subducen, evolucionando recientemente hacia 0 (manto). El H_2S en fumarolas de playa tiene $\delta^{34}S$ = -5‰ a +18‰ y se interpreta como procedente del SO_2 desproporcionado y del SO_4 marino. El $\delta^{13}C_{(CO2)}$ = -0,5‰ a +0,5‰, a veces -3‰ a + 5‰ por descomposición de carbonatos marinos de $d^{13}C$ = 0‰ y magmático de -5‰ a -8‰.

Bajo las fumarolas del cráter de La Fosa, isla de Vulcano, se produce mezcla con agua de recarga en profundidad, asciende el gas enfriándose e interaccionando con la roca e incorpora algo de aporte atmosférico. En las fumarolas de Spiaggia di Levante, cerca de la costa, hay acuíferos someros hirvientes.

El sistema hidrotérmico profundo de agua y vapor está confinado bajo una capa de alteración que autosella el sistema. La composición isotópica del conjunto es $\delta^{2}H_{(H2O)}$ = 10‰, $\delta^{18}O_{(H2O)}$ = 6,9‰, $\delta^{13}C_{(CO2)}$ = -2‰ a -6‰; vapor $\delta^{2}H_{(H2O)}$ = -11‰ a -18‰, $\delta^{13}C_{(CO2)}$ = -2‰ a -6,5‰, con agua del mar $\delta^{2}H$ = +10‰ y $\delta^{18}O$ = +1‰; el CO_2 se disuelve parcialmente. Así, el agua es en parte magmática y en parte meteórica. Otros estudios incluyen el B y sus isótopos (Leeman et al., 2005). Parte del ^{222}Rn en los gases procede de las rocas del entorno y es transportado por agua somera. El ^{210}Po es en parte magmático y correlacionado con ^{222}Rn y en parte de los sublimados depositados en el edificio volcánico (Le Cloarec et al., 1994). Se volatiliza totalmente a >450 ºC. Por encima la actividad se mantiene constante al aumentar la temperatura.

9.5 Mediterráneo Oriental

9.5.1 Consideraciones generales

El Mediterráneo oriental comprende las islas de los mares Jonio y Egeo, Chipre y el cierre oriental de la cuenca en el Próximo Oriente (Turquía, Siria, Líbano Israel-Palestina y Jordania). Es un área con abundantes formaciones volcánicas en la que frecuentemente coinciden formaciones carbonatadas karstificadas. Comúnmente, los carbonatos contienen los acuíferos principales y las formaciones volcánicas muchas veces son acuíferos secundarios, pero aportan capacidad de almacenamiento. En las áreas con actividad volcánica actual o reciente se presentan focos de calor.

9.5.2 Islas de los mares Jonio y Egeo

Las islas de los mares Jonio y en especial el Egeo son muy numerosas, desde grandes (Creta, Rodas) a simples islotes (Figura 9.5.2-1). Unas son meramente de carbonatos, fuera del interés de este trabajo, otras combinan los carbonatos preexistentes y/o de depósito posterior con las formaciones volcánicas y algunas son dominantemente volcánicas.

Es bien conocida la isla de Santorini por su gran erupción explosiva de la época minoica, en la edad del bronce (Sigurdsson et al., 2006), aproximadamente hacia el 1628 AC. Es la mayor entre las conocidas históricamente y sujeto de narraciones y mitos. Afectó a la civilización griega y tuvo efectos climáticos. La explosión dominantemente submarina de Santorini produjo 19 km^3 de cenizas y 20 km^3 de flujos piroclásticos (en roca densa equivalente), con un espesor medio de 29 m, hasta 80 m, que se adapta a la topografía del fondo marino. Hay >10 m de espesor extendidos en 1378 km^2, formados por 41 km^3 de depósitos piroclásticos marinos, 1,5 km^3 sobre Santorini), 17 km^3 de cenizas asociadas a flujos piroclásticos riodacíticos y 2 km^3 de cenizas plinianas (Lachassagne et al., 2006). La Figura 9.5.2-2 muestra el espesor observado, en cm, de la tefra depositada en el Mediterráneo oriental como consecuencia de la gran erupción.

La información hidrogeológica relativa a las formaciones volcánicas es escasa ya que el aprovechamiento de las aguas subterráneas se centra en manantiales kársticos recargados en las partes altas y a pozos en la costa. No obstante, han influido en el pensamiento sobre el funcionamiento de la naturaleza de los albores de la ciencia.



Figura 9.5.2-1 Islas de los mares Jonio y Egeo

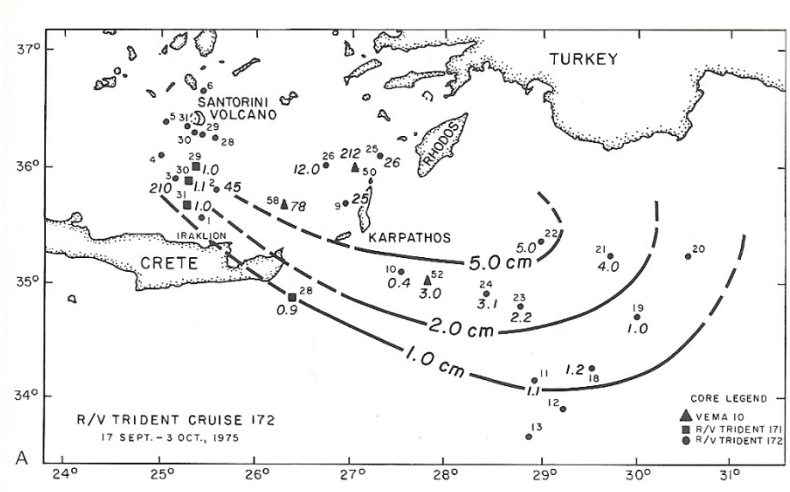


Figura 9.5.2-2 Mapa del espesor observado, en cm, de la tefra depositada en el Mediterráneo oriental como consecuencia de la gran erupción de edad minoica del volcán de Santorini (Watkins et al.-1978, en Fisher y Schminke, 1984).

El ciclo hidrológico asociado a manantiales y ríos permanentes estuvo ya bien fundamentado en el mundo antiguo, como consta en el libro del Génesis, en la Biblia. Pero la filosofía griega se desvió al observar fenómenos atípicos en algunas de las islas griegas. Es en especial el caso de Aristóteles que, durante su destierro en la isla jonia de Cefalonia, observó como el agua marina se sumía en una grieta moviendo un molino y al mismo tiempo que en las cumbres había nubes permanentes y mayor precipitación.

Dedujo que en el interior de la isla debía haber un horno en el que se evaporaba el agua del mar que se infiltraba desde la costa y producía vapor que salía por las cumbres y condensaba allí, produciendo nubes y lluvia. Esta inversión del ciclo hidrológico es un efecto local de la existencia de un foco de calor volcánico en la isla. Pero esta bizarra interpretación se aceptó ampliamente por la gran autoridad de su autor y se mantuvo en el tiempo hasta épocas recientes, hasta que finalmente se ha vuelto a la interpretación común. Esta desviación por el creador de la ciencia como hoy se entiende, es una consecuencia de la existencia de anomalías en diversas islas y costas del Mar Mediterráneo, con sus consiguientes mitos, en especial en el ámbito griego.

Hay volcanitas en las islas de Samotracia (basaltos y ofiolitas en Karavi), Lesvos (volcanitas en la parte oriental), Psara (riolitas), Skyros (ofiolitas en Ferekampos) y Melos (riolitas, dacitas y andesitas), en las que Karavitis y Kerkides (2002) estimaron la escorrentía superficial y se propusieron coeficientes de escorrentía. En el arco insular activo del Egeo, la isla redonda de Nisyos es un volcán con gran caldera circular de unos 3 km de diámetro, que tiene actividad desde hace <160 ka, con las siguientes fases evolutivas: 1.- etapa submarina arenosa, 2.- volcán compuesto andesítico y caldera central al final, 3.- post-caldera con domos dacíticos y cráteres de 250 m diámetro y 30 m profundidad y 4.- últimas erupciones en 1871 y 1888. Existe una zona permeable en profundidad con agua termal de 81,5 g/L Cl y encima un tramo con carbonatos (Fiebig et al., 2004).

9.5.3 Isla de Chipre

La isla de Chipre está situada al S de Turquía y NW del Líbano (Figura 9.5.3-1). Tiene 225 km de E a W y una superficie de 9250 km^2. En la parte central y occidental de la isla está el macizo de Troodos (*Troödos*), que es una cordillera de 1953 m de altitud, cuya parte superficial es principalmente lava basáltica (Figura 9.5.3-2). El resto no es volcánico y dominan carbonatos y margas.



Figura 9.5.3-1 Situación de la isla de Chipre en el mar Mediterráneo oriental



Figura 9.5.3-2 Imagen espectro-radiométrica de resolución moderada (MODIS) de 30 de enero de 2001, adquirida por la NASA, de la isla de Chipre.

En el macizo de Troodos se han realizado numerosos estudios para conocer las ofiolitas que afloran allí y conocer sus características hidráulicas. Las dimensiones son 75 km x 25 km, recibe una precipitación media P de 600-1200 mm/a en el lado SW y 200-300 mm/a en los llanos periféricos. La recarga media R vale R/P = 0,20-0,40 (Afrodisis y Zomenis, 1984).

El macizo de Troodos en un complejo volcánico de lavas almohadilladas, enjambres paralelos de diques y rocas plutónicas. Los reconocimientos electromagnéticos Turam permiten ver fallas y fracturas con agua, que son más conductivas.

La productividad media de las captaciones es 29 m^3/h en gabros, 10 m^3/h en gabros/rocas ultrabásicas, 17 m^3/h en rocas ultrabásicas, 18 m^3/h en diabasas y grupo basal y 6 m^3/h en lavas almohadilladas, con mayor caudal entre 100 y 275 m, en especial entre 100-200 m (Afrodisis y Zomenis, 1984).

Las fracturas son menos abiertas y más cortas cuanto mayor es la profundidad. Si no son de enfriamiento, la tendencia es a ser paralelas o perpendiculares a los límites de las fracturas. Tienen rellenos de epidota y cuarzo hidrotermales y después de calcita depositada a baja temperatura (Van Everdingen, 1995).

Las aguas subterráneas del macizo evolucionan químicamente de forma progresiva a partir de la composición de las aguas superficiales debido a la meteorización de las rocas básicas y ultrabásicas por el CO_2 del suelo, al mismo tiempo que aumenta la salinidad por efecto climático y disolución de yeso y anhidrita. A veces se tiene pH >11 debido a la reacción de serpentinización a baja temperatura (Neal y Shand, 2002).

9.5.4 Mediterráneo oriental continental

El cierre del mar mediterráneo en el lado oriental se hace por la parte continental de Asia menor-Oriente Próximo, incluyendo Turquía. Hay importantes formaciones basálticas, además de formaciones de carbonatos. Las formaciones de mayor interés hidrogeológico en cuanto a manantiales y captación de aguas subterráneas son los carbonatos, pero los basaltos son buenos almacenes que regulan los caudales estacional e interanualmente. Esto ha sido especialmente estudiado en Galilea, Israel (Kronfeld y Rosenthal, 1981; Rosenthal, 1987) y en los Altos del Golán (Dafni et al., 2003; 2006) y más recientemente en Jordania, donde hay áreas intensamente explotadas y con minería del agua subterránea (El-Naqa et al., 2007). Estos acuíferos se extienden por Siria y el Líbano, aunque en ellos las formaciones de carbonatos y los rellenos de las fosas tectónicas contienen los acuíferos más estudiados y explotados.

En Turquía y Bulgaria las situaciones hay manifestaciones hidrotermales de nitrógeno o nitrógeno-oxígeno, dióxido de carbono, matano, sulfhídrica y mixtas, con los piroclastos alterados a montmorillonita y caolinita (Petrov, 1977). También hay formaciones basálticas importantes que forman en Armenia una meseta a 2000-2200 m, fuertemente entallada (Léonardi et al., 1996), con manantiales conocidos, pero de los que no se dispone de detalles.

Al SE de Turquía se encuentran los manantiales y depósitos asociados de Pamukkale *(castillo de algodón* en turco). Son manantiales termales de agua bicarbonatada cálcica con alta P_{CO2}, que precipitan calcita blanca, originando una gran masa de travertino y recubrimientos carbonatados. El caudal total es de 250 L/s. Los puntos de salida se modifican tras los terremotos. Estas formaciones fueron ya descritas por el arquitecto romano Vitruvio. Están declaradas Patrimonio de la Humanidad desde 1988. Sólo unos pocos lugares en el mundo se le parecen, como las fuentes termales de Mammoth, en el Parque Nacional de Yellowstone en los Estados Unidos, Egerszalók en Hungría, Huanglong en la provincia china de Sichuan y en especial la cascada de Hierve el Agua en San Isidro Roaguía, en el estado mexicano de Oaxaca. El origen del CO_2 es volcánico.

Los Altos del Golán, en el NE de Israel y con extensión en Siria, forman parte de la provincia volcánica de Hauran, de basaltos olivínicos con piroxeno y labradorita, del Plio-Pleistoceno, con escasos afloramientos al estar recubiertos por sedimentos más recientes. Se trata de un acuífero para abastecimiento local (Defni et al., 2003; 2006), que se extiende por el N y centro del Golán. El espesor es de hasta 750 m del relleno del sinclinal, hoy elevado, y se adelgaza lateralmente (Figura 9.5.5-1). Hay 1 o más coladas de basaltos, cubiertas por paleosuelos arcillosos y suelos poco espesos en general. La existencia de paleosuelos dificulta el flujo vertical. La precipitación media P es de 1200 mm/a al NE y decrece a 500 mm/a en el S del área, con una recarga R modelada de R/P = 0,10-0,30. Hay unos 200 manantiales, a veces colgados, no continuos y con forma de lentejón, que dan 10 hm^3/a (R/P <0,02). La descarga por manantiales se hace hacia el mar de Galilea (lago *Kinneret* o de Genezaret)-río Jordán y el valle del río Yarmouk (Figura 9.5.5-2). Mediante la composición química e isotópica, con un gradiente altitudinal de -0,25‰/100 m en $\delta^{18}O$, se identifica la red de flujo del agua subterránea. La composición química cambia gradualmente según las líneas de flujo por disolución mineral e interacción agua-roca. Eso permite distinguir entre un

acuífero superior y un acuífero inferior regional. Este acuífero regional se recarga en áreas altas a unos 20 km de distancia y con tiempos de tránsito de décadas.

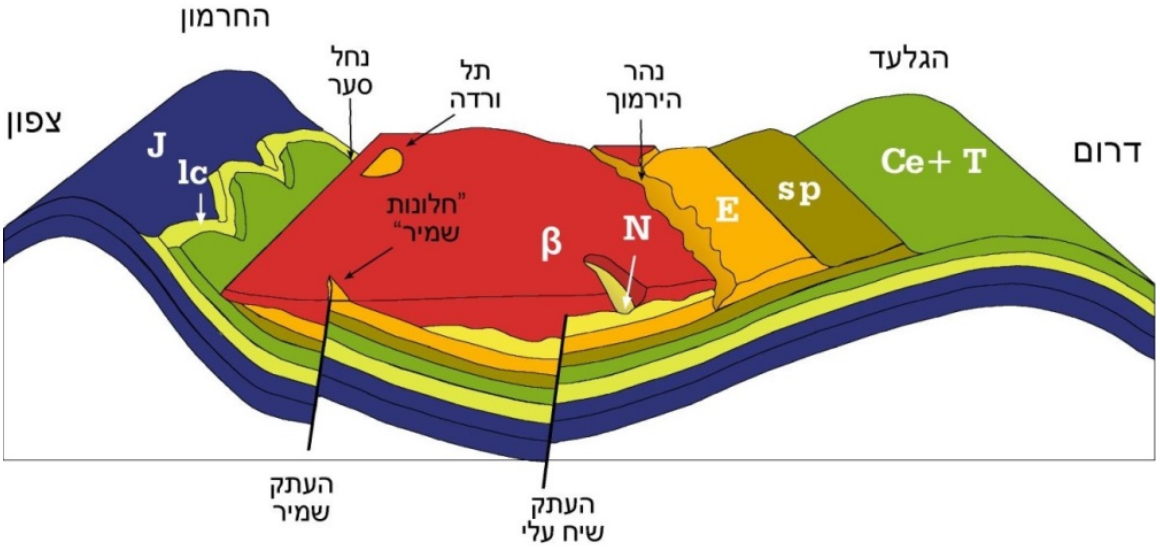


Figura 9.5.5-1 Corte geológico W-E por los Altos del Golán. En rojo la formación basáltica (Dafni et al., 2003).

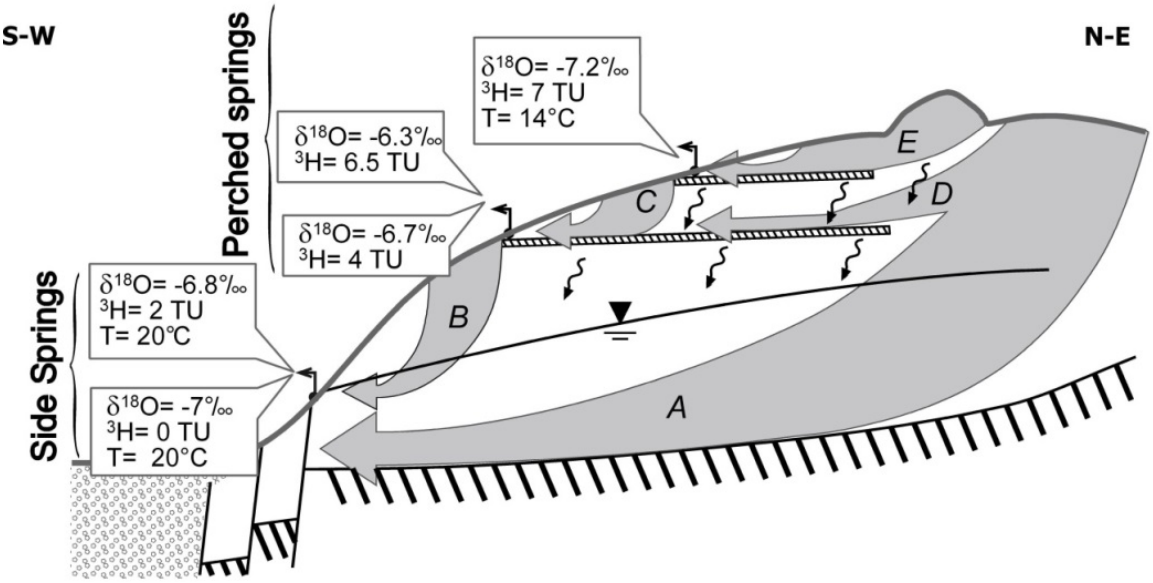


Figura 9.5.5-2 Representación esquemática de la descarga de los Altos del Golán en el valle del Jordán, con indicación de la composición isotópica del oxígeno del agua, de la concentración en tritio y de la temperatura (Dafni et al., 2003).

9.6 Agradecimientos y créditos

Se agradecen los comentarios del Dr. Christian Herrera y la documentación aportada por la Dra. María del Carmen Cabera.

9.7 Referencias

Afrodisis, S., Zomenis, S. 1984. Groundwater exploration in igneous rocks of the Troodos Massif-Cyprus. European Workshop on Hydrological Management in Mediterranean Islands, Nicosia: 16pp.

Aiuppa, A., D'Alessandro, W., Federico, C., Palumbo, B., Valenza, M. 2003. The aquatic geochemistry of arsenic in volcanic groundwaters from southern Italy. Applied Geochemistry, 18(9): 1283-1296.

Alagna, K.E., Peccerillo, A.,Martin, S., Donati, C. 2010. Tertiary to present evolution of orogenic magmatism in Italy. In: Beltrando M., Peccerillo, A., Mattei, M., Conticelli, S., Doglioni, C. (eds.). Journal of Virtual Exploration, 36

Allard, P., Jean-Baptiste, P., D'Alessandro, W., Parello, F., Parisi, B., Flehoc, C. 1997. Mantle-derived helium and carbon in groundwaters and gases of Mount Etna, Italy. Earth and Planetary Science Letters, 148(3-4): 501-516.

Ancochea, E. 1983 Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente en España Central. Tesis doctoral UCM: 1-675

Araña Saavedra, V., López Ruiz, J. 1984. Volcanología. CSIC, Madrid. Editorial Rueda, Alcorcón, Madrid.

Aureli, A. 1973. Idrogeologia del fianco occidentale etneo. En: 2º Convegno Internazionale sulle acque Sotterranee, Palermo. 77pp.

Aureli, A. 1983. L'usage conjoint d'eaux superficielles et d'eaux souterraines dans un bassin ou l'on a un grand aquifère constitué de roches volcaniques. Ground Water in Water Resources Planning. Intern. Symp. Koblenz, II. UNESCO-AIH-IAHS: 675-683.

Back, X.A. 2010. Volcanes en Santa Pau. Investigación y Ciencia, agosto 2006. Reproducido en Volcanes, Especial 7, Investigación y Ciencia, 2015.

Benítez-Navió, Pulido-Bosch, A. 2010. Consideraciones hidrogeológicas sobre el Campo de Calatrava, Ciudad Real. En: E. González Cárdenas, E. Escobar Lahoz, R. Becerra Ramírez, R.V. Gosálvez Rey & J. Dóniz Páez. Aportaciones Recientes en Vulcanología 2005-2008. Centro de Estudios Calatravos, Almagro (Ciudad Real): 83-89. ISBN 978-84-614-1025-5.Bertrand, G., Celle-Jeanton, H., Chazot, G., Huneau, F. 2007. Use of natural tracers (Major ions, total organic carbon, stable isotopes) to understand volcanic aquifer functioning: an example from the Argnat basin (Auvergne, France). IAEA-CN-151-49, Vienna: 559-566.

Bertrand, G., Celle-Jeanton, H., Huneau, F., Baillieux, A., Mauri, G., Lavastre, V., Undereiner, G., Girolami, L., Moquet, J.S. 2015. Contaminant transfer and hydrodispersive parameters in basaltic lava flows: artificial tracer test and implications for long-term management. Open Geosci., 1:513–526.

Boivin, P., Besson, J.C., Briot, D., et al. 2004. Volcanologie de la Chaîne des Puys, Massif Central Français. Éditions du Park Naturel Régional des Volcans d'Auvergne.

Bono, P., Brun, C., Fiori, C., Zucco, F., Gonfiantini, R. 2007. The use of oxygen-18 and deuterium in the water dynamics assessment in the Quaternary volcanic structure of Mount Vulture, Southern Italy. IAEA-CN—151/117: 165-173.

Brusca, L., Aiuppa, A., D'Alessandro, W., Parello, F., Allard, P., Michel, A. 2001. Geochemical mapping of magmatic gas–water–rock interactions in the aquifer of Mount Etna volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 108(1-4): 199-218.

Burdon, D.J., Cullen, K.T. 1980. The hydrogeochemistry of Caradocian volcanics in South East Ireland and the effect of precipitation composition of the groundwater chemistry. IV Congresso Intern. Aque Sotterranee. Acireale, Sicilia. 44

Caliro, S., Chiodini, G., Moretti, R., Avino, R., Granieri, D., Russo, H., Fiebig, J. 2007 The origin of fumaroles of La Solfatara (Campi Flegrei, South Italy). Geochimica et Geochimica Acta, 71:3040-3055.

Cañada Guerrero, P. 1971. Contribución al estudio geológico y mineralógico de la plataforma continental en el área de las islas Columbretes. 1er Congreso Hispano–Luso–Americano de Geología Económica. Madrid–Lisboa, Sec. 6: 181–189.

Castellano, M., Augusti, V., De Cesare, W., Favali, P., Frugoni, F., Montuori, C., ... Patanè, D. 2008. Seismic tomography experiment at Italy's Stromboli Volcano. Eos, Transactions American Geophysical Union, 89(30): 269-270.

CIHS 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.

Cebriá, J.M., López-Ruiz, J. 2010. Modelos petrogénicos y geodinámicos para el volcanismo del Campo de Calatava. En: E. González Cárdenas, E. Escobar Lahoz, R. Becerra Ramírez, R.V. Gosálvez Rey & J. Dóniz Páez. Aportaciones Recientes en Vulcanología 2005-2008. Centro de Estudios Calatravos, Almagro (Ciudad Real): 45-49. ISBN 978-84-614-1025-5.

Cortecci, G., Noto, F., Panichi, C. 1978. Environmental isotope study of the Campi Flegrei (Naples, Italy) geothermal field. JH, 36: 143-159. 55

Cortecci, G., Ferrara, G., Maiorani, A., Turi, B. 1992. Stable isotopes in volcanic fluids and rocks at Vulcano (Sicily, Italy). In: Kharaka & Maast 8eds.), Water-Rock Interaction. Balkema: 911-914.

Cuoco, E., Verrengia, G., De Francesco, S., Tedesco, D. 2010. Hydrogeochemistry of Roccamonfina volcano (Southern Italy). Environ. Earth Sci., 61: 575-538.

Custodio, E., Llamas, M.R. 1976/1983. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, Barcelona: 1-2350.

Dafny, E., Gvirtzman, H., Burg, A., Fleischer, L. 2003. The hydrogeology of the Golan basalt aquifer, Israel. Isr. J. Earth Sci. 52: 139–153.

Dafny, E., Burg, A., Gvirtzman, H. 2006. Deduction of groundwater flow regime in a basaltic aquifer using geochemical and isotopic data: The Golan Heights, Israel case study. Journal of Hydrology, 330(3-4): 506-524.

Dall'Aglio, M., Duchi, V., Minissale, A., Guerrini, A., Tremori, M. 1994. Hydrogeochemistry of the volcanic district in the Tolfa and Sabatini Mountains in central Italy. Journal of Hydrology, 154(1-4): 195-217.

D'Alessandro, W., Federico, C., Longo, M., Parello, F. 2004. Oxygen isotope composition of natural waters in the Mt Etna area. Journal of hydrology, 296(1-4): 282-299.

D'Alessandro, W., Bellomo, S., Bonfanti, P., Brusca, L. 2011. Salinity variations in the water resources fed by the Etnean volcanic aquifers (Sicily, Italy): natural vs. anthropogenic causes. Environ. Minit. Assess., 173: 431-446.

D'Arcy, D., Livet, M. 2006. Vallés de l'Allier et de la Dore. Chap I. In: J.C. Roux (ed.), Aquifères et Eaux Souterraines en France. BRGM Éditions, Orléans: 52-58.

Daniele, L. 2004. Distribution of arsenic and other trace elements in the groundwater of Ischia Island (southern Italy). Environmental Geology, 46: 96-103.

Di Napoli, R., Aiuppa, A., Bellomo, S., Brusca, L., D'Alessandro, W., Cagliano Candela, E., Longo, M., Pecoraino, G., Valenza, M. 2009. A model for Ischia hydrothermal system: Evidences from the chemistry of thermal groundwaters. J. Volcanology and Geothermal Research, 186: 133-159.

Drogue, C. 1988. Certains aspects de l'hydrogéologie des terrains volcaniques d'aprés les travaux du Séminaire de Madère (setembre 1987). En: Milieu Volcanique. Hydrogéologie, 1988(2): 191-193.

Dupuy, J.-C., Livet, M, 2006. Cézellier, Chap I. In: J.C. Roux (ed.), Aquifères et Eaux Souterraines en France. BRGM, Orléans: 52-58.

Dupuy, J.-C., Livet,M. 2006. Monta de Cantal..... Chap I. In: J.C. Roux (ed.), Aquifères et Eaux Souterraines en France. BRGM, Orléans: 52-58.

El-Naqa, A., Al-Monani, M., Kilani, S., Kammouri, N. 2007. Groundwater deterioration of shallow groundwater aquifer due to overexploitation in Northeastern Jordan. Clean 35(2):156-166

Fayas Janer, J.A., Doménech Arnau, J. 1974. Morfología volcánica de Olot y su interés hidrológico. Agua, 85: 20-31.

Federico, C., Corso, P.P., Fiordilino, E., Cardellini, C., Chiodini, G., Parello, F., Pisciotta, A. 2010. CO_2 degassing at La Solfatara volcano (Phlegrean Fields): processes affecting $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ of soil CO_2. Geochimica et Cosmochimica Acta, 74(12): 3521-3538.

Fiebig, J., Chiodini, G., Caliro, S., Rizzo, A., Spangenberg, J., Hunziker, J.C. 2004. Chemical and isotopic equilibrium between CO_2 and CH_4 in fumarolic gas discharges: Generation of CH_4 in arc magmatic-hydrothermal systems. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68(10): 2321-2334.

Gallart, J., Pous, J., Boix, F., Hirn, A. 1991. Geophysical constraints on the crustal structure of the Olot Volcanic Area, northeastern Iberian Peninsula. Journal of Volcanology and Geothermal research, 47: 33-44.

Ghiglieri, G., Oggiano, G., Fidelibus, M.D., Alemayehu, T., Barbieri, G., Vernier, A. 2009. Hydrogeology of the Nurra Region, Sardinia (Italy): basement-cover influences on groundwater occurrence and hydrogeochemistry. Hydrogeology Journal, 17: 447-466.

González Cárdenas, E., Escobar Lahoz, E., Becerra Ramírez, R., Gosálvez Rey, R.V., Dóniz Páez, J. 2010. Aportaciones recientes en vulcanología 2005-2008. Centro de Estudios Calatravos, Almagro (Ciudad Real): 1-416. ISBN 978-84-614-1025-5.GV 1989. Islas Columbretes: contribución al estudio de su medio natural. Monografía 5, Generalitat Valènciana, Conselleria d'Obres Públiques i Transports. València: 96–100.

Inguaggiato, S., Pecoraino, G. and D'amore, F., 2000. Chemical and isotopical characterisation of fluid manifestations of Ischia Island (Italy). Journal of volcanology and geothermal research, 99(1-4): 151-178.

Karavitis, C.A., Kerkides, P. 2002. Estimation of the water resources potential in the island system of the Aegean Archipelago, Greece. Water International, International Water Resources Association, 27(2): 243-254.

Kronfeld, J., Rosenthal, E. 1981. Uranium isotopes as a natural tracer in the waters pf the Bet Shean-Harod Valleys, Israel. JH, 50: 179-190. 54

Lachassagne, P., Blavoux, B., Livet, M. 2006. Aquifères volcaniques. In, Aquifères et Eaux Souterraines en France. BRGM-IAH: 52-58.

Lachassagne, P., Blavoux, B., Livet, M. 2006. Généralités sur les eaux souterraines. 5. Aquifères volcaniques, Chap I. In: J.C. Roux (edJ, Aquifères et Eaux Souterraines en France. BRGM, Orléans: 52-58.

Le Cloarec, M.F., Pennisi, M., Corazza, E., Lambert, G. 1994. Origin of fumarolic fluids emitted from a nonerupting volcano: Radionuclide constraints at Vulcano (Aeolian Islands, Italy). Geochimica et Cosmochimica Acta, 58(20): 4401-4410.

Leeman, W.P., Tonarini, S., Pennisi, M. and Ferrara, G., 2005. Boron isotopic variations in fumarolic condensates and thermal waters from Vulcano Island, Italy: implications for evolution of volcanic fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(1): 143-163.

Léonardi, V., Arthaud, F., Grillot, J.C., Avetissian, V., Bochnaghian, P. 1996. Modélisation d'un aquifère fracturé tenant compte de données géologiques, climatiques et hydrauliques: cas des basaltes perchés de Garni (Arménie). Journal of Hydrology, 179: 87-109.

Livet, M. 2006. Massif Central. In, Aquifères et Eaux Souterraines en France. BRGM-IAH: 524-559.

Livet, M. 2006. Velay Oriental. Chap I. In: J.C. Roux (ed.), Aquifères et Eaux Souterraines en France. BRGM, Orléans: 52-58.

Lunn, R.J., Lunn, A.D., Mackay, R. 1997. Development of a hydrogeological model of the Borrowdale volcanics at Sellafield. Hydrology and Earth System Sciences, 1: 35-46.

Martínez Parra, M. 1995. El acuífero vulcano-detrítico de la unidad hidrogeológica de Olot. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XIX, GTH, Madrid.

Martí, J., Ortiz, R., Claudin, F., Mallarach, J. 1986. Mecanismos eruptivos del volcán de La Closa de Sant Dalmai (Girona). En: R. Ortiz y V. Araña, V. (eds.). Física de los fenómenos volcánicos. Anales de Física, Serie B. Publicaciones de la Real Sociedad Española de Física, 82(nº especial): 143-153

MASE 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España: minería del agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Aqualogy y Cetaqua: 1-488. UPC, Barcelona. e-book, http://hdl.handle.net/2117/111272.

Michard, G., Fouillac, C., Grimaner, D., Denis, J. 1981. Une méthode globale d'estimation des temperatures des reservoirs alimentant les sources thermals: exemple du Massif Central français. G&CA, 45: 1199-1207. 62

Morell, I., Pulido-Bosch, a., Virgilio, J., Daniele, L. 2005. Geoquímica isotópica del boro en áreas termales asociadas a vulcanismo activo: Casos de las islas de Ischia (Italia) y San Miguel (Azores, Portugal). Libro Homenaje al Profesor Rafael Fernández Rubio. IGME: 319-341.

Morell, I., Pulido-Bosch, A., Daniele, L., Cruz, J.V. 2008. Chemical and isotopic assessment in volcanic thermal waters: cases of Ischia (Italy) and São Miguel (Azores, Portugal). Hydrological Processes: An International Journal, 22(22): 4386-4399.

Moussu, H. 2006. Aquifères et eaux sourerraines en France. BRGM-AIH: 823-829.

Neal, C., Shand, P. 2002. Spring and surface water quality of the Cyprus ophiolites, Hydrol. Earth Syst. Sci., 6: 797-817, https://doi.org/10.5194/hess-6-797-2002.

Nehlig, P., Leyrit, H., Dardon, A., Freour, G., de Goër de Herve, A., Huguet, D. 2001. Repeated growth and catastrophic destruction of the Cantal stratovolcano (France). Journal of Volcanology and Geothermal Research. Field trip EGS, 06-06-2001.

Nehlig, P., Leyrit, H., Dardon, A., Freour, G., Herve, A., Huguet, D., Thiéblemont, B. 2001. Repeated growth and catastrophic destruction of the Cantal stratovolcano (France). Bulletin Societé Géologique de France, 172: 295-308.

Nehlig, P., Boivin, P., de Goër, A., Mergoil, J., Prouteau, G., Sustrac, G., Thiéblemont, D. 2003. Les volcans du Massif Central. Revue Géologues, Numéro spécial. BRGM: 1-41.

Parisi, S., Paternoster, M., Kohfahl, C., Pekdeger, A., Meyer, H., Hubberten, H.W., Spilotro, G., Mongelli, G., 2011. Groundwater recharge areas of a volcanic aquifer system inferred from hydraulic, hydrogeochemical and stable isotope data: Mount Vulture, southern Italy. Hydrogeology Journal, 19: 133–153.

Paternoster, M., Liotta, M., Favara, R. (2008). Stable isotope ratios in meteoric recharge and groundwater at Mt. Vulture volcano, southern Italy. Journal of Hydrology, 348(1-2), 87-97.

Pennisi, M., Leeman, W.P., Tonarini, S., Pennisi, A., Nabelek, P. 2000. Boron, Sr, O, and H isotope geochemistry of groundwaters from Mt. Etna (Sicily)—hydrologic implications. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(6): 961–974.

Petrov, P. 1977. Some features in the distribution of magmatic, hydrothermal and seismic activity in the area of the Balkanides and the Aegean arc. Geologica Balcánica 7(2). Sofia: 99-116.

Piscopo, V., Barbieri, M., Monetti, V., Pagano, G., Pistoni, S., Ruggi, E.,Stanzione, D. 2006. Hydrogeology of thermal waters in Viterbo area, central Italy. Hydrogeology Journal ,14: 1508–1521.

Piscopo, V., Armiento, G., Baiocchi, A., Mazzuoli, M., Nardi, E., Piacentini, S.M., Proposito, M., Spaziani, F. 2018. Role of high-elevation groundwater flows in the hydrogeology of the Cimino volcano (central Italy) and possibilities to capture drinking water in a geogenically contaminated environment. Hydrogeology Journal, 26(4): 1027-1045.

Puga, E., Fontboté, J.M. 1979. Estudio petrológico de las rocas volcánicas del Pérmico de Greixer (Pirineo catalán). Acta Geologica Hispanica, 14: 80-89.

Pulido-Bosch, A., Benitez, A. 2008. Le CO_2 et les eaux souterraines dans le Campo de Calatrava (Ciudad Real, Espagne). In: Hydrogeology of Volcanic Rocks. Actes Colloque Hydrogéologie 2008 CERD, Djibouti: 95-100.

RAEMIA 2019. Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España. Preparado por E. Custodio, con la revisión de J. Jódar y las contribuciones especiales de J.V. Giráldez y A. Sahuquillo, para la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), con el apoyo de SUEZ-España y CETAQUA: 1-1206. UPC, Barcelona, e-book, http://hdl.handle.net/2117/182282.

Roux, J.C. (ed.). 2006. Aquifères et eaux souterraines en France. BRGM Éditions, Orléans, 2: 1-944.

Rosenthal, E. 1987. Chemical composition of rainfall and groundwater in recharge areas of the Bet Shean-Harod multiple aquifer system, Israel. JH, 89: 329-352.

Ruggieri, G., Allocca, V., Borfecchia, F., Cusano. D., Marsiglia, P., De Vita, 2021.Testing evapotranspiration estimates based on MODIS satellite data in the assessment of groundwater recharge of karst aquifers of Southern Italy. Water

SASMIE 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio para Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), SUEZ-España y Cetaqua: 1-852. UPC, Barcelona. e-book. http://hdl.handle.net/2117/111515

Scandone, R., Cortini, M. 1997. El Vesubio. Volcanes. Temas 8, Investigación y Ciencia, Prensa Científica, Barcelona: 2-13.

Schoeller, H., Schoeller, M. 1979. Une étude des eaux thermominérales du Massif Central français. Bull. BRGM, 2 Série, Sec. III, 2:121-156 41

Sigurdsson, H., Carey, S., Alexandri, M., Vougioukalakis, G., Croff, K., Roman, C., ... Goguo, A. 2006. Marine investigations of Greece's Santorini volcanic field. EOS, Transactions American Geophysical Union, 87(34): 337-342.

Simkin, T., Siebert L. 1994. Volcanoes of the world, 2nd edition. Geoscience Press in association with the Smithsonian Institution. Global Volcanism Program, Tuscon AZ.

Tedesco, D. 1996. Chemical and isotopic investigations of fumarolic gases from Ischia island (southern Italy): Evidences of magmatic and crustal contribution. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 74(3-4): 233-242.

Torrente, M., Iannace, P., Milia, A. 2017. Space-time evolution of a volcanic field in an extended region: the example of Campi Flegrei (Italy).

Ubach, J., Santamaría, J. 2007. El vulcanismo riolítico submarino del Parque Natural de "Sant Llorenç del Munt i de l'Obac" (Barcelona), III Reunión Nacional de la Comisión del Patrimonio Geológico. Manresa (Barcelona): 87-89 ISBN 84-88762-84-4.

Valentino, G.M., Stanzione, D. 2003. Source processes of the thermal waters from the Phlegraean Fields (Naples, Italy) by means of the study of selected minor and trace elements distribution. Chemical Geology, 194(4): 245-274.

Van Everdingen, D.A. 1995. Fracture characteristics of the sheeted dike complex, Troodos ophiolite, Cyprus; Implications for permeability of oceanic crust. Journal of Geophysical Research, 100(B10): 19967-19972.

Vegas, J., Galán, L., Pérez-González, A., García-Cortés, A. 2004. El archivo lacustre del maar de Fuentillejo (Campo de Calatrava). Primeros protocolos científicos y estrategia de trabajo para el estudio paleoclimático del Cuaternario en el centro de España. Boletín Geológico y Minero, 115(4): 641-650.

Villari, L. 1997. El Etna. Volcanes. Temas 8, Investigación y Ciencia, Prensa Científica, Barcelona: 14-19.

Vinyals, E. 1979 Hidrogeología de la depresión tectónica pliocena de La Selva (Gerona). Curso Internacional de Hidrología Subterránea, Barcelona.

Vivona, R., Preziosi, E., Madé, B., Giuliano, G. 2007. Occurrence of minor toxic elements in volcanic-sedimentary aquifers: a case study in central Italy. Hydrogeology Journal, 15(6): 1183-1196.

Capítulo 10

Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico continental americano

Contenido: El ámbito se divide en Norteamérica, América Central y Sudamérica. De Norteamérica de considera la parte oeste, separando la porción norte en el entorno de la meseta de Columbia de la centro-sur en torno a la meseta del Colorado, con una tercera porción en California y Norte de México. No se consideran los restos de los grandes derrames basálticos del E norteamericano por ser rocas en general de muy poca permeabilidad. De Centroamérica se considera la parte continental, ya que la insular se incluye en el Capítulo 8. En Sudamérica se considera la parte occidental o andina, en especial la central y norte, y la atlántica formada por los basaltos Paraná y el volcanismo patagónico.

Notas generales

El objetivo de este informe-libro son los aspectos hidrogeológicos y relativos a la existencia de reservas y recursos de agua subterránea. Otros aspectos no se consideran o sólo se mencionan marginalmente.

No se realiza un inventario de formaciones e islas volcánicas, sino que se seleccionan y singularizan aquellas que aportan conocimiento para cubrir el objetivo. Otras situaciones se mencionan en las introducciones o se obvian.

Una parte significativa del contenido se basa en los informes MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019), disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua, y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología de los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

Este informe-libro se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970, a lo que se añade la experiencia directa en determinados casos que se deriva de campañas y visitas detalladas y de trabajos de investigación y profesionales.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de los contenidos de los mismos o por sesgos por parte del redactor, aunque se ha tratado de compensar estas deficiencias en lo posible.

Las figuras se han tomado en buena parte de los documentos disponibles, con la calidad que tenían, que a veces es bastante deficiente, pero que se han mantenido si aportan información relevante

Muchas de las localidades mencionadas no están bien identificadas o no figuran en la información gráfica. Se pueden localizar fácilmente por los lectores acudiendo a las fuentes electrónicas y documentales de información.

Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales. Se da la designación anglosajona cuando aparecen por primera vez, cuando se ha creído relevante. En el breve glosario y lista de símbolos se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 10

10 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico continental americano

10.1 Contexto general y local

10.2. Noroeste norteamericano

10.2.1 Contexto general

10.2.2 Basaltos terciarios de la meseta de Columbia

10.2.3 Basaltos recientes del noroeste norteamericano

10.2.4 Meseta del Colorado

10.2.5 Montañas de Jémez-Caldera de Valles, Nuevo México

10.2.6 Volcanismo de fosas y cordilleras del Oeste norteamericano

10.2.7 Tobas del Yucca Mountain, Nevada

10.2.8 Volcanismo activo en California

10.3. Centroamérica

10.3.1 Contexto general

10.3.2 Volcanismo del centro y Sur mexicanos

10.3.3 Volcanismo del istmo centroamericano

10.4 Sudamérica occidental: los Andes

10.4.1 Formaciones volcánicas andinas

10.4.2 Volcanismo andino del Norte

10.4.3 Formaciones volcánicas andinas centrales

10.5 Derrames de basaltos de Sudamérica Oriental

10.6 Agradecimientos y créditos

10.7 Referencias

10 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico continental americano

10.1 Contexto general y local

En la Figura 10.1.1 se marcan las áreas de especial atención

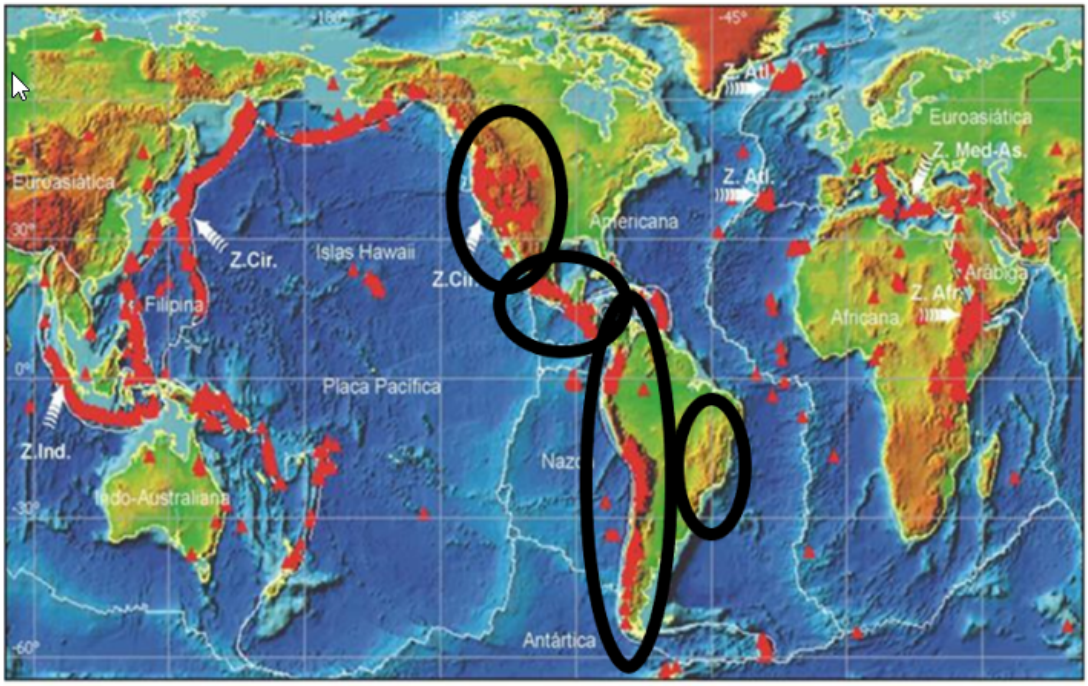


Figura 10.1.1 Áreas de especial atención en este Capítulo 10. La figura muestra el volcanismo activo, pero no refleja las grandes formaciones volcánicas, principalmente derrames basálticos que están bajo sedimentos más recientes.

10.2. Noroeste norteamericano

10.2.1 Contexto general

Los aspectos hidrogeológicos principales ligados al vulcanismo en Norteamérica están en el ámbito geográfico de la cadena de las Montañas Rocosas (*Rocky Mountains*) del Oeste de los Estados Unidos de Norteamérica (*USA*) y su prolongación en el Norte de México y de la cordillera costera del Pacífico-cordillera de las Cascadas. La Figura 10.2.1-1 muestra las grandes unidades de los Estados Unidos de Norteamérica (*USA*) y la Figura 10.2.1-2 las grandes mesetas y planicies (*plateaux*) volcánicas. Se centra la atención en las mesetas de Columbia (*Columbia Plateau*) y del Colorado (*Colorado Plateau*), que se relacionan con las cuencas de los grandes ríos Columbia y Colorado (Back et al., 1988; Bauer y Hansen, 2000; USGS, 1984). En la meseta de Columbia se diferencia la parte del río Snake y su afluente Palouse y se considera el Parque Nacional de Yellowstone. Además, fuera de la meseta, se considera la parte inferior, en la cordillera de las Cascadas (*Cascades Range*), el Mount Saint Helens y el emplazamiento nuclear de Hanford.

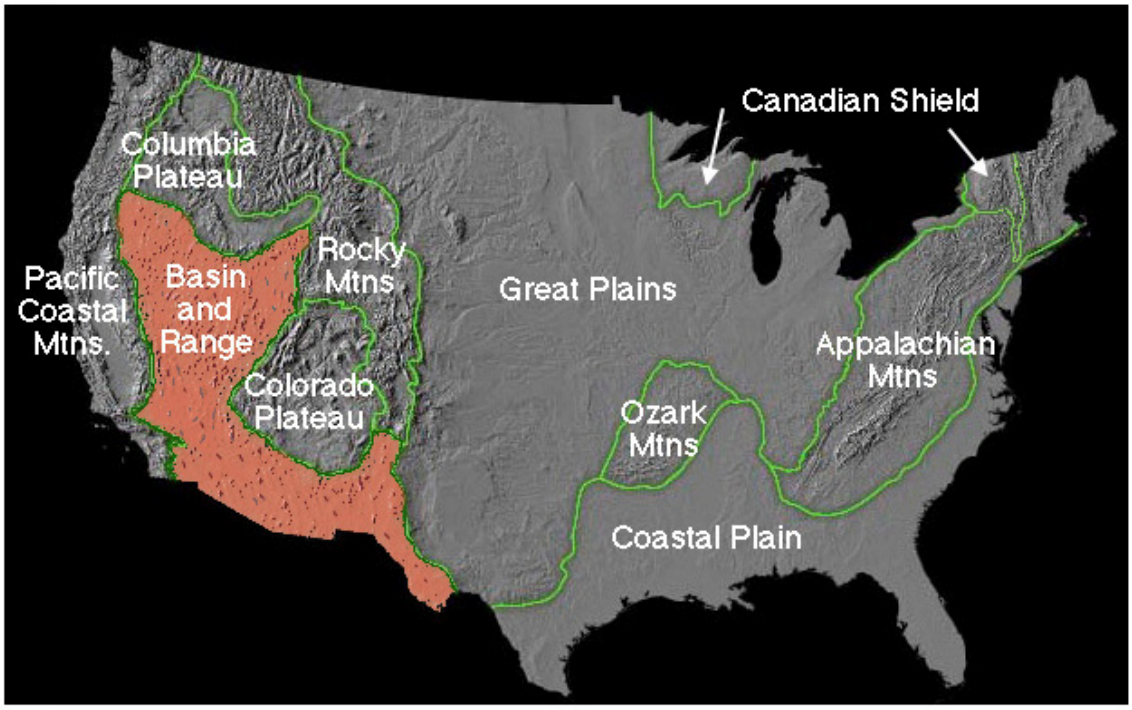


Figura 10.2.1-1 Grandes unidades geológicas de los Estados Unidos de Norteamérica continental, sin incluir Alaska. Hay grandes formaciones volcánicas en las mesetas de Columbia y Colorado y en la Cordillera Costera del Pacífico.

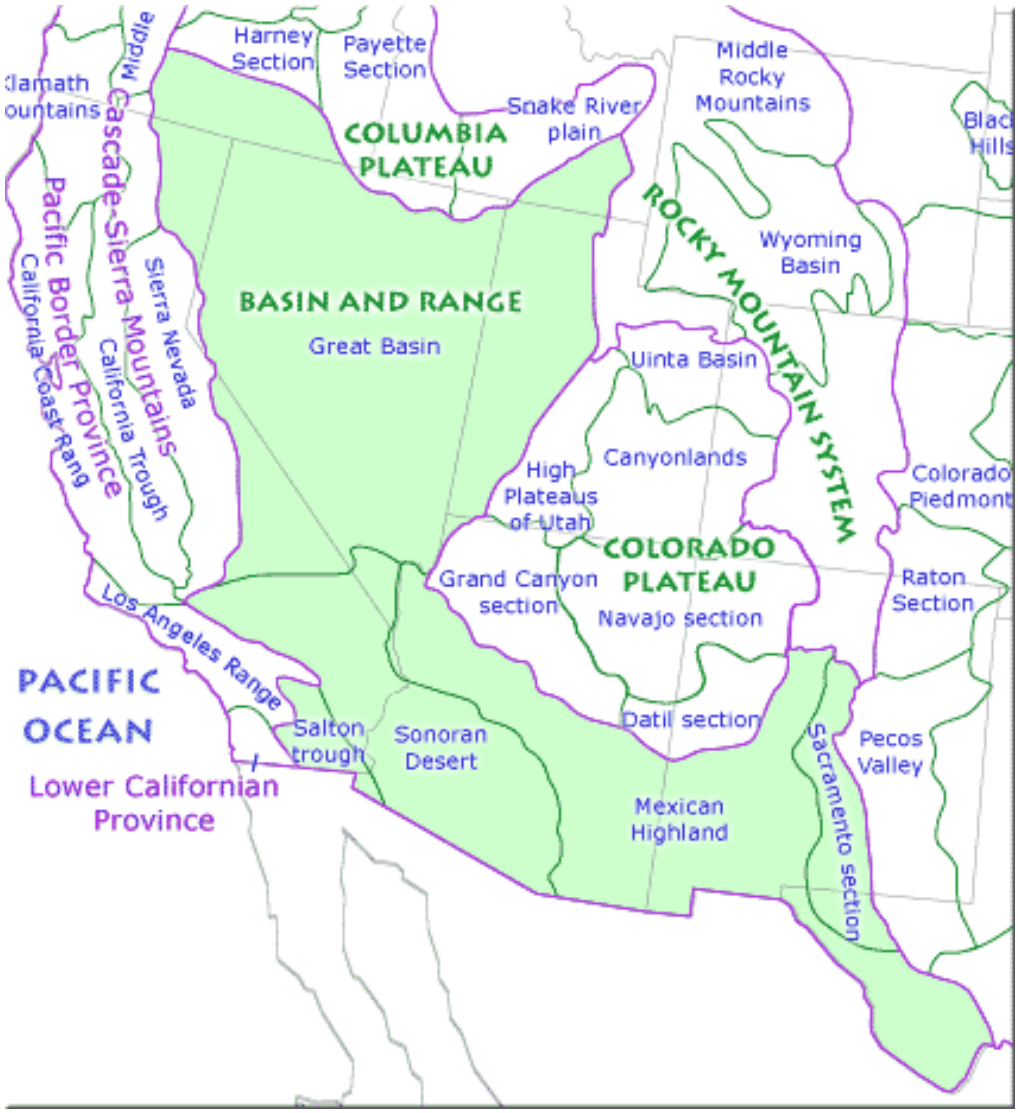


Figura 10.2.1-2 Grandes mesetas norteamericana y cordillera costera con formaciones volcánicas y sus partes diferenciadas.

Se encuentran tanto coladas de lava, frecuentemente basáltica, y tobas. El volcanismo de convergencia de placas produce tobas (Wood y Fernández, 1988). Las tobas de flujo (ignimbritas, *ash flow*) y de caída (*ash fall*), en general de riolita a dacita, tienen variable grado de cementación. Las ignimbritas son de color obscuro, sin clasificar y estratificadas. Las tobas de caída son de color claro, están bien clasificadas y estratificadas y se adelgazan al alejarse del lugar de salida. La diaclasación columnar de las tobas, en general vertical, es desde centimétrica si están bien soldadas a métrica si están poco soldadas, más la diaclasación que corresponde a las tensiones tectónicas regionales; hay fracturas horizontales de estratificación de deposición y de deformación al perder los gases y colapsar las vacuolas durante el enfriamiento; hay zonas de <1 m de espesor muy diaclasadas e imbricadas, que son más permeables y porosas. Las porosidades totales son del 0,15 en las ignimbritas soldadas, más compactas en el centro, 0,32 en las ignimbritas sin soldar y 0,40 en las tobas de caída, que decrece a 0,30 si están zeolitizadas y a 0,02-0,22 si son arcillosas.

Las coladas de lava son muy permeables, salvo que sean muy masivas o muy fluidas. Las coladas pueden ser de:

1.- basalto, desde vítreo a grano fino, más vesicular en el techo, con poros conectados o no, diaclasas de enfriamiento y juntas de tensión de enfriamiento; es el 5%-10% del espesor total, con muchos huecos y poros interconectados y muy permeable

2.- basalto en bloques angulares, de escoriáceo a vesicular, sobre basalto vesicular sin fragmentar que ocupa aproximadamente la mitad del espesor total y con gran extensión lateral; autobrecha (a-a, malpaís) o escoria flotante desde la salida.

El techo de la colada es basalto vítreo de grano fino con muchas vesículas: colada vesicular simple y brecha de techo. El interior de la colada es basalto denso no vesicular, de vítreo a cristalino, con numerosas juntas de enfriamiento que pasan a entablamientos de la columnata (*entablature-colonnade*). Estas juntas son más complejas, formadas por pequeñas columnas de diaclasación irregular y aparentemente aleatoria, a menudo sobre una zona columnar regular menos potente, con juntas no alteradas estrechas (media de 0,23 mm). La base de la colada puede consistir en sedimentos o el techo de la colada que está debajo; si el terreno estaba seco produce <1 m de basalto poco vesicular vítreo y si estaba con agua (lagos, ríos, suelo saturado de agua) se producen almohadillas (*pillows*), hialoclastitas y peperitas localizadas o dispersas.

El agua fluye principalmente por las zonas entre las coladas, pero la presencia de sedimentos modifica las condiciones, con una posible notable variación lateral en brechas de techo y de base; el interior es casi impermeable, con fisuras rellenas al 77%-99% de arcilla, sílice, zeolita y minerales secundarios, con huecos no interconectados, de modo que pueden confinar hidráulicamente lo que está debajo.

Las fallas pueden afectar al flujo tridimensional del agua subterránea, como barreras que compartimentan, o bien como caminos verticales que comunican capas de extensión variable, haciendo aflorar agua entre capas y favoreciendo la recarga/descarga.

Los plegamientos pueden afectar, favoreciendo deslizamientos entre las coladas y capas, con una gran reducción de la permeabilidad. Lo mismo sucede con los paleosuelos, si se ha producido un largo hiato (>50-100 ka), con efecto muy variable y con mineralización secundaria entre capas y en fisuras, según las condiciones locales, que son muy diversas. Se producen acuíferos aislados y confinados.

Los diques a veces son barreras. Los diques horizontales (diques-capa, *sills*) a veces confinan. Pero en el área del río Colorado, río Snake y piroclastos de Nevada, los diques no parecen tener efecto alguno. En otros lugares pueden dar caudales moderados de agua si están fracturados.

El vidrio volcánico es una fase químicamente reactiva por efecto del CO_2. Siguen en reactividad los inter-crecimientos criptocristalinos, olivino, piroxeno y feldespato.

Los manantiales de California y Oregón dan 40 m^3/s y 110 m^3/s en el cañón en Idaho. En Thousand Springs, entre las capas de basalto manaban 15-20 m^3/s antes de la explotación intensiva del acuífero.

10.2.2 Basaltos terciarios de la meseta de Columbia

La gran provincia ígnea de Idaho-Washington-Oregón comprende los basaltos intraplaca de Columbia y del Snake River (y su cuenca tributaria de Palouse) e incluye el Parque Nacional de Yellowstone (Hooper, 1982; Hooper y Hawkesworth, 1993; Vaccaro, 1999; Whiteman et al., 1994; Swanson et al., 1979). Además, incluye la franja de convergencia de placas, en que la placa oceánica pacífica se hunde bajo el continente y penetra unos 700 km, dando lugar a unos 600 volcanes activos en el entorno de la cordillera de las Cascadas, donde se encuentran el volcán del Mount Saint Helens y el emplazamiento nuclear de Hanford. Hay que diferenciar los grades derrames Terciarios de las formaciones volcánicas recientes. La Figura 10.2.2-1 muestra la ubicación de los basaltos de la provincia volcánica de Columbia. Las Figuras 10.2.2-2 incluyen los volcanes y rasgos adicionales.

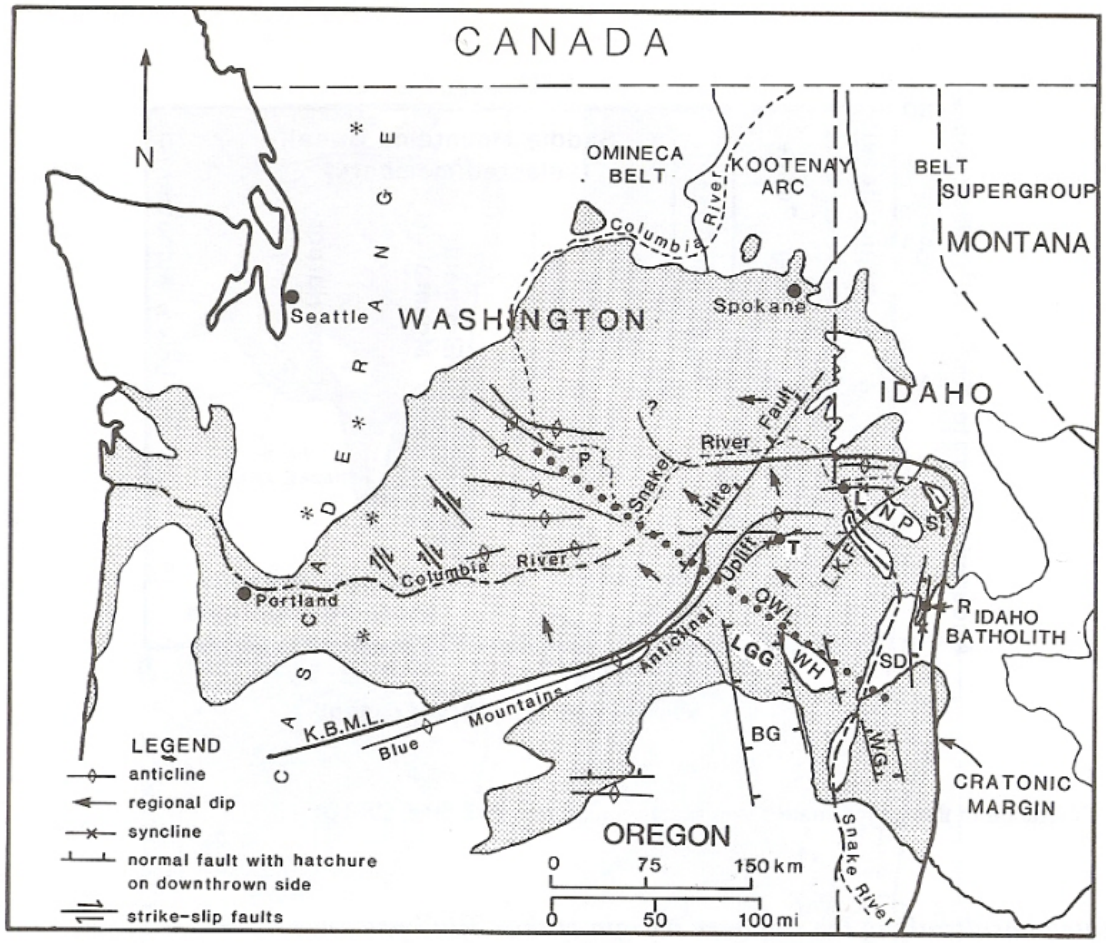


Figura 10.2.2-1 Principales rasgos tectónicos y estructurales de la meseta (planicie) de Columbia (Hooper, 1988), sin incluir el sistema de diques de alimentación, situados al NNW. Entre Skopane y el río Snake el basalto recubre un zócalo cratónico.

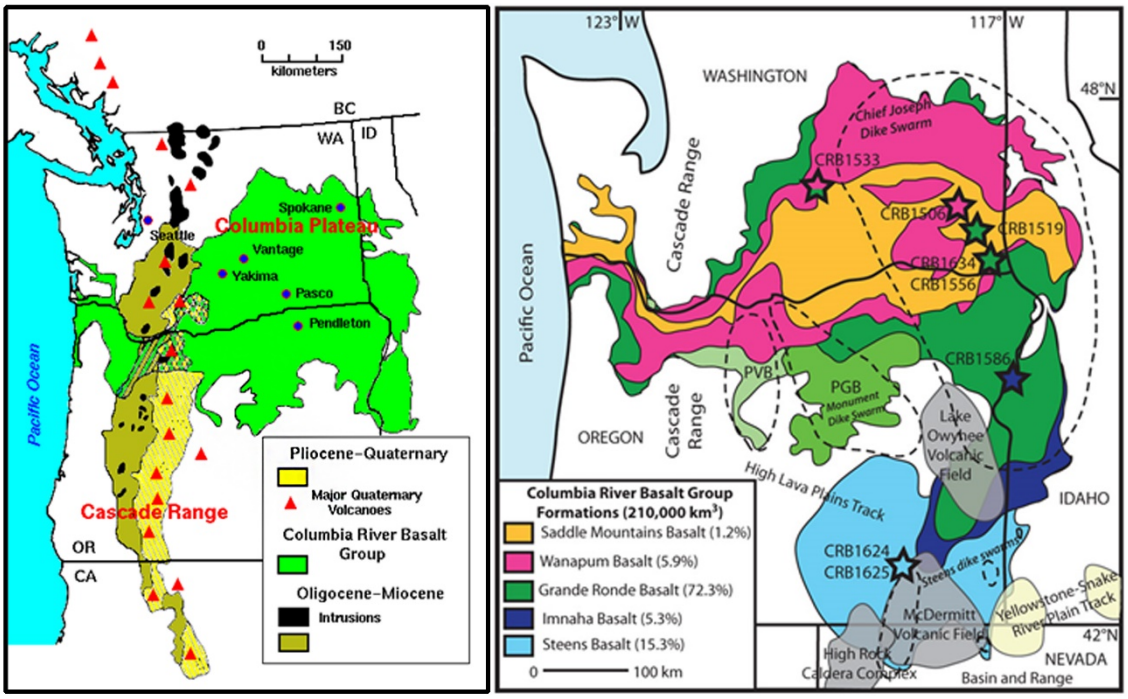


Figura 10.2.2-2 Localización de las formaciones volcánicas del NW norteamericano y rasgos fisiográficos en relación.

Los basaltos de la meseta de Columbia son de derrame (*flood basalts*), de 8-17 Ma (Mioceno), el 96% de ellos de 14,5 a 17 Ma de edad. La relación $^{3}He/^{4}He$ vale 1,386 ppm, comparada con ≈10 ppm para el manto y ≈0,61 para la corteza terrestre, o sea que se trata de basalto con una alta componente cortical.

Los basaltos de la meseta de Columbia se extienden sobre 260.000 km², con un espesor medio de 900-1200 m (Shelton, 1982) y un volumen de 300.000 km³. Las coladas son muy extensas y gruesas, sin separación hidráulica clara entre ellas. Hay unas 300 coladas de basaltos toleíticos continentales en >164.000 km², con un volumen de >174 000 km³ y un espesor máximo de 3250 m, emitidas según fisuras orientadas al NNW de 10 a >100 km de longitud. En general, cada colada tiene un volumen de >1000 km³, hasta 2000 km³, y recorrido de centenares km en miles de km². Son derrames 100 a 1000 veces mayores que los otros derrames conocidos. Hay fisuras tectónicas y subsidencia regional. Las coladas del Mioceno van al W, atravesando la cordillera costera de las Cascadas (*Cascades Range*).

Hay dos grandes etapas de derrames superpuestas.

Los basaltos Grande Ronde tienen < 2 Ma de edad y un espesor de >700 m. Sus coladas tienen espesores de <1 a >50 m, algunas de ellas de centenares de km² de extensión y recorridos de cientos de km; una colada de basalto con un volumen de 700 km³, llegó a 300 km con 300 m espesor, ancho de 100 km y velocidad de 5 km/semana. La conductividad hidráulica horizontal es de 1900 m/d y la vertical de 0,3 m/d, en un espesor de 20-30 m. Hay diques orientados a causa de las extensiones territoriales (Shelton, 1982).

Siguen los derrames más pequeños de los basaltos Wanapun, de 14,5 a 15, 5 Ma y los basaltos de Saddle Mountain, de 6-14 Ma. Dan coladas compuestas de distintos lóbulos separados, unos cubriendo a otros. Esto produce cuerpos alargados de basalto con

muchas capas finas discontinuas y locales de basalto masivo. Las coladas en láminas (*sheet flows*) son capas singulares de espesor >0,3 hasta 30 m, sin estructura lobulada, similares a las coladas compuestas sólo en los bordes. Los basaltos Wanapun surgieron en <2Ma. Ocupan 175.000 km^2. Se trata de basaltos toleíticos que al final evolucionaron a una composición química más calco-alcalina y silícea. El espesor es de hasta 76 m.

De los dos acuíferos en basalto en el SE de Washington, el más productivo es el profundo, de 100 km^2 de extensión. Yace sobre granito y metasedimentos. Son formaciones porosas en partes aisladas hidrogeológicamente. Sobre el basalto hay depósitos aluviales, loess y suelo. Se consumen reservas de agua subterránea, con descensos de 10 m en 25 a. El agua subterránea fluye por el espacio entre coladas vesiculares y tramos muy fracturados. El medio se comporta como anisótropo, con una relación entre la conductividad hidráulica horizontal y la vertical de 100-1000 (Larson et al., 2000).

En el estado de Washington, en el acuífero de las montañas Saddle, de 14-6 Ma, hay 19 coladas en la parte superior, con intercalaciones de limolitas fluviales, arenas, conglomerados y lahares locales. El espesor máximo es de 290 m. El recubrimiento es de 6-35 m de espesor de materiales fluviales, glaciofluviales, eólicos y volcanoclásticos del Plioceno-Holoceno. Las conductividades hidráulicas k, horizontal h y vertical v son: basalto k_h = 0,01-1000 m/d (mediana 0,1 m/d); k_h/k_v estimada = 1-3 en el interior de las coladas y porosidad drenable m <0,01-0,25; recubrimiento k_h = 0,01-100 m/d (mediana 10 m/d) y k_v = 0,1 m/d. La Figura 3.2.25 de la Sección 3.2.3 del Capítulo 3 muestra el detalle vertical de una colada basáltica y sus propiedades.

Los basaltos Imnaha tienen una superficie muy variable y niveles freáticos colgados.

El rio Palouse va del N del estado de Idaho al SE del de Washington. Da nombre a la región. Es un afluente del río Snake antes de las cascadas de Palouse. El río Snake es afluente del río Columbia. Drena un área de 8550 km^2 y aporta un promedio de 17 m^3/s, entre 0 y más de 750 m^3/s. Se trata de un profundo canon excavado en grandes coladas de basalto y que dejan pináculos y cerros (*buttes*) de techo plano. El acuífero de Palouse ocupa 2050 km^2 en la ladera E del Grupo de Basaltos de Columbia. Está en basaltos cubiertos de sedimentos pleistocenos. Hay unos 80 manantiales perennes. Los espesores de basalto pueden ser grandes allí donde han rellenado paleovalles. Están recubiertos de loess (Dijksma et al., 2011). El nivel freático es profundo. Hay una notable explotación de agua subterránea con consumo de reservas (minería del agua subterránea). El descenso del nivel freático es de 0,46 m/a y se inició en la década de 1960 (Douglas et al., 2007).

La meseta de Columbia es semiárida, con una precipitación media de 65 a 500 mm/a. En el SW de Idaho es de 250-300 mm/a, donde se produce escorrentía una vez cada dos años, en promedio (Stepenson y Zuzel, 1981). La profundidad de los niveles freáticos es de 90-150 m en la cuenca de Deschutes, en Oregón, al E de la cordillera de las Cascadas, donde el espesor es de hasta 300 m. La descarga es por grandes manantiales.

La recarga por la precipitación es escasa, como corresponde a un clima semiárido (Bauer y Vaccaro, 1990; Stepenson y Zuzel, 1981) y es nula en verano. Las aguas

superficiales pueden ser una importante fuente de recarga y en las áreas agrícolas las fugas de canales y elementos hidráulicos y los retornos de riego (Hansen et al., 1994).

En el área del acuífero basáltico de las montañas Saddle, Washington, en la meseta de Columbia, la precipitación media es de 200 mm/a, caída de octubre a abril, con 10,1 ºC. El acuífero tiene un tiempo de renovación de 0 a 26 ka, lo que es compatible con edades de ^{14}C del agua de 13-19 ka (Brown et al., 201; Hinkle, 1995). El acuífero regional natural tiene 0-1,1 mg/L de NO_3, 6-26 mg/L de Cl y 3-76 mg/L de SO_4, con ^{3}H <0,8 UT en 2010 y el agua de riego con 1,5 mg/L de NO_3, 4,3 mg/L de Cl y 20 mg/L de SO_4. Con un riego de 12.200 m^3/ha/a y aporte de 157 kg N/ha/a, principalmente como urea $CO(NH_2)_2$, el agua afectada por riego tiene 23-114 mg/L de NO_3, 17-34 mg/L de Cl y 52-191 mg/L de SO_4, tras pasar 6-8 m de medio no saturado. Utilizando como trazadores la composición química, isotópica estable del agua, tritio, CFCs e isotopía del Sr, Brown et al. (2011) determinaron una recarga total R de 30-510 mm/a y un tiempo de renovación de 20,7 a 38,2 años. Esta recarga asociada al regadío hace que los niveles piezométricos hayan ascendido de 15 a 150 m (Brown et al., 2011).

La meteorización del basalto aumenta la proporción de Na entre los cationes del agua (Hearn et al., 1984) y lleva a composiciones que se pueden interpretar para identificar sistemas de flujo (Riley et al., 1990; Whiteman et al., 1994) y cambios en la calidad (Williamson et al., 1998). El contenido en Ca está controlado por la saturación en calcita, aunque con subsaturación en fluorita, ya que en general hay <1 mg/L de F, salvo en algunos casos (Deutsch et al., 1982). El agua subterránea está casi saturada en sepiolita cristalina $Mg_2SiO_3O_{7,5}(OH{\cdot}3H_2O)$, lo que limita el contenido en Mg; también lo hacen otros minerales. Las zeolitas wairakita $CaAl_2Si_4O_{12}{\cdot}2H_2O$ y clinoptilolita $(K,Na)AlSiO_3O_{18}{\cdot}3,5H_2O$ están en equilibrio. Las arcillas alofana $(Al(OH)_3)_{2-x}(SiO_2)_4$ y halloisita no limitan. El Fe está controlado por la formación de pirita FeS_2, mackinawita FeS, greigita (Fe_3S_4) y ferropirita $5Fe_2O_3{\cdot}9H_2O$. El medio tiende a ser reductor en profundidad, lo que afecta a los trazadores ambientales orgánicos (Bartholomay et al., 2014), aunque no es seguro que modifique los CFCs.

La precipitación está isotópicamente afectada por el efecto de continentalidad, con reciclado de humedad. No hay fraccionamiento isotópico en los procesos de recarga (Larson et al., 2000). El agua subterránea es más ligera que la que corresponde a la lluvia actual local, lo que se interpreta como recarga en el Pleistoceno tardío, lo que es aceptable a partir de los probables tiempos de renovación y de la existencia anterior de un gran lago (Brown et al., 2010).

Las actividades agrícolas en diversas áreas son la causa del incremento del contenido en nitratos en las aguas subterráneas de los basaltos (Frans y Helsel, 2005; Frans, 2000; Ryker y Frans, 2000; Brown et al., 2011), en especial los retornos de riego. Donde es posible se riega con agua del río Columbia, aunque se puede complementar con agua subterránea en estiaje. En otros lugares se dispone únicamente de agua subterránea.

En el estado de Washington, dentro del área de los basaltos de Columbia, está el Centro de investigaciones nucleares de Hanford, donde se han realizado estudios de detalle para el estudio de posibles contaminaciones (Spane y Webber, 1995). Se trata de basaltos miocenos, con interior de las coladas muy poco permeables. Para una precipitación P = 653-1020 mm/a, la recarga R obtenida por balance de agua en el suelo en mallas de 30 m x 30 m, considerando escorrentía y que hay caliche (calcreta,

calcrete) es R/P = 0,24 anualmente y nula en verano. Otros términos del balance son: evapotranspiración real ETR/P = 0,71; escorrentía superficial ES/P = 0,04; caudal de base/P = 0,14; caudal de base en el basalto/P = 0,10. La recarga potencial es mayor en áreas aluviales con basalto directamente debajo, donde no hay ES; si lo que hay debajo son sedimentos cuaternarios arcillosos, casi no hay recarga (Lavenne y Domenico, 1986).

En las High Cascades, en el Centro de Oregón, existe un volcán de escudo basáltico y de andesitas basálticas de lavas y coladas piroclásticas de plataforma (construcción más rápida que la destrucción por erosión) de >1000 m de altitud. Hay centros volcánicos que se solapan durante varios Ma. El volcán Cascades, de Oregon central, fue el más activo, de 10-40 Ma de edad, con tobas dacíticas, coladas de lava andesítica y algo de basalto y riolita. El área ha estado afectada por 3 glaciaciones pleistocenas, con casquetes de hielo y glaciares de valle, que han dejado recubrimientos y también producido una gran disección y grandes pendientes. Domina la escorrentía. En el High Cascades hay lavas andesíticas jóvenes, de 15 ka, que rellenan valles glaciares y recubren elevaciones (Jefferson et al., 2006). Hay manantiales calientes (Ingebritsen et al., 1994).

Hay manantiales en los bordes, con alto caudal en verano y más fríos que los del entorno, los que descargan otros terrenos de menor permeabilidad. La densidad de drenaje es baja, ≈0,4 km/km^2. A una altitud h > 1500 m, la precipitación como lluvia y nieve es P = 2000-3800 mm/a en el lado W y 750-1650 mm/a en el lado E. La escorrentía superficial es ES/P = 0,68 (Jefferson et al., 2006).

El contenido en ^{3}H en el agua, corregido por el contenido en ^{3}He, permite evaluar el tiempo de renovación. La distribución de tiempos de tránsito τ que parece adaptarse mejor es la gamma, cuya función de transferencia es $g(\tau) = \tau^{\alpha-1}(b^{\alpha}\Gamma(\alpha))^{-1}e^{-\tau/\beta}$ en la que α y β son los parámetros y Γ la función de ese nombre. Frecuentemente $\alpha \approx 0,5$. La corrección del ^{3}H mediante el ^{3}He, según altitud y temperatura, para m = medido; eq = equilibrio; t = terrígeno; a = atmosférico, es: $^3He_{total} = {}^4He_m(^3He/^4He)$, con $^4He_t = {}^4He_m - (^4He/Ne)_a(Ne_m - Ne_{eq}) - {}^4He_{eq}$, siendo $(^4He/Ne)_a = 0,2882$. Por lo tanto, $^3He_a = (^4He_m - {}^4He_t)_{Ra} - {}^4He_a.R_a(1 - \alpha)$, con $R_a = 1,384.10^{-6}$ y α = efecto isotópico de disolución = 0,983. Así pues, $^3He_{trit} = {}^4He_m(^3He/^4He)_m - {}^3He_a - {}_4He_t\ (^3He/^4He)_t$ suponiendo que $R/R_a = 8,19$ para el manto en Cascades y = 0,007 para la corteza terrestre.

El gradiente altitudinal isotópico para $\delta^{18}O$ para pequeños manantiales vale -0,16‰/100 m. En otros lugares próximos vale -0,14 a -0,23‰/100 m. La recarga se produce preferentemente en lavas negras. Los manantiales son 0,9-3,4 ºC más fríos que la posible elevación en que se produce la recarga. Parte del área de captación de manantiales está fuera de su cuenca. Hay flujo preferente por escoria. Los perfiles térmicos dan una temperatura constante hasta varios centenares de m en la zona saturada. La conductividad hidráulica media es k = 0,1 m/d a 500 m de elevación y en la parte alta es k = 30-1000 m/d.

Los límites de las cuencas no coinciden con los de los acuíferos según los altos caudales de los manantiales y la composición isotópica indica recarga preferente en los campos de lava recientes. No hay aporte de gases endógenos identificable en los 30-140 m de espesor de acuífero. La interpretación del contenido en tritio mediante una función gamma de distribución indica unos tiempos de tránsito entre 3 y 14 años (Jefferson et al., 2006).

La aridez de algunas áreas de la meseta de Columbia, en especial del interior continental, y la gran demanda agrícola han producido grandes descensos del nivel del agua en los basaltos y consumo de reservas de agua subterránea. Es uno de los casos más clásicos. La posibilidad de recarga artificial en pozos con excedentes de la época de aguas altas en los cursos fluviales ya fue considerada hace más de medio siglo (Garrett, 1962; Russell, 1960; Price, 1961; Eaton et al., 2009).

En los acuíferos confinados en basaltos de Columbia en los que se inyecta agua con nitratos, al invertir el flujo cuando se trata de recuperar el agua inyectada, esta está prácticamente exenta (<3 mg/L $N\text{-}NO_3$) (Eaton et al., 2009), lo que sugiere que ha sido reducido ya que otros constituyentes del agua se mantienen constantes, o sea que agua no ha emigrado a otros lugares. El $\delta^{15}N$ aumenta a +3,5‰ a >+50‰, correlacionado inversamente con la concentración en nitrato. Algo similar sucede con el carbono orgánico total TOC, que es de >3 mg/L en el agua inyectada y <1,5 mg/L en el agua original en el acuífero basáltico. Esto sucede en <3 semanas, con una recuperación de <10% del volumen de agua inyectada.

10.2.3 Basaltos recientes del noroeste norteamericano

La planicie del Snake River, en el NE de la meseta de Columbia, al S del estado de Idaho, es un área de formaciones volcánicas recientes. Se trata de basaltos cuaternarios y sedimentos intercalados (que pueden ser poco permeables), con flujo principal por las escorias entre coladas. Ocupan una superficie de 25.000 km^2.

La precipitación media es P = 200-300 mm/a. Se riegan 400 km^2 con una dotación de 615 mm/a, en parte agua superficial. Las fugas de canales y excedentes de riego son una importante fuente de recarga al acuífero volcánico.

Es un área con explotación intensiva de agua subterránea y recarga moderada a causa del clima semiárido. La consecuencia es un descenso continuado de niveles piezométricos, más que los de reajuste hidrodinámico, con consumo de reservas (minería del agua subterránea). El consumo de reservas se evalúa en unos 400 hm^3/a por menor recarga por riego con agua de origen fluvial (menos fugas de canales y mejor aplicación) y mayor extracción para riego (Johnson et al., 1999). La recarga de excedentes, unos 5000 hm^3/a, es más del doble de recarga natural desde 1900, lo que produjo un ascenso de niveles y mayor caudal del río y manantiales (usados en acuicultura, hasta 150-200 m^3/s), que incluye manantiales termales.

En relación con esta explotación intensiva, se han realizado estudios hidrogeológicos e hidrogeoquímicos (Wood y Lons, 1986) y se ha modelado el comportamiento del acuífero (Garabedian, 1992; Hubbell et al., 1997). Uno de los objetivos de gestión es como bombear del acuífero de modo a no afectar al río y manantiales durante el periodo de demanda. También se han realizado y estudiado ensayos de recarga artificial en balsas en el Box Canyon, en la planicie del Snake River (Faybishenko et al., 2000), donde el flujo en el espeso medio no saturado es por grietas verticales (Sección 4.3.1 del Capítulo 3).

La caldera de Yellowstone (supervolcán de Yellowstone), de 55 km x 72 km, está ubicada en la esquina noroeste de Wyoming, en el Parque Nacional de Yellowstone. La caldera se formó durante la última de las tres grandes erupciones a lo largo de los últimos 2,1 Ma, la última hace 0,64 Ma. La caldera se encuentra sobre un punto caliente, el mismo que anteriormente contribuyó en la creación de la planicie del Snake River oriental (al oeste de Yellowstone) hace 18 Ma con de 140 erupciones con caldera. La Figura 10.2.3-1 es una representación esquemática del funcionamiento y la Figura 10.2.3-2 es la representación a escala según resulta del análisis tomográfico de los seísmos.

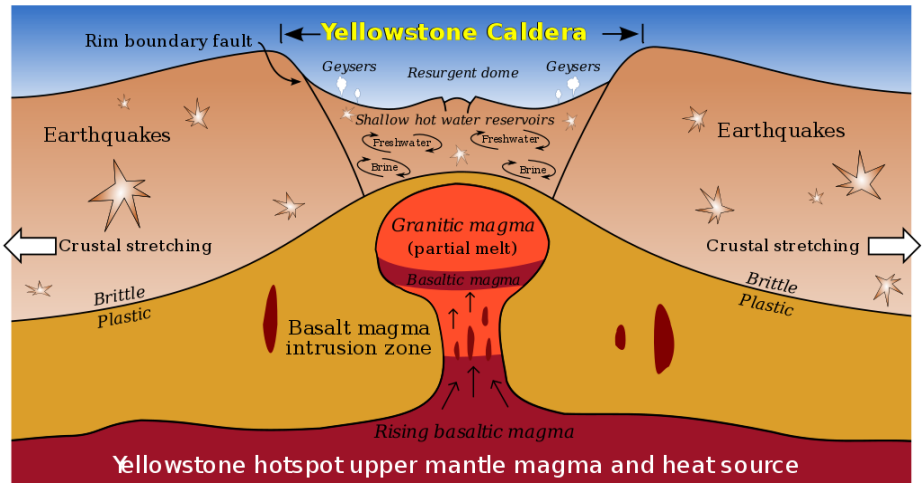


Figura 10.2.3-1 Esquema de la actividad magmática, volcánica e hidrotermal en Yellowstone.

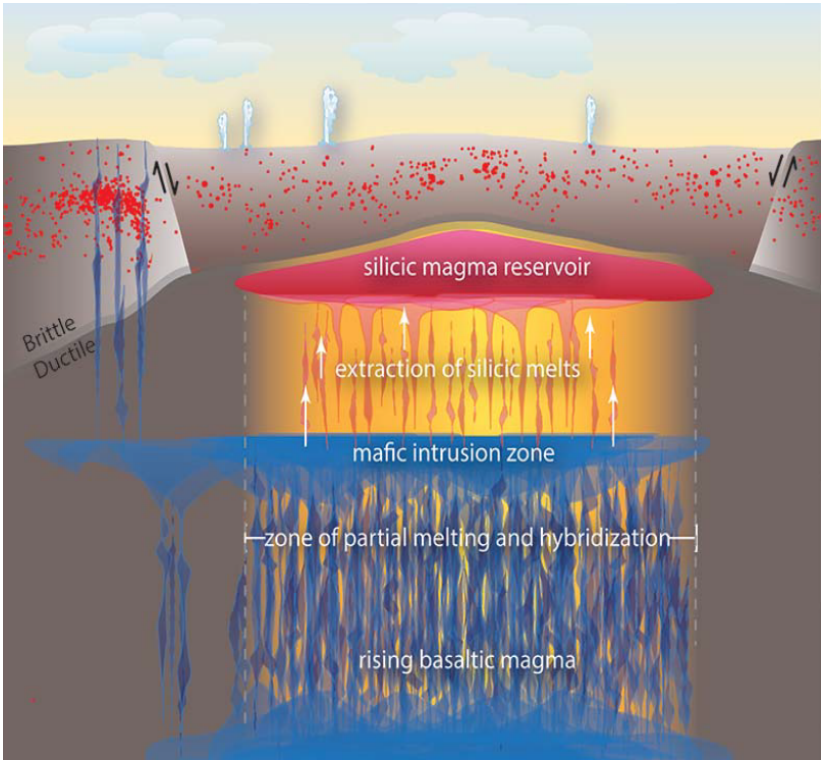


Figura 10.2.3-2 Diagrama esquemático del sistema magmático bajo la caldera de Yellowstone, de 50 km de diámetro, con apoyo de tomografía sísmica (Lowenstern et al., 2017).

Desde la última gran erupción se han producido unas 30 erupciones riolíticas explosivas menos violentas y no explosivas de lava, dentro y cerca de la caldera de Yellowstone (Chang et al., 2007). El flujo de lava más reciente ocurrió hace unos 70 ka y hace 13,8 ka se produjo una explosión de vapor. La actividad volcánica actual se manifiesta mediante numerosos respiraderos (*vents*) geotérmicos y geiseres (*geysers*) distribuidos en toda la región y la elevación del terreno por la presión de la cámara magmática. El episodio de elevación del terreno se inició en 2004, con velocidad hasta 7 cm/a, el triple de la anterior, que coexiste con áreas de hundimiento a unos 3 cm/a, movimiento horizontal de 0,8-2,2 cm/a hacia fuera y 0,7-2,0 cm/a hacia dentro (Chang

et al., 2007). Hay un sill volcánico en expansión a 0,10-0,12 km^3/a, entre 6 y 16 km de profundidad, de 1200 km^2, el mayor de Norteamérica.

El magma del penacho de manto está a unos 50 km de profundidad y el fundido es basáltico y riolítico, emitiendo un flujo térmico de 2000 mW/m^2 (Chang et al, 2007). Las primeras erupciones fueron riolíticas, hasta agotarse en 2-4 Ma, y luego siguió el magma profundo del manto.

Según los datos del terremoto de 2013, la cámara magmática tiene 80 km x 20 km y un volumen de 4000 km^3, de los cuales el 6% es roca fundida. Las erupciones son de 20-40 km^3 (Lowenstern et al., 2017). La parte superior de este volumen se infla al cristalizar el magma, a unos 0,1 km^3/a. Si atrapa el agua se produce una expansión de ≈0,013 km^3/a, que es mayor por los sistemas fluidos a presión cerca de techo del volumen de magma.

En Yellowstone se encuentra la mayor distribución de rasgos hidrotermales del mundo, similar a Long Valley, en California, y los Campos Flégreos en Italia. El agua de los manantiales calientes, a 80 °C, totalizan 518 L/s, de los que 80 L/s salen del Terrace Spring (Lowernstern et al., 2005; Lowenstern y Hurwitz, 2008). Esta agua precipita sílice y calcita (como travertino), pierde CO_2 y contiene 788 mg/L de alcalinidad, 65,4 mg/L de Cl y 120 mg/L de SO_4. La composición del gas, descontando el vapor de agua dominante, en % molar, es: 99,8 CO_2, 0,17 N_2, 0,003 CH_4, N_2/Ar = 31 (38 en el aire), $^3He/^4He$ = 7,9R_a (relación en el aire), con $\delta^2H_{(H2O)}$ = -150‰, $\delta\,^{18}O_{(H2O)}$ = -19‰, $\delta^{13}C_{(CO2)}$ = -4,3‰, $\delta^{34}S_{(SO4)}$ = 12‰-15‰.

Para entender mejor el funcionamiento volcánico se realizó el Proyecto HOTSPOT de perforaciones profundas 2010-2012 en la planicie del Snake River, que tiene una alineación de volcanes y la caldera de Yellowstone.

El monte Saint Helens (*Mount St. Helens*) es un estratovolcán activo en el estado de Washington, a 154 km al S de Seattle y a 85 km al NW de Portland, Oregón. Su altura actual es 2550 m. Es parte de la Cascade Range. El volcán es muy explosivo y emite cenizas y flujos piroclásticos. La erupción del 18 de mayo de 1980, la más mortífera y económicamente destructora en la historia de USA, causó una masiva avalancha de detritos que se extendió por un extenso territorio (Figura 10.2.3-3), reduciendo su cumbre desde 2950 m a 2550 m y reemplazándola por un cráter en forma de herradura de 1,5 km de ancho. La avalancha de detritos de la erupción de 1980 fue de hasta 2,7 km^3 en volumen (0,5 km^3de nuevo magma), la mayor registrada históricamente. Se formó en los últimos 40 ka. Es el volcán más activo en la cordillera de las Cascadas en los últimos 10.000 años. El cono de la cumbre de antes de 1980 comenzó a crecer hace unos 2200 años. Es un gran cono basáltico y andesítico de lava intercalada con ceniza volcánica, piedra pómez y otros depósitos, que incluyen materiales dacíticos de la destrucción de cúpulas de lava anteriores.



Figura 10.2.3-3 Monte Saint Helens y área cubierta por coladas y flujos de detritus volcánicos (Time, June 2, 1980).

En la erupción de 18-05-1980, el flanco N se abultó hacia el E hasta 1,5 m/d, dando origen a un deslizamiento de 2,8 km^3 y la cumbre descendió 400 m. La descompresión brusca generó una explosión y una avalancha al N a 500 km/h, que quemó o destruyó 625 km^2 de bosque en pocos minutos; a los 15 minutos el penacho vertical llegó a 25 km de altura y duró 9 h, cubriendo con una capa de ceniza de centímetros de espesor el W de Washington y obscureciendo el día en USA durante 3 días y polvo que rodeó la tierra en 15 días. La actividad duró hasta 1986. Los lahares alcanzaron los ríos próximos (Wallance et al., 2010).

El rejuvenecimiento entre 2004 y 2008 formó un cráter de 150 m entre el domo de la década de 1980 y las paredes del cráter de 1986. El domo procedía de magma desgasificado (espinas) que se había semiconsolidado a 1 km de profundidad; hubo poca adición de nuevo magma, que se orinó a 5 km de profundidad (Wallance et al., 2010).

La erupción de 18-05-1980 emitió 2,7 km^3 de roca, del que la mitad era magma nuevo (Decker y Decker, 1987). Se trata de domos de lava viscosa, lluvias de cenizas volcánicas, pumitas, coladas de piroclastos a alta T, coladas de lava y coladas masivas de barro. La avalancha inicial se movía a 250 km/h, fluidificada por vapor de agua y cenizas, con CO_2, SO_2, SO_3 y HCl, con longitud de 21 km, ancho de 1-2 km y espesor de 150 m. Con esa velocidad y características, la avalancha fue capaz de remontar hasta 300 m de altura. Las nubes de vapor y roca, a 300 ^oC y velocidad de 100-400 km/h, llegaron a 28 km. Los depósitos tienen de 1 a100 cm de espesor y totalizan 0,18 km^3, de los que 1/3 son magmáticos. Las cenizas húmedas alcanzaron hasta 6 cm, con bolas de barro (lapilli de acreción sobre gotas de agua). La ceniza de 70 mm de tamaño llegó a 330 km y la de 5 mm a 430 km, totalizando 0,15 km^3. Las coladas de barro tenían la consistencia del cemento húmedo (Decker y Decker, 1987). La Figura 10.2.3-4 muestra la distribución territorial de los materiales emitidos.

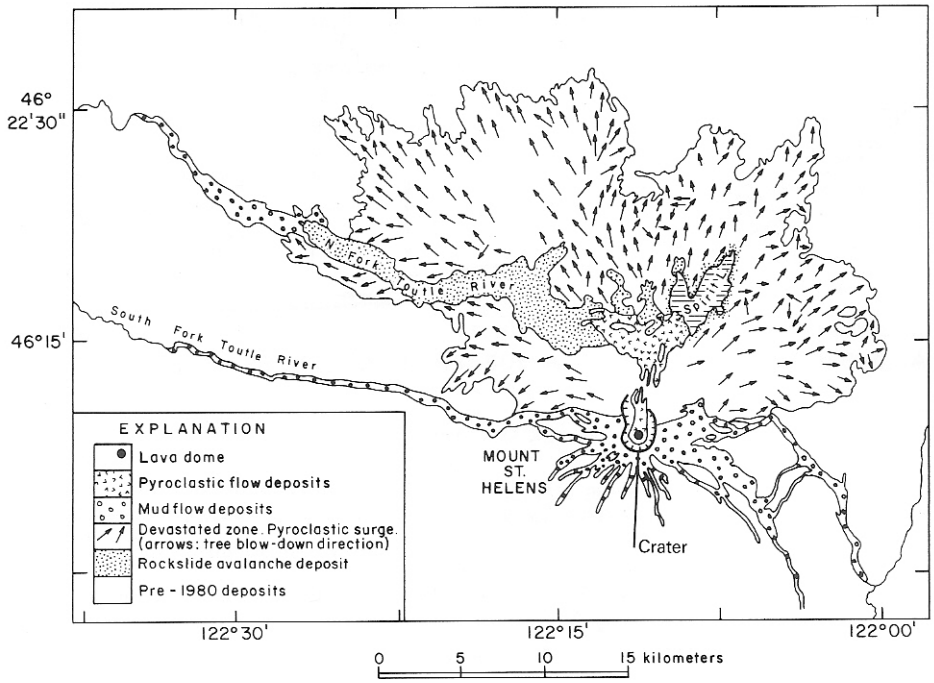


Figura 10.2.3-4 Principales tipos de depósitos volcanoclásticos, exceptuado la ceniza de caída, que se originaron durante la erupción del 18-05-1980 en la erupción del Mount Saint Helens (Lipman y Mullineaux-1981, en Fisher y Schminke, 1984; Decker y Decker, 1987).

El principal efecto hidrogeológico rápido de la erupción de 1980 es a través de la alteración temporal de la composición de la atmósfera (Gaudrud y Lazrus, 1983) y de la disolución de sales solubles en el material depositado (Fruchter et al., 1980), tras su tránsito por la zona no saturada (Klein, 1981). Si el nivel freático es profundo, en un ambiente moderadamente lluvioso, el retraso puede ser de meses a algunos años. Los efectos son debidos a la interacción agua-roca y están favorecidos por el CO_2 edáfico (dependiendo de la afección al aire del suelo producida por el calor e incendios) y la difusión de CO_2 volcánico residual en la roca o emitido en áreas próximas al volcán.

10.2.4 Meseta del Colorado

La meseta del Colorado (*Colorado Plateau*) es una región fisiográfica de las Mesetas Intermontanas (*Intramountain Plateaux*), en SW de Norteamérica (Figura 10.2.4-1). Tiene 336.700 km^2 y se extiende por el W de Colorado, NW de Nuevo México, S y E de Utah, N de Arizona y una pequeña parte en el NE de Nevada (Figura 10.2.4-2). El clima es desértico, con algunas manchas dispersas de bosque. El 90% del área es de la Cuenca del río Colorado y la mayor parte restante de la Cuenca del río Grande. En el rincón del SW está el Cañón del Colorado.



Figura 10.2.4-1 Fisiografía de la Meseta del Colorado y sus áreas próximas.

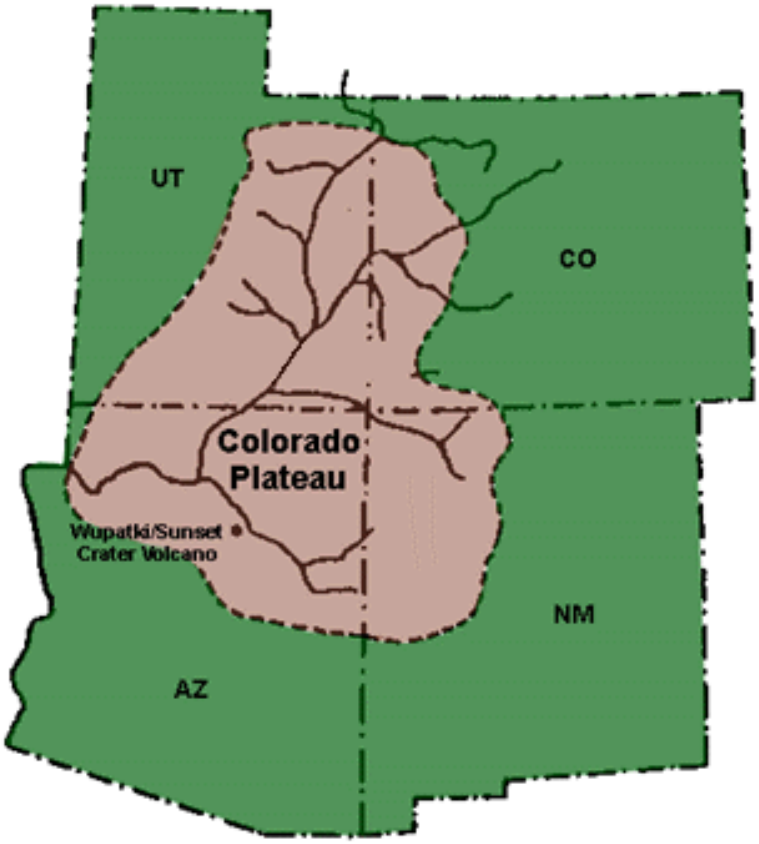


Figura 10.2.4-2 Situación de la Meseta del Colorado en los estados del SW de los Estados Unidos de Norteamérica.

La meseta del Colorado es una zona tectónicamente estable, mientras que no lo han sido las provincias geológicas del entorno, en especial las Montañas Rocosas. En el Terciario temprano se produjeron las primeras efusiones de basalto, aún pequeñas, cubriendo una compleja estructura geológica con un relieve generado durante el Mesozoico. Después se produjeron las grandes efusiones, entre 31 y 20 Ma, ricas en K en el S de Utah, con levantamiento térmico (Roy et al., 2009), de las que quedan restos de erosión en Nuevo México, y más recientes de 7 Ma, en el NE de Arizona. Otras efusiones tardías se encuentran en Nuevo México, desde hace 6 Ma, la última de ellas de 3 ka en El Malpaís National Monument. El área ha sufrido una elevación de hasta 3000 m desde hace 20 Ma, con una fuerte erosión que ha dado ligar a cañones (Figura 10.2.2-3) y a promontorios aislados con pedimentos (*hogbacks and cuestas*) donde el relieve ha sido casi aplanado. El río Colorado empezó a excavar el Gran Cañón hace menos de 6 Ma (Lindholm y Vaccaro, 1988).



Figura 10.2.4-3 Vista del campo volcánico activo de San Francisco, cerca de Flagstaff, Arizona. Las formaciones están cortadas por el río. Algunas coladas de lava recientes llegan a caer sobre el valle y lo pueden cerrar temporalmente. Foto Alamy.

10.2.5 Montañas de Jémez-Caldera de Valles, Nuevo México

La caldera de Valles (*Valles Caldera*) o caldera de Jémez, en las Montañas de Jémez, al N de Nuevo México, tiene 22 km de diámetro y culmina a 3524 m. Son varios picos. La población de Los Álamos y el laboratorio Nacional de Los Álamos se ubican en la parte oriental de la sierra. Está en la hendidura (*rift*) del rio Grande (Goff y Grigsby, 1982). Contiene manantiales y ríos calientes, fumarolas y salidas de gas. Se trata de varias calderas volcánicas originadas en erupciones con abundante toba riolítica hace 1,6 a 1,2 Ma (Loeffer y Futa, 1985), que en su interior contienen conos y domos volcánicos. La erupción más reciente, con abundante obsidiana, es de hace 68 ka, procedente de una cámara a 5-15 km de profundidad. En la caldera de Valles se realizaron experiencias de nuevas formas de aprovechamiento geotérmico en roca seca, que no resultaron positivas. Los reconocimientos con sondeos encontraron una temperatura máxima de

342 ºC en un yacimiento con agua dominante, demasiado pequeño para su explotación económica.

La Figura 10.2.5-1 es un corte esquemático del volcán complejo riolítico en las Montañas de Jémez, que muestra el apilamiento y superposición de los sucesivos conos y la Figura 10.2.5-2 indica el funcionamiento del Manantial del Azufe (*Sulphur Springs*).

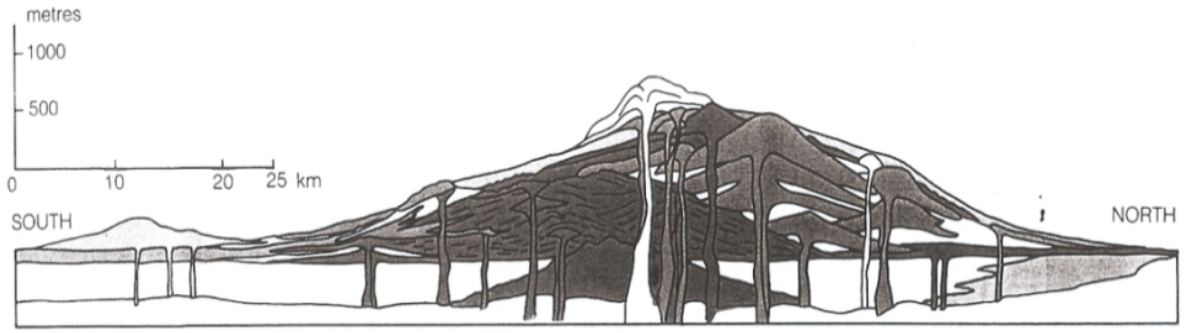


Figura 10.2.5-1 Corte esquemático del volcán complejo riolítico en las Montañas de Jémez, Nuevo México, que muestra el apilamiento y superposición de los sucesivos conos (Bailey y Smith-1968).

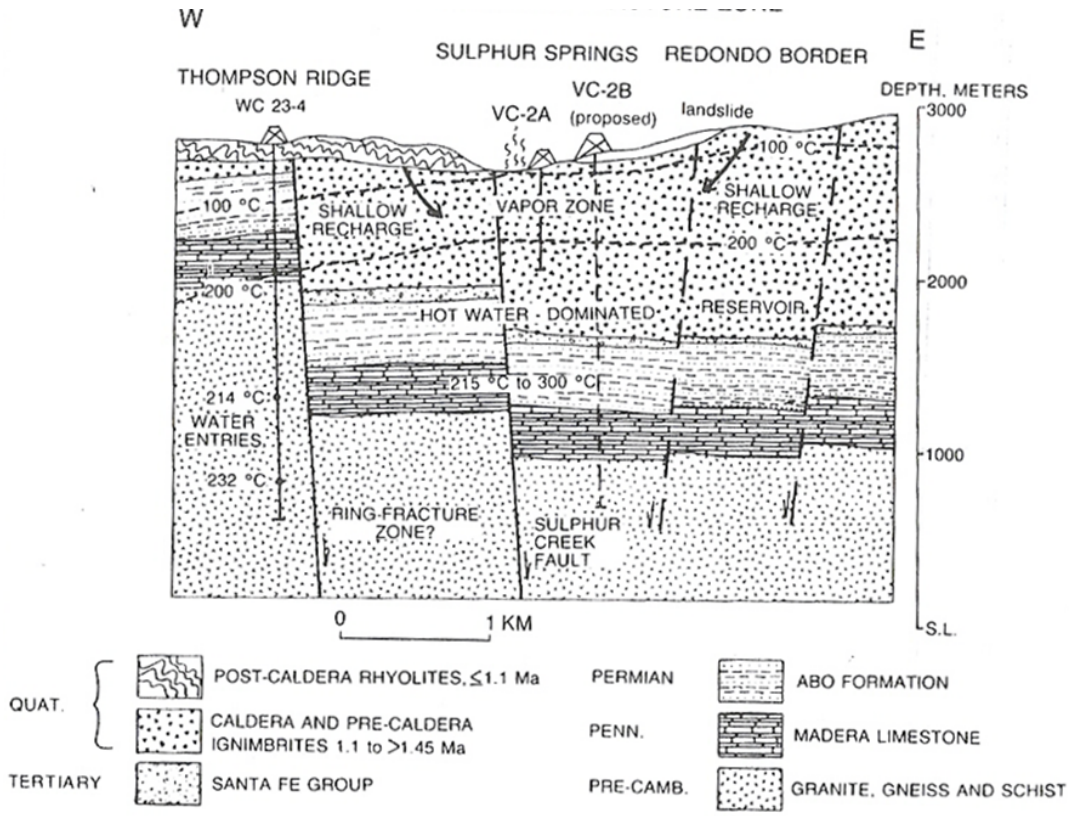


Figura 10.2.5-2 Modelo del sistema del Sulphur Springs, en la Caldera de Valles, en la zona de las fracturas circulares occidentales (Eos, July 28, 1987).

10.2.6 Volcanismo de fosas y cordilleras del Oeste norteamericano

La provincia geológica de Fosas y Cordilleras (*Basin and Range*) se extiende por el lado occidental de Norteamérica, desde el límite con Canadá hasta la mitad de México (Figura 10.2.6-1). En ella se han producido diversos procesos volcánicos que acompañan a los de fallado de grandes masas ígneas, metamórficas y sedimentarias.

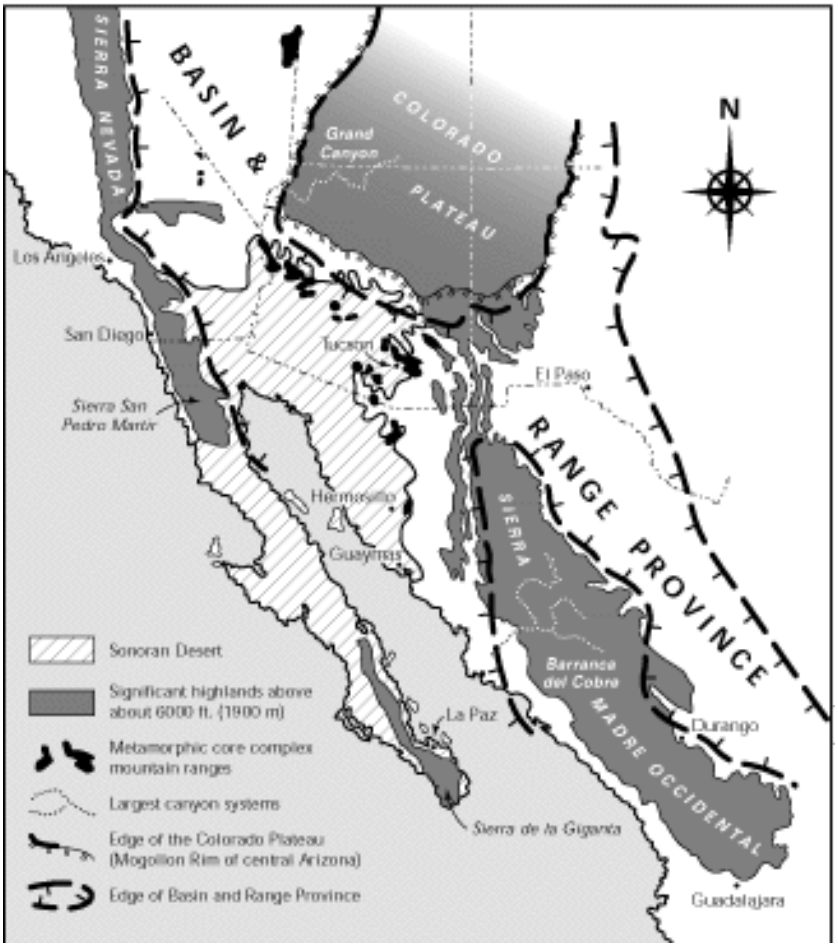


Figura 10.2.6-1 Provincia de Fosas Y Cordilleras (Basin and Range) y otras formaciones del Oeste de Norteamérica.

En lo que ahora es el W norteamericano, hace entre 20 y 10 Ma se produjo una intensa actividad tectónica de extensión territorial, que trastocó y rompió la corteza terrestre, con un notable volcanismo asociado en numerosos lugares. Esta actividad incluyó grandes explosiones, gran generación de tefra y extensas coladas de lava, en torno a grandes volcanes. Muchos de estos volcanes colapsaron, dando lugar a calderas circulares o alargadas, o se emitieron flujos piroclásticos a partir de fisuras. La fase de extensión territorial cesó hace unos 8 Ma y comenzó el relleno de las fosas entre los pilares con sedimentos, con importantes arrastres fluviales hasta 1500 m de gravas, arenas y arcillas. Estas formaciones no se encuentran en otros lugares de mundo. Los procesos comentados se esquematizan en la Figura 10.2.6-2. Véase la Sección 3.1.3 del Capítulo 3.

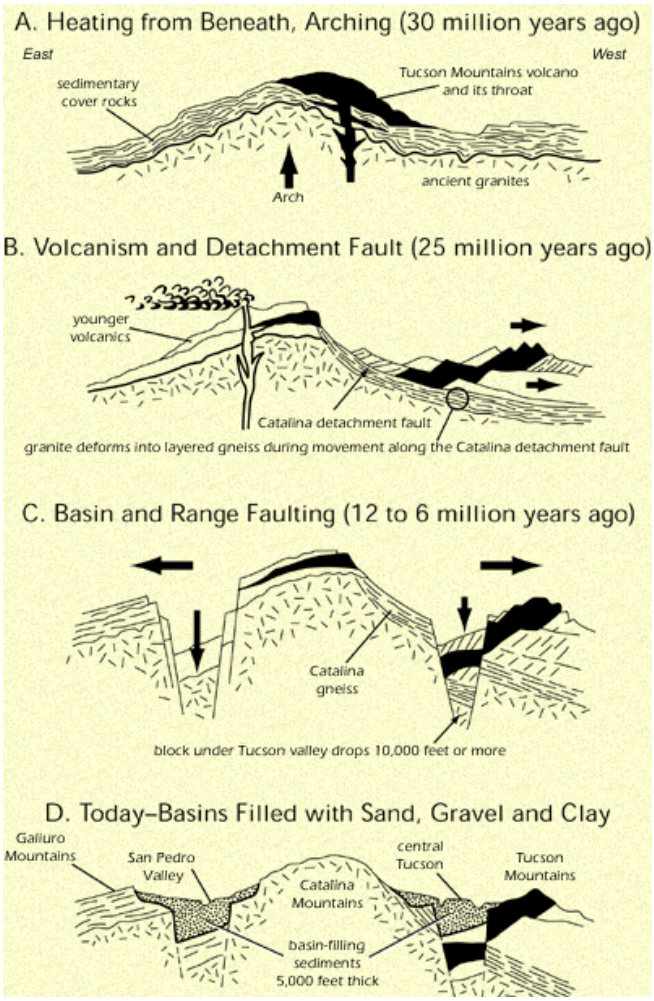


Figura 10.2.6-2 Esquematización mediante cortes geológicos pasando por Tucson de los procesos de formación de las estructuras de fosa y pilar (basin and range) del desierto de Sonora. A.- Calentamiento por debajo y arqueado hace 30 Ma, B.- Volcanisno y falla de estiramiento, hace 25 Ma, C.- Fallado para formar fosas y pilares hace 12 a 6 Ma y D.- Relleno actual de las fosas con arena, gravas y arcillas.

Hace unos 6 Ma se inició una acción de desgarre a lo largo de la costa del Pacífico, que aún continua, que está limitada por la falla de San Andrés. Los terrenos al W de la falla de San Andrés se separan del continente en México, dando origen a la Baja Calfornia y el golfo de California, y se mueven hacia el N a la velocidad de algunos cm/a.

Hay dos tipos de volcanismo joven en el desierto de Sonora. Uno de ellos, el comentado anteriormente, es riolítico y se origina en el movimiento del borde occidental del continente norteamericano sobre el fondo oceánico del Pacífico. La mayor parte de las Montañas de Tucson son riolíticas, de volcanes explosivos, de unos 70 Ma de edad. Las rocas volcánicas más jóvenes asociadas al Basin y Range, de 4 Ma o menos de edad, son basálticas de erupciones tranquilas. En el Campo de los Pináculos (*Pinacle Field*), en Sonora, hay un gran estratovolcán de 1220 m de altitud, rodeado de unos 400 volcanes de escoria y coladas producidas en una única emisión, y 10 freatovolcanes (diatremas) explosivos, con cráteres de hasta 2 km de diámetro.

10.2.7 Tobas del Yucca Mountain, Nevada

El Yucca Mountain es una cadena montañosa situada en Nevada, entre las montañas áridas del desierto de Mojave, 140 km al W de Las Vegas, cerca de Valle de la Muerte (*Dead Valley*) y de los manantiales de Amargosa (*Amargosa Springs*), como muestra la Figura 10.2.7-1. Está formada por rocas volcánicas, principalmente toba volcánica. El volcanismo se produce en una franja de 20 km de ancho, sin punto caliente ni migración de la posición.

En este lugar se han realizado estudios de gran detalle para el posible almacenamiento de residuos radioactivos en capas geológicas profundas del potente medio no saturado allí existente, de unos 700 m en tobas. El proyecto ha sido actualmente descartado. La secuencia de investigaciones está resumida en Bodvarsson et al. (1999; 2003).

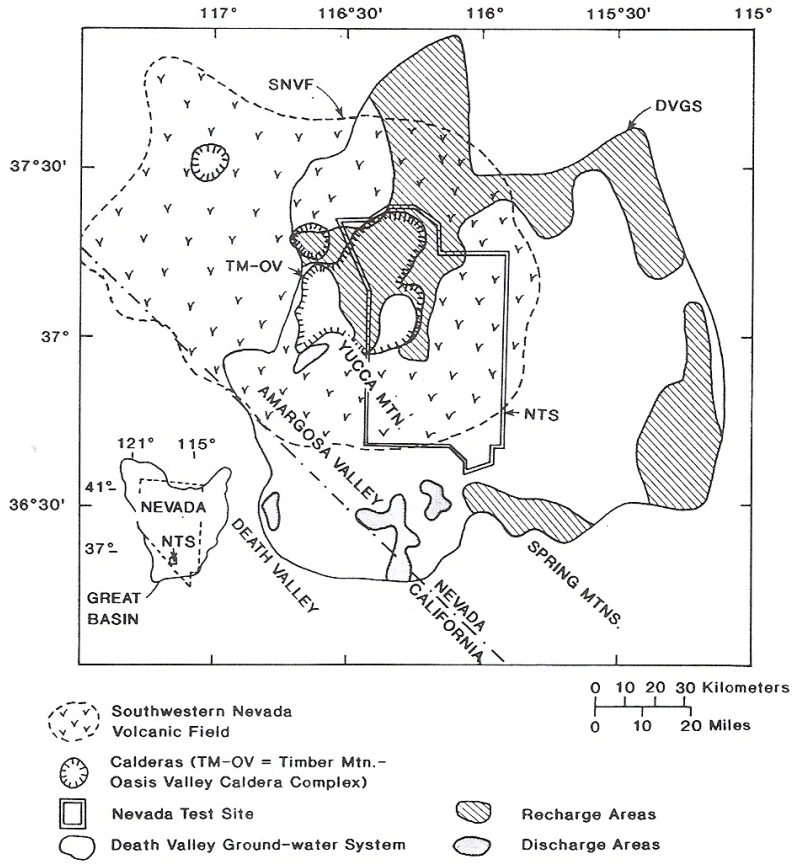


Figura 10.2.7-1 Situación del área de Yucca Mountain respecto al Nevada Test Site, en el sistema acuífero del Valle de la Muerte (Friedrich et al., 1994).

En la cadena montañosa se encuentran formaciones desde el Precámbrico alto al Holoceno. Además de las tobas volcánicas mencionadas, hay notables formaciones de carbonatos. El Yucca Mountain está formado dominantemente por unidades de piroclastos de riolita de 15,2 a 11,4 Ma de edad, unas soldadas y otras no. Los sedimentos cuaternarios son dominantemente aluviales, pero contienen algunos conos de cenizas y coladas. El volcanismo basáltico comenzó hace unos 10 Ma y su última

manifestación es de hace 80 ka (Struckless y O'Leary, 2006). El área es estructuralmente compleja. Del estudio del conjunto volcánico se deduce la probabilidad de eventos volcánicos (Perry et al., 2005; Smith y Keenan, 2005). El espesor de la secuencia de rocas carbonatadas con intercalación de tobas volcánicas y granitos puede llegar hasta 5000 m.

El clima local es árido, con precipitación media de unos 150 mm/a, aunque las partes altas reciben mayor precipitación y es posible una recarga significativa, en especial en las áreas de carbonatos. Bakker et al. (1999) consideran una recarga media R = 10 mm/a en el N y 6 mm/a en el S y 146 mm/a en las Spring Mountains. Stothoff et al. (1999) estiman R = <0,01 a 8 mm/a.

En el Yucca Mountain los suelos son permeables, con rápida infiltración por debajo de la profundidad radical. La mayor parte de la precipitación es evaporada por una vegetación xerófita relativamente densa, a pesar de la baja reserva de agua en el suelo. Se ven rasgos lineales de crecimientos de vegetación con plantas que aprovechan fisuras, aun las que están bajo 30 cm bajo el suelo (Stothoff et al., 1999), que son las que tienen mayor supervivencia. La recarga es por fisuras y sólo se produce en invierno, cuando plantas no están activas. La roca alterada retiene más humedad que el suelo. El tipo de relleno fino de las fisuras es muy importante para las plantas y para conocer la recarga. El agua de escorrentía recarga poco, pero en los laterales de los barrancos se infiltra al haber más terreno y mojar las barrancas (escarpes laterales del cauce), donde hay menos finos; también puede entrar agua por fracturas de la roca que aflora en los cauces (Claasen, 1983).

Con los valores anteriores de la recarga, con flujo difuso vertical, el agua del nivel saturado debería ser muy antigua, pero en la realidad se observa que el ^{36}Cl termonuclear llega a cientos de m profundidad. Esto indica que la recarga por fracturas es una fracción importante de la total (Campbell et al., 2003).

La hidrogeología regional es bien conocida y ha sido modelada varias veces de distintas maneras (Bakker et al, 1999; Carroll et al., 2008; Campana et al., 1997; Campana y Byer, 1996) y pone en contexto el papel de las formaciones de tobas volcánicas. La mayor parte del flujo regional del agua subterránea es por formaciones de carbonatos. Uno de los modelos se ha calibrado con la temperatura de los terrenos y del agua (Painter et al., 2003; Bodvarsson et al., 2003), ya que la temperatura es alta cerca de fallas N-S, por la mayor conducción térmica y el movimiento vertical del agua subterránea. Las fallas con desplazamientos hectométricos afectan a los espesores y al efecto aislante de la zona no saturada. No hay convección térmica, pues el número de Rayleigh Ra > 4π para que se produzca entre dos placas horizontales separadas por un medio poco permeable. Ra = $g\rho Lk\alpha\Delta T/(\mu Da)$: L = espesor de la capa horizontal; ρ= densidad a T_o; α= coeficiente de expansión térmica a temperatura T_o; ΔT = diferencia de temperatura T entre la capa superior a T_o y la inferior, k = conductividad hidráulica, μ = viscosidad dinámica y Da = difusividad del agua en el agua.

La piezometría presenta irregularidades, que posiblemente guardan relación con estructuras más profundas que las reconocidas y observadas hasta unos 500 m de profundidad (Friedrich et al., 1994), como se ve en la sección de la Figura 10.2.7-2. En la Figura 10.2.7-3 se indican dos posibles explicaciones.

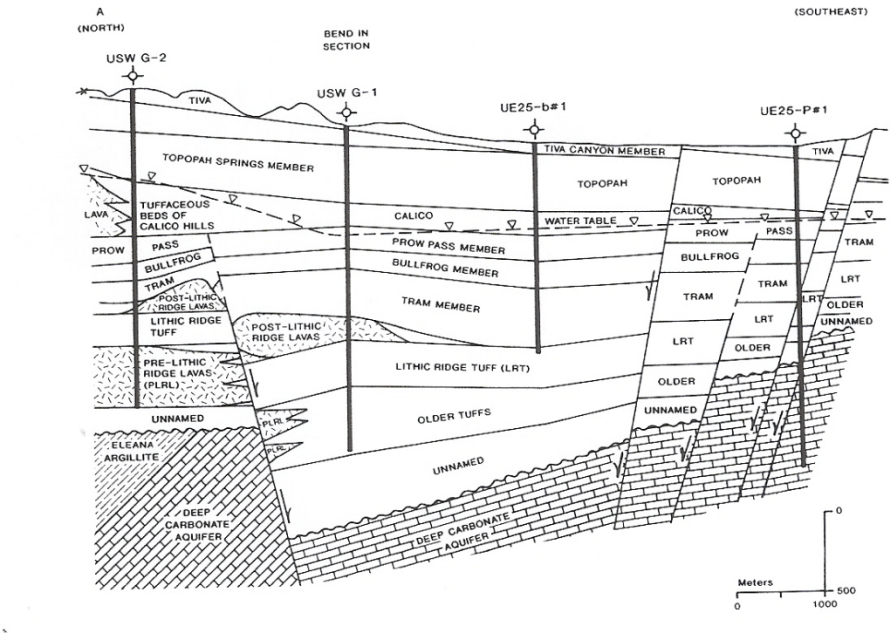


Figura 10.2.7-2 Corte geológico N-SE a través del Yucca Mountain, que muestra el relleno de la fosa (graben) (Friedrich et al. 1994). Los triangulitos y línea de trazos muestran la posición del nivel freático.

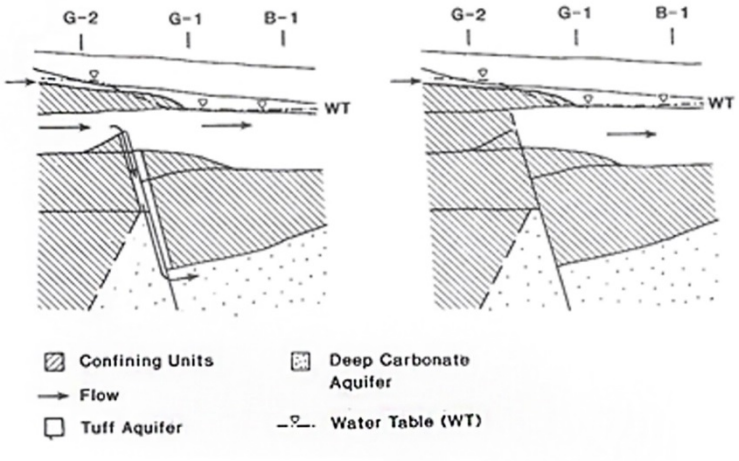


Figura 10.2.7-3 Dos posibles esquemas de flujo en Yucca Mountain, A.- con drenaje profundo por una falla conductora y B.- por simple rebose (Friedrich et al., 1994).

La contribución científica más significativa es la caracterización del flujo por el medio no saturado, lo que mejora la estimación de la recarga. En el medio no saturado, el flujo de agua puede sufrir desvíos notables de la verticalidad debidos a la heterogeneidad.

Las vulcanitas terciarias tienen un espesor de 1000 a 3000 m, con alternancia de tobas riolíticas soldadas y no soldadas, de 13,6 a 11,6 Ma. Hay abarrancamiento por fallas y por erosión en bloques levantados. La secuencia de materiales es la siguiente (Wu et al., 2002; Friedrich et al., 1994; Flint et al., 2003), con w = toba soldada (*welded tuff*) y n = toba no soldada (*non-welded tuff*); FP = forma de flujo preferente:

TCw Tive Canyon, FP por fracturas

PTn Paintbrush, FP por matriz (poco flujo lateral)

TSw Topopah Spring, FP por fracturas

CHn Callico Hills, vitrea zeolitizada, FP vertical por matriz en rocas vítreas

PPw Prow Pass, vitrea zeolitizada, FP vertical por matriz en rocas vítreas

CFUn Crater Flat Group, vitrea zeolitizada, FP lateral intenso sobre límite zeolítico

BFw Bull Frog, vitrea zeolitizada, FP lateral intenso sobre límite zeolítico

CFUn Crater Flat Group, vitrea zeolitizada, FP lateral intenso sobre límite zeolítico

TRw Tram, toba soldada

Hay flujo rápido por fallas en el PTn y por fallas o por fisuras en el TSw

En la Figura 10.2.7-4 se representa la columna que corresponde a la secuencia de tobas. La Figura 10.2.7-5 es un corte W-E, con la posición de las distintas capas y la ubicación de la galería de reconocimiento e investigación existente y el túnel de ensayos y del proyecto de extensión para el repositorio proyectado, que no se ha realizado.

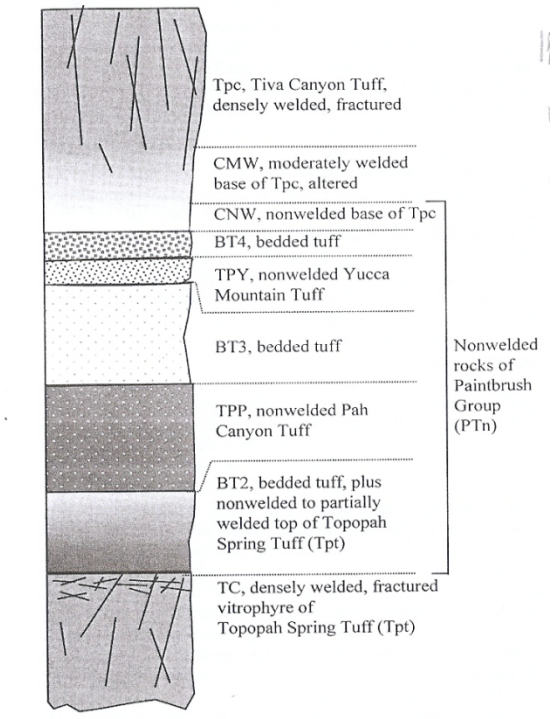


Figura 10.2.7-4 Esquema litoestratigráfico de las ignimbritas no soldadas del Grupo Paintbrush (PTn) e ignimbritas soldadas contiguas, con las descripciones hidrogeológicas (Flint et al., 2003).

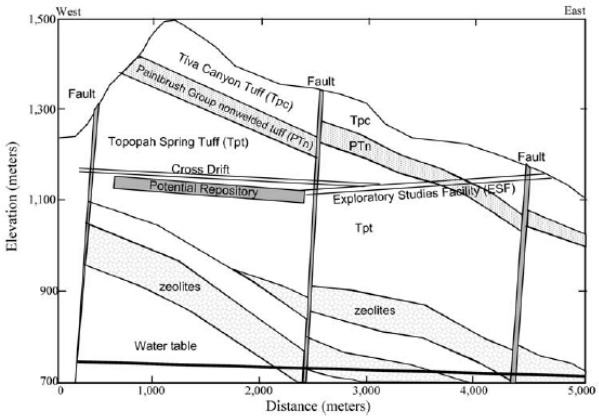


Figura 10.2.7-5 Corte W-E con la posición de las distintas capas y la ubicación de la galería de estudio existente y el túnel del repositorio proyectado y que no se ha realizado (Flint et al., 2001).

Es posible un desvío lateral del flujo vertical por capas finas, que actúen a modo de barrera capilar, como indica la Figura 10.2.7-6. Las diferentes situaciones se esquematizan en la Figura 10.2.7-7.

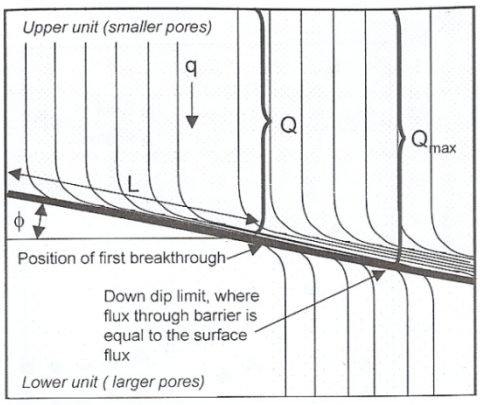


Figura 10.2.7-6 Resultado de los cálculos analíticos de la desviación lateral por una capa inclinada muy poco permeable (Selker et al.-1999, en Flint et al., 2003).

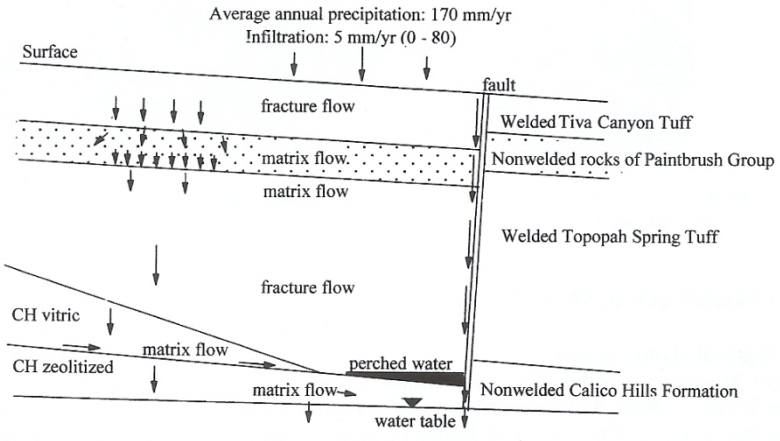


Figura 10.2.7-7 Modelo conceptual de flujo en la zona no saturada del Yucca Mountain y esquematización de las causas de desvío de la recarga respecto a la vertical por heterogeneidades (Flint et al., 2001).

La Figura 10.2.7-8 es una esquematización territorial de los procesos de recarga en Yucca Mountain.

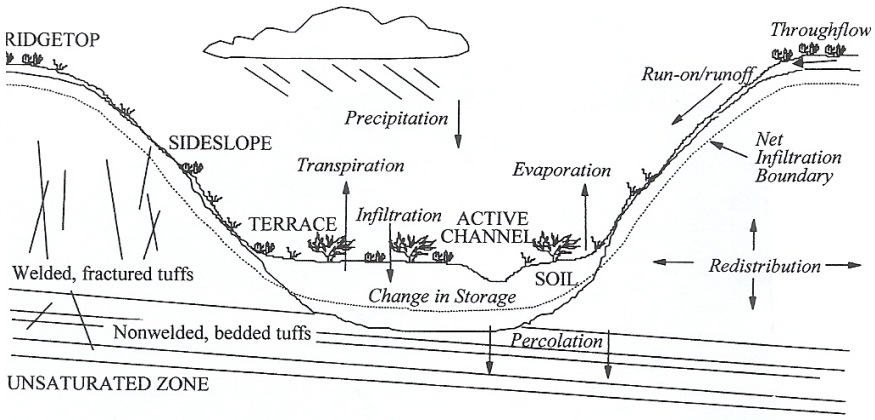


Figura 10.2.7-8 Esquematización territorial de los procesos de recarga en Yucca Mountain (Flint et al., 2001; 2003).

En los modelos conceptuales establecidos antes del año 2000, la recarga R respecto a la precipitación P se evaluaba en R/P = 0,02-0,03, con gran parte del agua infiltrada moviéndose lateralmente por las capas superiores no soldadas a causa de efectos de barreras capilares y el resto verticalmente por la matriz no saturada, sin que actuasen las fisuras. Si no se considera el flujo lateral, la recarga es mayor que la conductividad hidráulica de la matriz. Esto indica paso por fracturas que no están en equilibrio hidráulico con la matriz, es decir que la pérdida de flujo a lo largo de la fisura por imbibición es menor que el que fluye por la misma. Considerando un área con precipitación de <130 mm/a en zonas de baja altitud, >250 mm/a a gran altitud en el N y una media de 170 mm/a, en una superficie de 45 km^2, con el nivel freático a >500 m de profundidad, P <130 mm/a a baja altitud y P >250 mm/a en áreas altas del N, resulta una recarga media de R = 5-10 mm/a, hasta 80 mm/a localmente. Según Smith y Keenan (2005), R = 5-6 mm/a en cumbres y≈0 mm/a abajo.

Tras una lluvia, el agua desciende por fracturas de alta conductividad hidráulica y el vapor asciende por fracturas verticales mucho menos conductoras. Si condensa en ellas se produce un calentamiento (Mukhopadhyay y Tsang, 2002). Las variaciones de recarga en superficie se amortiguan hacia abajo por desvío por flujo lateral debido a las barreras capilares y por interacción con la matriz de la roca (Zhang et al., 2006).

Las intercalaciones poco permeables permiten la formación de cuerpos de agua colgada por flujo lateral a lo largo de contactos zeolíticos, hasta llegar a roca menos permeable desplazada por falla y la falla hace de conducto vertical. Esta situación es modelable (Wu et al., 1999).

Las características hidráulicas de las distintas formaciones son variables. Las tobas Topopah Spring tienen 40 fracturas/m^3, con el 60% del volumen de poros con agua capilar. La roca tiene una densidad de grano = 2550 kg/m^3, calor específico = 768,8 J/kg°C, conductividad térmica seca = 1,6 W/m°C, porosidad = 0,103, permeabilidad intrínseca = 32,6·10^{-18} m^2 y presión de succión = --1,393(S_{ef}^{-1}/λ)$^{1-\lambda}$ MPa (Pruess et al., 1990), con S_{ef} = porosidad efectiva y λ el parámetro de la función. La difusividad

hidráulica saturada la determinaron Reimus y Callahan (2007) y Reimus et al. (2007). El flujo por fracturas y fisuras depende de un amplio conjunto de parámetros (Finsterle et al., 2002): a) efectos en fisuras: encauzamiento (*channeling*), digitación (*fingering*), efecto embudo (*funneling*), bifurcación, b) interacción: imbibición advectiva, difusión, advección, c) otros: flujo en película, flujo a través/a lo largo de revestimientos de fracturas, difusión en agua estacionaria y d) otros no saturados: interferencia de fases en las fracturas, menor sección mojada en la fractura disponible para saturación de la matriz-fractura e imbibición en matriz debida a fuerzas capilares.

Las propiedades hidrogeológicas, tanto de la matriz como de las fracturas, dependen mucho de la escala. Esto tiene un considerable efecto en los procesos en el medio no saturado. Acortan el tiempo de tránsito de contaminantes.

La recarga en Yucca Mountain y su entorno, no sólo es variable espacialmente sino también a lo largo del tiempo, dados los largos tiempos de renovación de las reservas de agua subterránea. Esto hace que la interpretación de los datos de actividad de ^{14}C en el carbono inorgánico disuelto (CID) sea difícil e incierto (Schwartz et al., 2009).Esto se ilustra en una simulación del flujo y transporte en un corte de 39 km por el sistema del Valle de la Muerte a través de Yucca Mountain-Amargosa Desert, que se ha modelado para estudiar el transporte del ^{14}C y las variaciones de la recarga a lo largo de 120 ka y calibrarla con datos de polen de enebro muestreado en los sedimentos del vecino lago Owen. La recarga hace 21 ka era 10 veces la actual (Figura 10.2.7-9) y el nivel freático unos 100 m más alto. Como los tiempos de renovación es este caso son muy grandes, los niveles freáticos pueden responder en unos lugares a la recarga actual y en otros a la de tiempos pasados y esto afecta a los valores de ^{14}C (Custodio et al., 2018). La interpretación requiere modelación, en este caso con doble permeabilidad/porosidad e intercambio roca-fractura, en régimen transitorio y con recarga variable en el tiempo, según el esquema de la Figura 10.2.7-10. La Figura 10.2.7-11 muestra los resultados de la actividad en ^{14}C y las edades aparentes deducidas de considerar la desintegración del valor de ^{14}C puntual diluido por disolución de carbono no biogénico del momento. Los valores obtenidos de muestras de manantiales y de pozos en bombeo es un valor promedio de los afectados por el tramo productor.

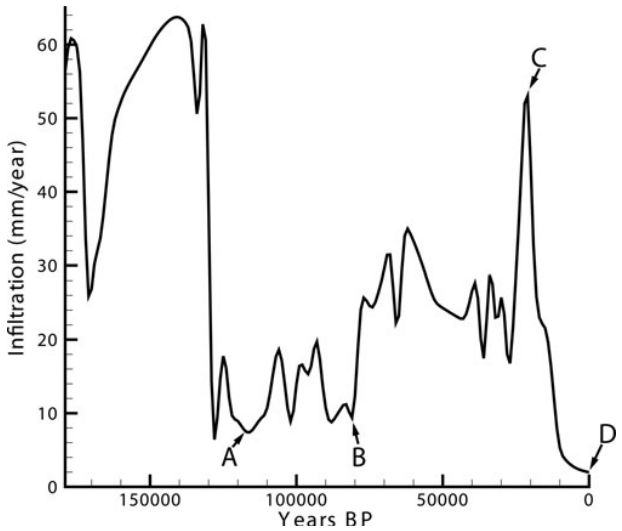


Figura 10.2.7-9 Infiltración de la pluviometría a lo largo de los últimos 150 ka según datos derivados del estudio del polen de enebro de testigos de sedimentos del humedal del Lago Owen, próximo al entorno de Yucca Mountain (Schwartz et al., 2009). LIG = último periodo interglaciar (last interglacial period); LGM = último máximo glacial (last glacial máximum).

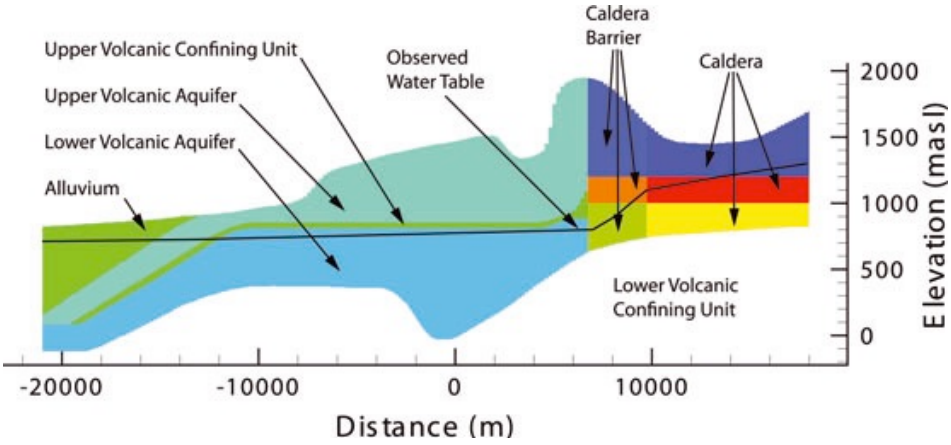


Figura 10.2.7.10 Dominio del modelo en sección y nivel freático, del sistema del Dead Valley a través del Yucca Mountain-Amargosa Desert (Schwartz et al., 2009).

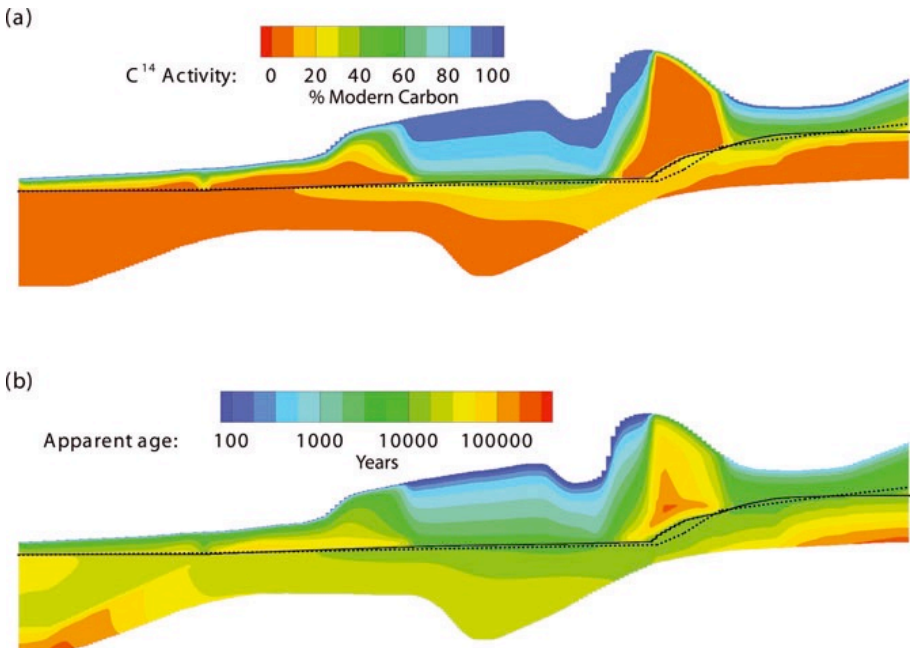


Figura 10.2.7-11 Simulación del contenido en ^{14}C en el CID. a) valores de la actividad $A^{14}C$ y b) edad aparente según la desintegración del ^{14}C una vez efectuadas las correcciones químicas (Schwartz et al., 2009). La figura inferior es la transformación logarítmica de la superior.

Se han hecho diversos modelos de flujo por la zona no saturada hasta en nivel freático, que está a 500-700 m de profundidad, o integrados con el flujo en el medio saturado, con un primer modelo conceptual de Montazar y Wilson (1984). Hinds et al. (1999) tienen en cuenta la posibilidad de diversos acuíferos colgados, en especial donde la alteración hidrotermal durante el Mioceno y el paso de agua han producido zeolita. Para las propiedades hidráulicas se aplica el modelo de van Genuchten (Secciones 2.2 y 2.3 de RAEMIA, 2019) y se utiliza el modelo UNSAT2, aunque no es seguro que las formulaciones sean del todo válidas. Según Liu y Bodvarsson (2001) y Flint (2003), el modelo de van Genuchten es apropiado tras un buen ajuste de los parámetros, salvo

para altos grados de saturación. El de Brooks y Corey tiende a sobreestimar la conductividad hidráulica no saturada.

Para las ignimbritas soldadas, menos soldadas y no soldadas se toman porosidades drenables de 0.05-0,25, >0,30 y 0,01-0,03 y conductividades hidráulicas pequeña (grande si muy fracturadas, 8-40 fracturas/m^3), intermedia y alta (Hinds et al., 1999), respectivamente. Hay variaciones verticales notables en función del grado de soldadura y horizontales en >1500 m, excepto muy cerca de la caldera.

El estudio de las variaciones del contenido en Rn en la ventilación en el túnel de exploración en la toba TSw, por cambios en la presión atmosférica, por fisuras decamétricas alrededor del túnel, indica una permeabilidad de fractura de $K = 1 \cdot 10^{-11}$ m^2, con una porosidad m = 0,00034 (Unger et al., 2004).

Las fallas normales, con brechas de decenas a cientos de metros de profundidad, se discretizan dándoles un ancho de 14 m. En tobas soldadas ricas en cristales, las fallas son conductos con descenso rápido; en tobas no soldadas las fallas son casi impermeables por trituración de la roca. Se considera la existencia de agua colgada junto a las fallas y donde hay barrera capilar. Después de lluvias intensas, el agua en el medio no saturado fluye por redes de fracturas; en épocas secas lo hace por la matriz; en la toba no soldada todo fluye por la matriz; hay flujo lateral sobre capas de muy poca permeabilidad según el buzamiento, hasta encontrar una barrera que produce la acumulación. Para una precipitación P de 170 mm/a se ajusta una recarga de R = 5 a 10 mm/a, hasta 15 mm/a. La edad del agua que llega al nivel freático es de 3-4 ka, menor que la duración del clima árido actual.

En la modelación de la zona no saturada (Wu et al., 2002) se consideran desplazamientos según las fallas normales y de deslizamiento, que pueden no ser verticales, de decamétricos a hectométricos y crecientes de N a S. Estas fallas pueden ser vías de flujo rápido o barreras al flujo lateral no saturado. Las capas de zeolita en CHn y vitrófiro en TSw pueden crear acuíferos colgados, con agua que se expande lateralmente hasta una barrera de permeabilidad. La recarga, que es variable en la parte superior y únicamente se realiza por fracturas, en el nivel freático se convierte flujo matricial casi regularizado. Las fallas principales reciben flujo directo y ayudan a llevar el flujo hacia abajo. Son barreras capilares o bien conductos descendentes, no atravesadas por líneas de corriente.

Se ha tratado de calibrar estos modelos de la zona no saturada a partir del contenido en cloruro del agua intersticial y en el agua de lluvia (Liu et al., 2003).

Los estudios hidrogeoquímicos, además de los muestreos clásicos (Struckless, 2012), han incluido la extracción del agua intersticial de agua de poros por compresión uniaxial y triaxial y por centrifugación, con resultados similares, salvo para la concentración en SiO_2 (Yang et al 2000).

En la meteorización de las tobas, el Al es esencialmente inmóvil. Los horizontes zeolitizados tienen alta capacidad de cambio catiónico, donde el Ca, Mg y Sr se intercambian con Na y menos con K, disminuyendo la interacción hacia abajo (Vaniman

et al., 2001). Esto indica flujo descendente, aún con pequeña permeabilidad, con velocidad de desplazamiento del agua de ≈5 mm/a en los últimos 5 Ma. Los iones alcalinos son del exterior (eólico, lluvia).

Para el estudio del comportamiento de posibles futuros contaminantes, se estudió el transporte de coloides (Moridis et al., 2003), considerando advección, difusión, dispersión hidrodinámica, filtración cinética de coloides y desintegración radioactiva. Las fallas dominan y controlan el transporte y las fracturas son las principales vías de migración. Los coloides son tanto más filtrados cuanto mayor es su tamaño. La adsorción es más fuerte en materiales con zeolitas que en formaciones vítreas.

Los isótopos ambientales han sido una importante herramienta para caracterizar el flujo regional, tanto los estables del agua como los del carbono (Rose et al., 1996). También se han considerado los gases en el medio no saturado (Thorstenson et al., 1998). En el Nevada Test Site, el agua de lluvia tiene $\delta^{18}O$ = 5‰-10‰ y el agua subterránea es 1‰-2‰ más ligera, con un exceso de deuterio de d = 8‰ a 0‰ (Carroll et al., 2008).

10.2.8 Volcanismo activo en California

En California hay diversas manifestaciones volcánicas activas. Una de ellas es la caldera del Long Valley, donde se han realizado perforaciones profundas para reconocer la base próxima a la cámara de magma (DeLaughter, 1998), con el esquema que muestra la Figura 10.2.8-1.

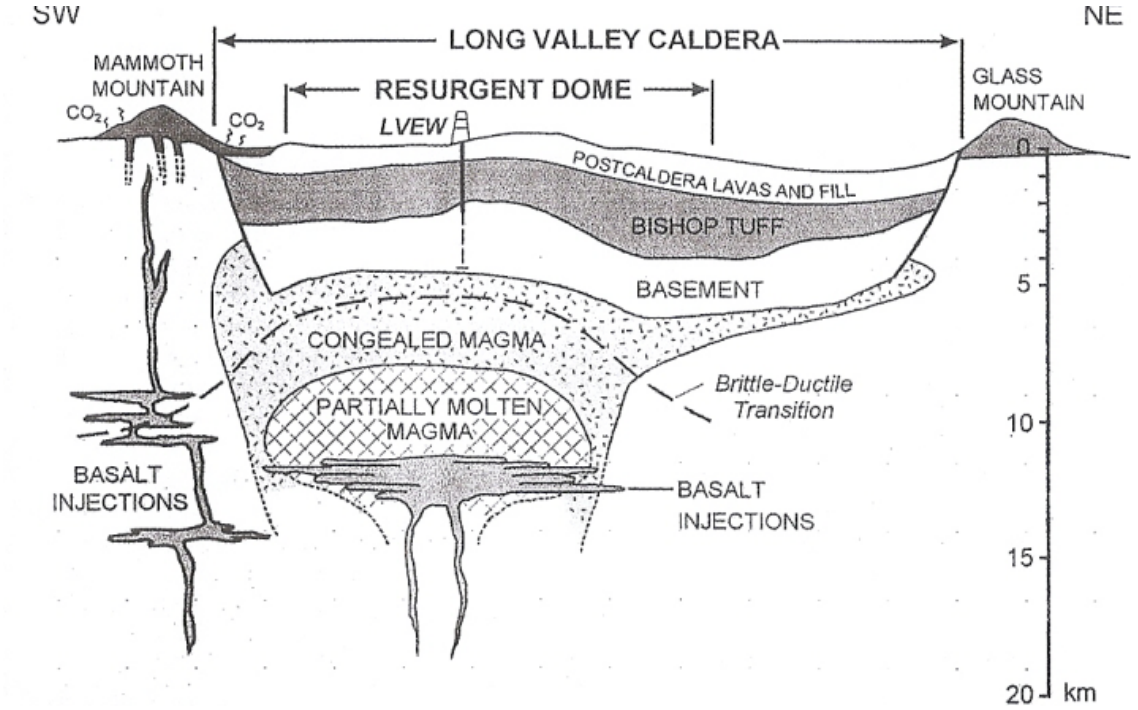


Figura 10.2.8-1 Corte NE-SW por la caldera de Long Valley, entre Sierra Nevada y la Provincia de Basin and Range (DeLaughter, 1988).

La caldera de Long Valley es una depresión en el E de California, junto al Mammouth Mountain, que es un domo complejo de riodacita y dacita. La caldera tiene 32 km x 18 km y una profundidad hasta 910 m. Se formó hace 760 ka tras una gran erupción de ceniza y luego de coladas piroclásticas riodacíticas y riolíticas. Afectó a buena parte del W norteamericano. Hay >1000 m de espesor de tobas. No se trata de un punto caliente ni está asociada a procesos de subducción. En la caldera existe un extenso sistema hidrotermal, con manantiales calientes, fumarolas y depósitos minerales y de alteración (caolinita). Hay una planta electrogeotérmica y aprovechamientos para viviendas y acuicultura. El mayor manantial es el del Hot Creek Gorge, con unos 250 L/s, que son del orden del 80% del total en la caldera. La temperatura en profundidad es >220 °C.

El Mar de Salton (*Salton Sea*) y su cuenca están sobre las fallas de San Andrés, San Jacinto e Imperial, en California. Es una cuenca endorreica con sales, con una divisoria muy poco elevada con respecto al golfo de California. En el mismo hay cerritos que en realidad son volcanes responsables del calor que permite un gran desarrollo de energía geotérmica. En Cerro Prieto, en baja California, México, la situación es muy similar y responde a las mismas causas. Cerro Prieto, es un edificio volcánico

constituido por un cono y tres domos principales, con altitud máxima de 220 m. Tienen una edad aproximada de 80 ka y se formaron en unos cientos de años, probablemente en dos eventos eruptivos. La génesis está ligada al sistema de fallas de San Andrés. Están compuestos totalmente por rocas dacíticas, sobre granitos y rocas metamórficas y cubiertas por lutitas, limos, arenas y gravas cuaternarias.

Las montañas de Tucson, son una de las muchas pequeñas cordilleras que salpican el SW de los Estados Unidos, como parte de la provincia geológica de Basin and Range. Son fosas y pilares que se formaron hace unos 10-15 Ma y cuyas fosas (grabens) están hoy rellenas de sedimentos muy diversos, con >1000 m de espesor, y que incluyen rocas ígneas, principalmente granito.

10.3. Centroamérica

10.3.1 Contexto general

Se considera como Centroamérica el territorio continental que se extiende desde el centro de México hasta Panamá. De acuerdo con la información existente, se considera por un lado la parte mexicana y por otro el resto de Centroamérica que se designa como istmo centroamericano. La Figura 10.3.1-1, que sitúa los principales volcanes activos de América, muestra los de Centroamérica, en su parte mexicana y en el istmo centroamericano. En su mayor parte es volcanismo andesítico de zonas de subducción, con lugares en que el magma ha evolucionado hasta riolítico.



Figura 10.3.1-1 Volcanes activos en Iberoamérica, que incluye los grandes volcanes de la mitad Sur de México y los del istmo centroamericano.

10.3.2 Volcanismo del centro y Sur mexicanos

La mitad norte de México comparte condiciones de volcanismo con el SW de los Estados Unidos, como se comenta en las Secciones 10.2.6 y 10.2.8. La mitad Sur lo hace con el resto de Centroamérica y es donde están los principales edificios y formaciones volcánicas (Figura 10.3.1-1).

En México hay gran abundancia de formaciones volcánicas en 6 de las 11 regiones geológico-hidrogeológicas de su territorio. Velázquez Aguirre y Ordaz Ayala (1992) hacen referencia a la productividad media de los pozos en rocas volcánicas:

1- Península de Baja California. Cenozoico. Poca productividad
2- Llanos costeros del Pacífico. Cenozoico. Buena productividad
3- Sierra Madre Occidental. Cenozoico. Poco permeable y con plegamientos
4- Cuencas aluviales del Norte. Cenozoico. Poco permeable. Fosas (grabens)
5- Meseta Central. Cenozoico. Moderado
6- Faja volcánica transmexicana. Riolitas muy permeables, andesitas poco permeables y que pueden actuar como basamento y piroclastos como acuitardos.

Existen importantes deslizamientos que han dado origen a estructuras de interés hidrogeológico, como se muestra en las Figuras 3.4.3 y 3.4.4 de la Sección 3.4.2 del Capítulo 3.

La faja volcánica transmexicana, orientada E-W, a latitud 20º N, tiene una extensión de 105.000 km^2, 950 km de largo y 110 km de ancho. Va desde Ciudad de México a Guadalajara. En las sierras dominan las coladas y tobas riolíticas, dacíticas y andesíticas terciarias, aunque las formas jóvenes, del Plioceno a Reciente, son dominantemente basálticas. Las formaciones más antiguas son impermeables, salvo que estén fracturadas o meteorizadas. Los basaltos son en general de alta permeabilidad. Las capas de riolita no fracturada dentro de aluviones pueden confinar, pero en general están fracturadas y dan una permeabilidad moderada si hay gran espesor. Las coladas de lava fracturada pueden actuar de drenes de aluviones, sedimentos lacustres y piroclastos. Las fallas pueden estar selladas por alteración y depósitos minerales. Algunos valores típicos promedio de la productividad de los pozos es >20 L/s/m para los basaltos y 15-21 L/s/m para las riolitas y aluviones (Chávez, 1988). Para un mismo tipo de roca, en la vertical de un lugar hay diferencias de productividad (Benton Cuellar, 1988; Niedzielski, 1993a; 1993b). Las riolitas pueden ser permeables si están regionalmente fracturadas, como sucede en las tobas riolíticas profundas del valle de San Luis Potosí-Villa Reyes.

En el N, centro de México y Ciudad de México hay unidades volcánicas fracturadas de >1500 m de potencia, continuas en centenares de km, sobre un basamento de calizas cretácicas. Se trata de basaltos y riolitas del Terciario medio, de 350 km x 900 km de sedimentos lacustres y piroclastos del Plioceno inferior y >2000 m de andesitas basálticas del Plioceno/Cuaternario (Carrillo-Rivera et al., 2007). El acuitardo aluvial es del Cuaternario reciente.

El Valle de Querétaro, con altitudes hasta 1800 m, contiene volcanes y fallas. El espesor no saturado actual es de >100 m. Los pozos tienen de 100 a >500 m de profundidad (Carreón Fryre et al., 2005). La fosa está rellena de basaltos y andesitas, con tobas volcánicas intercaladas, a veces bastante fracturadas, del Oligoceno y Mioceno, y materiales sedimentarios. Hay tobas y lavas silíceas hacia la base (riolitas y dacitas) y encima basaltos. Proceden de estratovolcanes (Palo Huérfano, La Joya, San Pedro) del Mioceno medio, con abundantes piroclastos intercalados, a veces silíceos. La base de la brecha de contacto (*tezontle*) no es necesariamente permeable. Los materiales volcánicos profundos pueden estar fracturados, con conductividad hidráulica k = 0,8-40 m/d y transmisividad media T = 800 m^2/d; para los materiales granulares es k = 0,03-1,0 m/d y T = 200 m^2/d. Hay fallas N-S con desplazamiento normal. La recarga actual en el valle se puede considerar despreciable y se produce en las montañas que lo rodean. La extracción de agua subterránea es unas 2,5 veces más que la recarga, con lo que hay consumo de reservas (minería del agua subterránea), aunque son pocos los estudios con visión regional. La pendiente de la línea de la relación δ^2H-δ^{18}O es de 5,5, partiendo de agua isotópicamente ligera, lo que es característico de evaporación de la lluvia durante la caída y fraccionamiento isotópico difusivo en suelos retentivos poco vegetados e influencia de retornos de riego. Algo similar sucede en otros lugares de la región, como en el Valle de San Miguel Allende, no lejos de Guanajuato, y en otras depresiones de áreas contiguas, como en Celaya.

El Valle de San Luis Potosí, endorreico, es una fosa rellena que contiene un acuífero somero granular en depósitos aluviales, un acuífero intermedio de material

sedimentario compuesto por gravas, arenas y limos semiconsolidados y un acuífero profundo en un medio fracturado de origen volcánico (Figura 10.3.2-1). El relleno contiene coladas de lavas del Eoceno a Reciente; piroclastos, latitas y riolitas. La recarga es pequeña por la baja permeabilidad de los materiales rocosos que bordean al valle, la baja precipitación, la alta evaporación en esta región árida, la erosión de los suelos deforestados en las sierras aledañas que impiden la retención de agua y la construcción de presas en materiales rocosos de baja permeabilidad que reducen drásticamente el aporte de agua a las zonas de infiltración en el valle (Noyola-Medrano et al., 2009). Hay situaciones de confinamiento, con aguas subterráneas ascensionales en el centro del valle (Figura 10.3.2-2).

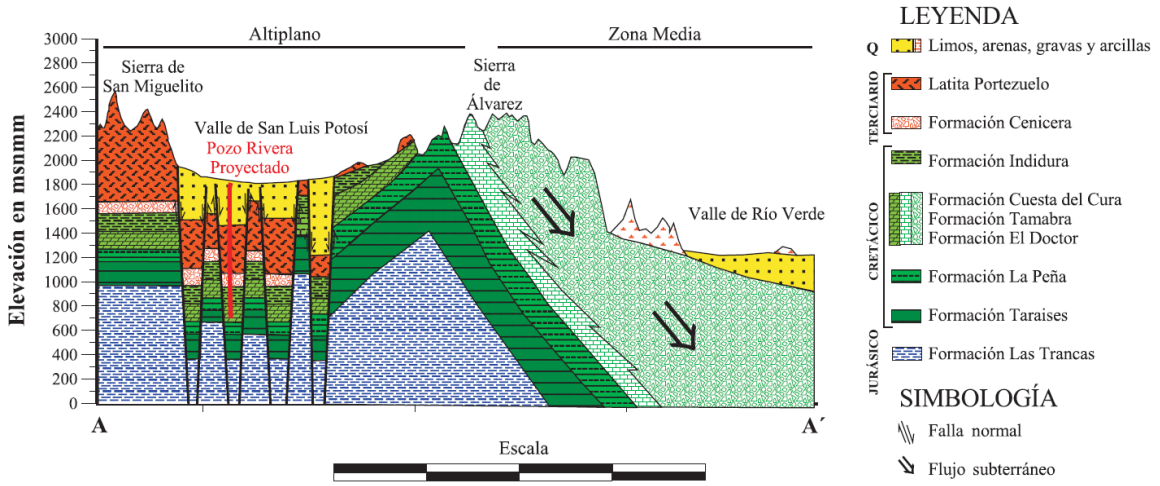


Figura 10.3.2-1 Corte ilustrativo del Valle de San Luis Potosí (Noyola-Medrano et al., 2009).

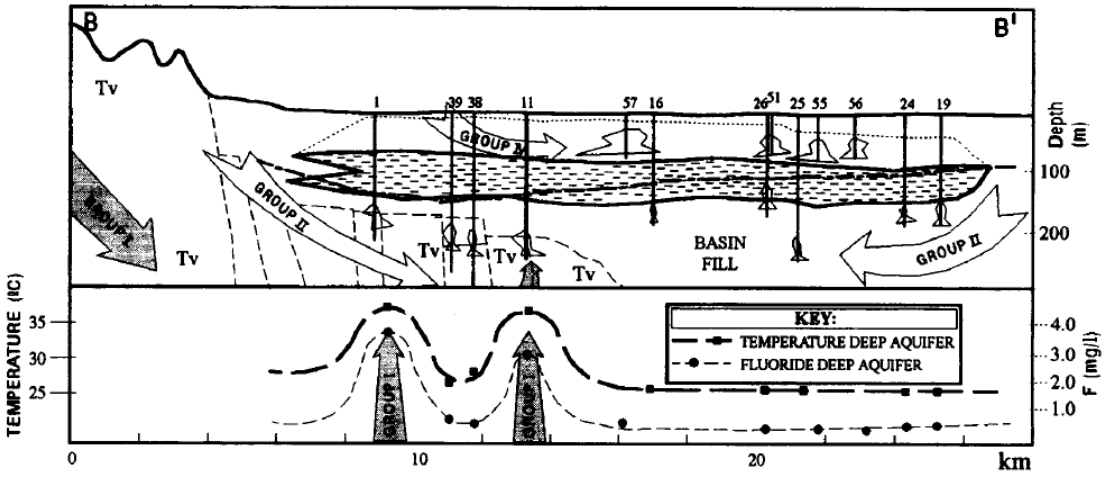


Figura 10.3.2-2 Corte esquemático para mostrar que las discontinuidades naturales o por perforación de pozos permiten que los acuíferos confinados profundos en formaciones volcánicas riolíticas profundas, como la del Valle de San Luis Potosí, puedan descargar en las superiores (Carrillo-Rivera et al., 1996). Las figuras son diagramas hidroquímicos de tipo Stiff. La recarga de las formaciones profundas se hace en las áreas montañosas circundantes. La explotación de agua subterránea supera a la recarga.

El complejo volcánico de Las Cumbres es parte de la cordillera volcánica formada por el volcán extinto Cofre de Perote al N y el volcán activo Pico de Orizaba o Citlaltépetl al S. Este rasgo fisiográfico es uno de los más sobresalientes en la parte oriental de la Faja Volcánica Transmexicana y constituye la divisoria entre el Altiplano Mexicano y la Planicie Costera del Golfo. El estratovolcán de Las Cumbres yace sobre calizas del Cretácico Superior e intrusiones de rocas terciarias sieníticas. Está formado por potentes flujos de lava andesítica de hace unos 600 ka, con un volumen total de aproximadamente 200 km^3. Entre hace 350 y 40 ka colapsó el flanco oriental del estratovolcán, con depósitos de avalancha, derrames de lava y depósitos piroclásticos, con un volumen mínimo de 50 km^3. Más tarde, entre hace 40 y 20 ka, se produjeron depósitos riolíticos de caída, el colapso moderado del flanco N de uno de los domos y la extrusión de un nuevo domo dacítico, con un volumen de magma de unos 20 km^3. Desde entonces predomina una intensa actividad de erupción, pero con volcanes activos en un único episodio (Rodríguez, 2005). La Figura 10.3.2-3 muestra la columna estratigráfica.

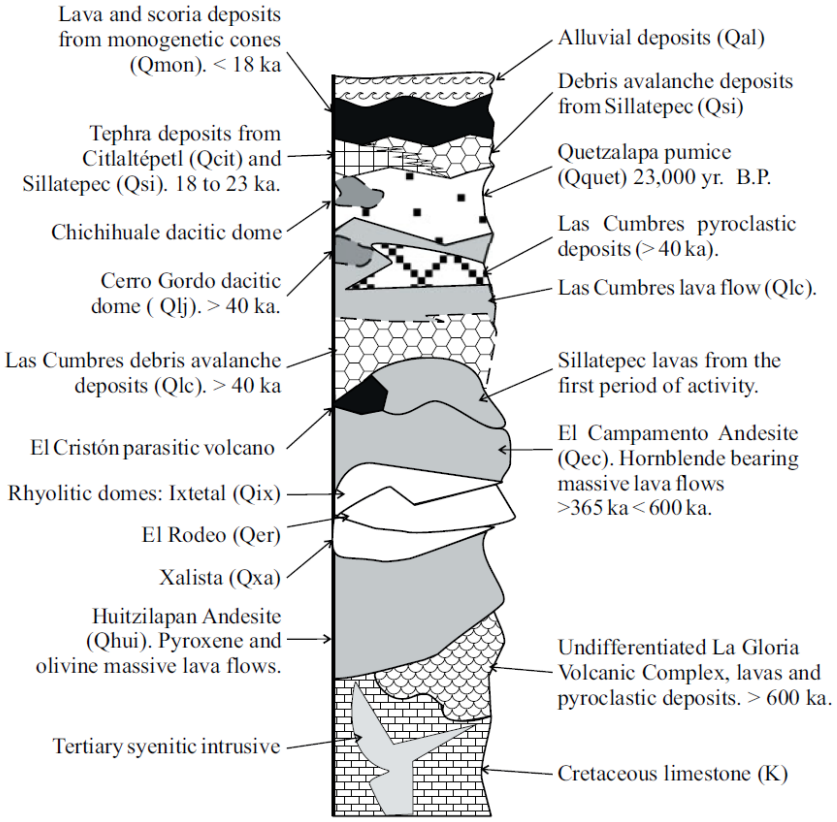


Figura 10.3.2-3 Columna estratigráfica del complejo volcánico de Las Cumbres (Rodríguez, 2005).

El acuífero bajo Ciudad de México contiene lavas basálticas permeables que están intensamente explotadas para captar agua subterránea en un amplio entorno y que son la fuente principal de abastecimiento urbano. La ciudad primitiva estaba asentada en y alrededor de lagunas formadas tras el cierre del valle por volcanismo cuaternario. En 1789 se drenó parcialmente el área, con una salida artificial hacia el N. El relleno de las lagunas incluye sedimentos con gran contenido de cenizas volcánicas, en un conjunto poco consolidado, de modo que la subsidencia natural del terreno está fuertemente incrementada por la compactación debida a la extracción de agua subterránea de las capas de lava y de la carga que suponen las edificaciones. En algunos lugares la subsidencia puede alcanzar 7 m. Es algo bien conocido y modelado con detalle. Un perfil litológico típico, de arriba abajo, consiste en:

1.- 0-400 m de depósitos lacustres de material volcánico retrabajado y tobas intercaladas,

2.- 0-2000 m de rocas volcánicas cuaternarias y material piroclástico, que en el Centro y Sur contienen capas gruesas de basaltos y pumita, con cierre del valle en el Pleistoceno,

3.- 0-1000 m de abanicos aluviales piroclásticos (Fm. Tarango), del Plioceno superior-Pleistoceno, con lavas, piroclastos e intermedios y

4.- 800 m de rocas volcánicas del Paleoceno-Eoceno y sedimentos fluviales y lacustres (Ortega y Farvolden, 1989; Vázquez y Jaimes, 1989).

En el S y SE existen además calizas profundas, actualmente alcanzadas mediante pozos de 1000 m de profundidad. El gran volcán Popocatepelt, en el lado S, se considera un área importante de recarga, que se transfiere a los acuíferos del llano (altiplano) en el que se asienta la Ciudad de México, que se debe captar sin perder su buena calidad por mezcla con otras aguas (Morales-Casique, 2012).

El Llano de Chalco, cerca de Ciudad de México, es uno de los 6 lagos antiguos, con basalto dentro de la secuencia de depósitos lacustres. La tasa de subsidencia varía entre 0,4 m/a y 1,5 m/a, con un valor acumulado de >13 m (Ortiz-Zamora y Ortega-Guerrero, 2010). Las coladas de basalto son un elemento resistente entre sedimentos compresibles, de modo que las mayores subsidencias se producen donde el espesor de basalto es menor (Figuras 10.3.2-4 y 10.3.2-5).

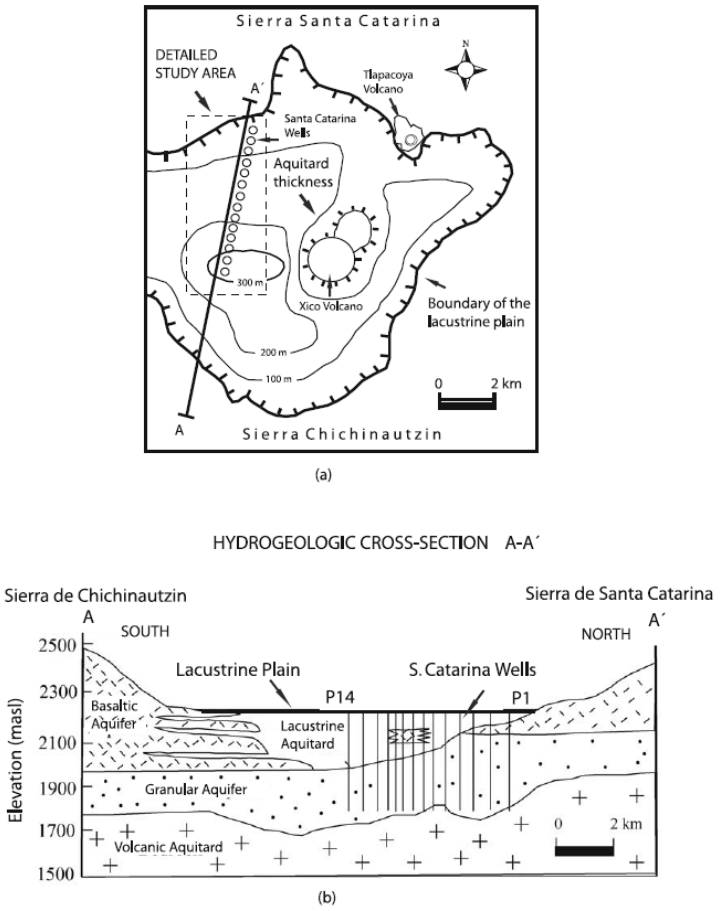


Figura 10.3.2-4 Mapa y corte del llano arcilloso de Chalco, Ciudad de México (Ortiz-Zamora y Ortega-Guerrero, 2010). Se muestra el espesor del acuitardo lacustre. Los pozos explotan preferentemente el acuífero granular confinado.

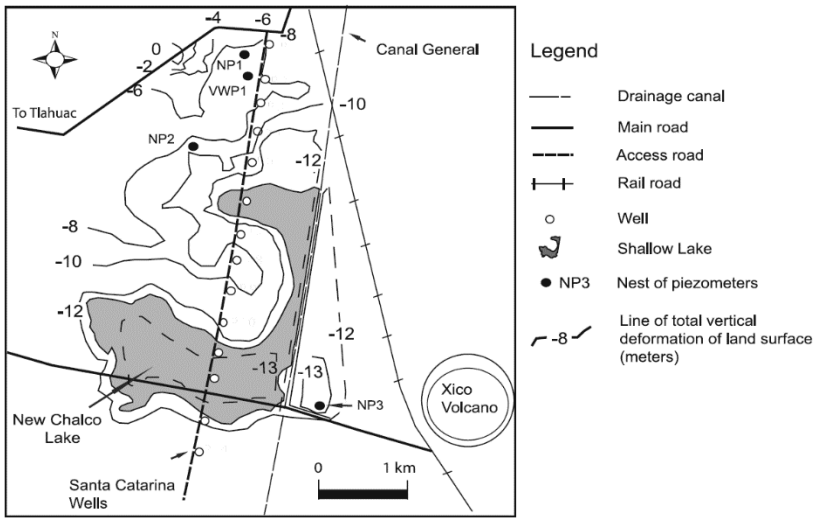


Figura 10.3.2-5 Mapa con las líneas de isodescenso del terreno (subsidencia), en metros, entre 1960 y 2006. La forma se adapta a la menor presencia de coladas de basalto dentro de la secuencia lagunar.

En las proximidades de Puebla existen diversas áreas con notables formaciones volcánicas. Una de ellas es una extensa área volcánica árida en una depresión endorreica que muere en una gran laguna salina. Es la cuenca de Tepeyahualco, al SE del Volcán Pizarro, que contiene la Laguna Salada. Hay numerosos volcanes con amplios cráteres que forman lagunas. Hay una notable explotación de agua subterránea para regadío, que pone en riesgo de secado a esas lagunas, de notable interés biológico y paisajístico, como es el caso de la laguna de Alchichica (Alcocer, 2019) (Figura 10.3.2-6).



Figura 10.3.2-6. Panorámica del lago Alchichica con el azul límpido de sus aguas (fotografía M. Vargas-Sánchez, en Alcocer, 2019).

El lago Alchichica es el cráter de un freatovolcán, de los que hay varios en el área (Figura 10.3.2-7). La Figura 10.3.2-8 esquematiza su formación, la Figura 10.3.2-9 muestra la batimetría y la Figura 10.3.2-10 la secuencia sedimentaria asociada típica.

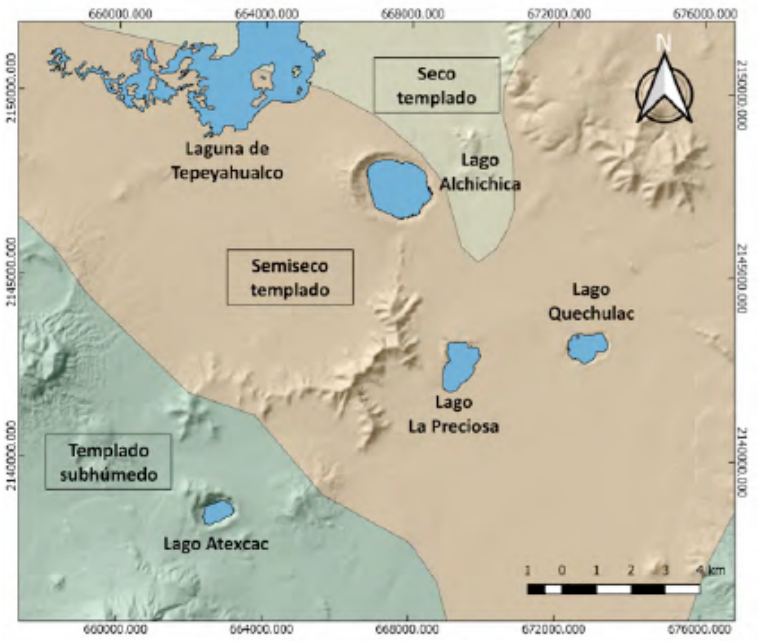


Figura 10.3.2-7. Laguna terminal de Tepeyahualco y lagos en cráteres freatomagmáticos a lo largo del sistema de flujo de agua subterránea, incluyendo el lago Alchichica (Alcocer, 2019).

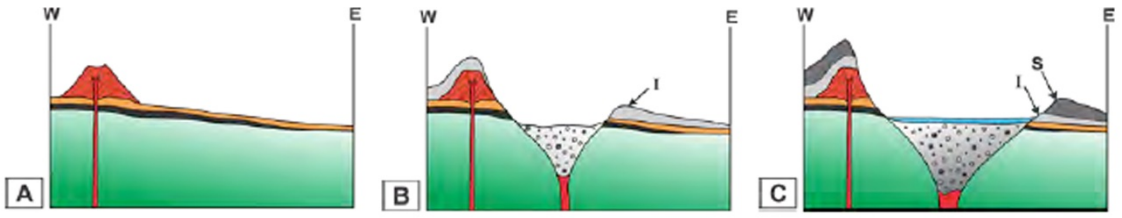


Figura 10.3.2-8. Modelo evolutivo sobre la formación del cráter Alchichica (modificado de Chako-Tchambe et al., en Alcocer 2019). A) Edificación de un cono de escorias sobre una secuencia de rocas preexistentes. B) Formación de la secuencia inferior a partir de erupciones freatomagmáticas relativamente "secas". C) Ampliación del cráter y formación de la secuencia superior con erupciones freatomagmáticas más húmedas.

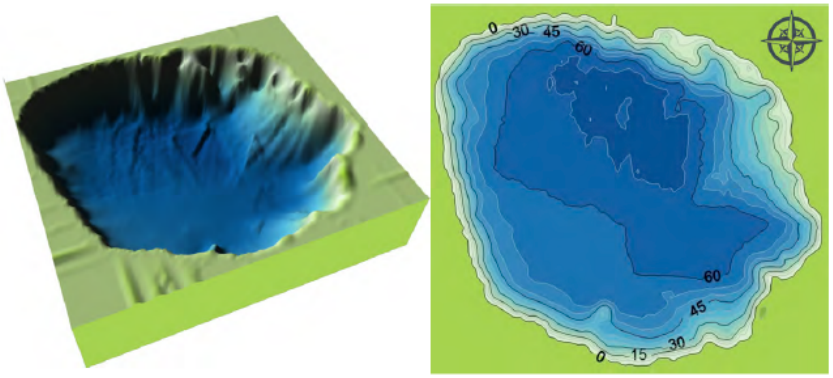


Figura 10.3.2-9. Batimetría del lago Alchichica, en perspectiva y mediante isobatas en metros (Silva-Aguilera y Vargas-Sánchez en Alcocer, 2019).

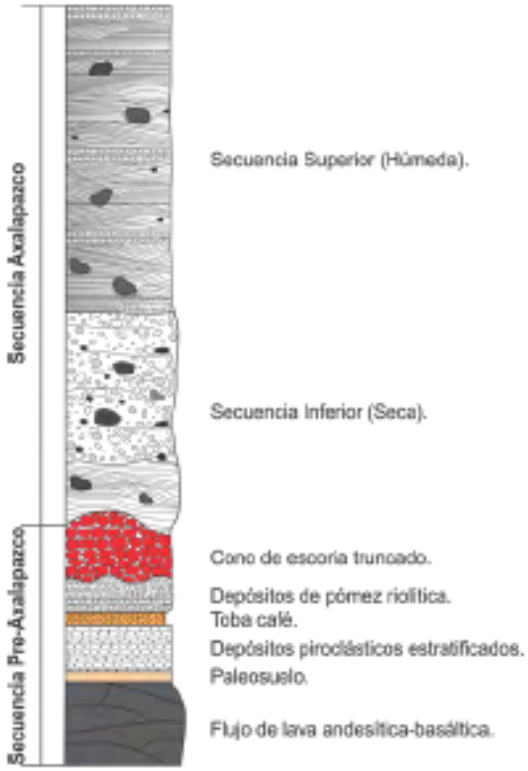


Figura 10.3.2-10. Esquema general, no a escala, de la secuencia estratigráfica relativa que muestra los diferentes depósitos representativos de los principales eventos eruptivos que formaron el cráter Alchichica (en Alcocer, 2019).

La laguna de Atexcac es uno de los seis lagos de cráter de la región de los Llanos de San Juan, en el estado mexicano de Puebla (Figura 10.3.2-11). Se formó probablemente entre el Pleistoceno superior y el Holoceno inferior y tuvo como base una serie de eventos eruptivos freatomagmáticos. En el área dominan los conos basálticos de cenizas y los domos riolíticos. Los depósitos piroclásticos, coladas basálticas y cenizas de la Laguna de Atexcac están sobre una elevación de calizas (Carrasco-Núñez et al., 2007), como muestra la Figura 10.3.2-12.

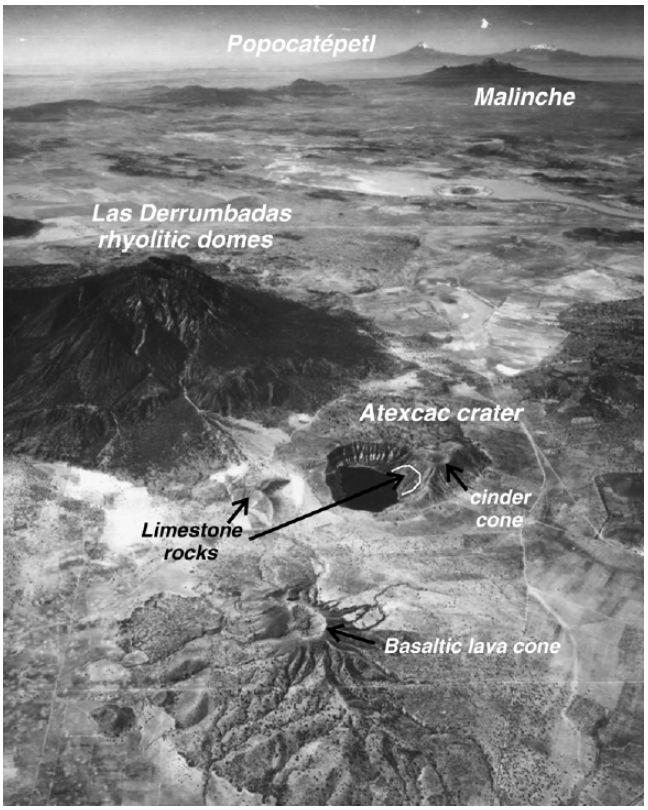


Figura 10.3.2-11 Vista aérea del lago Atexcac (Carrasco-Núñez et al., 2007).

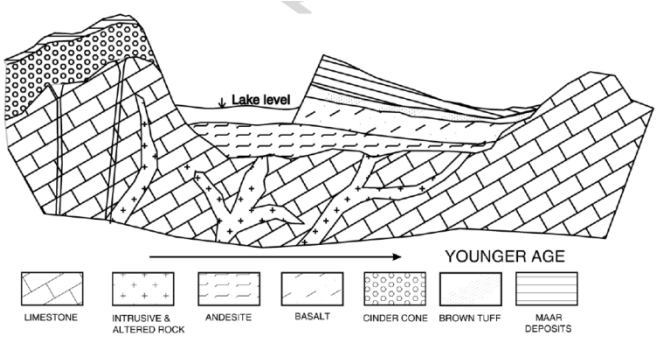


Figura 10.3.2-12 Corte geológico esquemático interpretativo del entorno del lago Atexcac, en un cráter freatomagmático, a modo de maar (Carrasco-Núñez et al., 2007).

El Parque Nacional de Los Azufres está en la Sierra de los Andes, a unos 95 km de Morelia, Michoacán. Se trata de una secuencia plio-pleistocena de basaltos, andesitas, dacitas y riolitas y sus tobas asociadas, con una alteración térmica del 20% al 100%, en dos ciclos calientes, uno reciente riolítico y otro más profundo en desarrollo (Gutierrez y Aumento, 1983).

El Chichón, también denominado Chinchón y El Chichonal, en el estado de Chiapas, es un volcán con actividad actual, que ha sido estudiado con detalle a consecuencia de la erupción de 1982. Está sobre sedimentos no volcánicos. Es un volcán de un conjunto de volcanes de bajo contenido en sílice y alto en S, consistentes en domos andesíticos, brechas de pendiente, piroclastos y tobas de caída. La erupción andesítica rica en K

(traquiandesita) de El Chichón destruyó 200 m del cono anterior, dejando un cráter que se convirtió en un lago con agua de pH <1 y a 50 ºC. Los materiales depositados tienen azufre S^o y las cenizas volcánicas hasta un 2% en peso de SO_4, a veces como anhidrita derivada del S^o. El origen del S es incierto; puede ser de sedimentos que están debajo o hidrotermal profundo (Rampino y Self, 1984; Luhr y Logan, 2002). La erupción lanzó a la estratosfera partículas de halita (Woods et al., 1981).

Cerca de Puebla hay notables descargas de agua termales sulfhídricas. Tales son los humeros, que están dentro de una caldera, que es un segundo colapso del volcán de Los Potreros, donde se cruzan fallas del NW-SE y del SE-NW (ByA, 2014). Existen casi 3000 m de depósitos volcánicos sobre calizas cretácicas y jurásicas. Hacia arriba se evoluciona desde andesitas e ignimbritas andesíticas a andesitas con basalto en los bordes y finalmente a basaltos.

Las aguas termales de Guadalajara son de alta temperatura, salinidad y contenidos en Cl, Na y HCO_3 y elevados contenidos en Li, Mn y F. Representa el flujo de agua subterránea a través de rocas basálticas y andesíticas (Hernández-Antonio et al., 2015).

La presencia de componentes minoritarios nocivos a altas concentraciones es algo frecuente en muchas áreas y en especial en el estado de Chiapas (As, F). Hay contenidos de 0,9-10 mg/L de B en Baja California y altas concentraciones de F, B y Li en los acuíferos de San Luis Potosí.

10.3.3 Volcanismo del istmo centroamericano

El volcanismo del istmo centroamericano tiene una parte terciaria y otra cuaternaria (Figura 10.3.3-1). La primera es más abundante, pero sus materiales son menos permeables y más alterados que los segundos. Las efusiones cuaternarias pueden tener muy altas permeabilidades, aunque por su posición superior suelen estar no saturadas en la parte elevada del territorio. La combinación de pilares y fosas asociados al volcanismo origina sistemas hidrogeológicos que pueden ser explotados con éxito. En la costa forman acuíferos muy productivos, frecuentemente con problemas de salinidad marina, pero a veces con lagunas y captaciones de agua dulce ya que la recarga es grande en un clima lluvioso y con suelos poco retentivos. Una recopilación de datos sobre la relación entre el volcanismo y los recursos de agua subterránea se hizo con ocasión de un curso promovido por la Cooperación canadiense (Losilla et al., 2001)

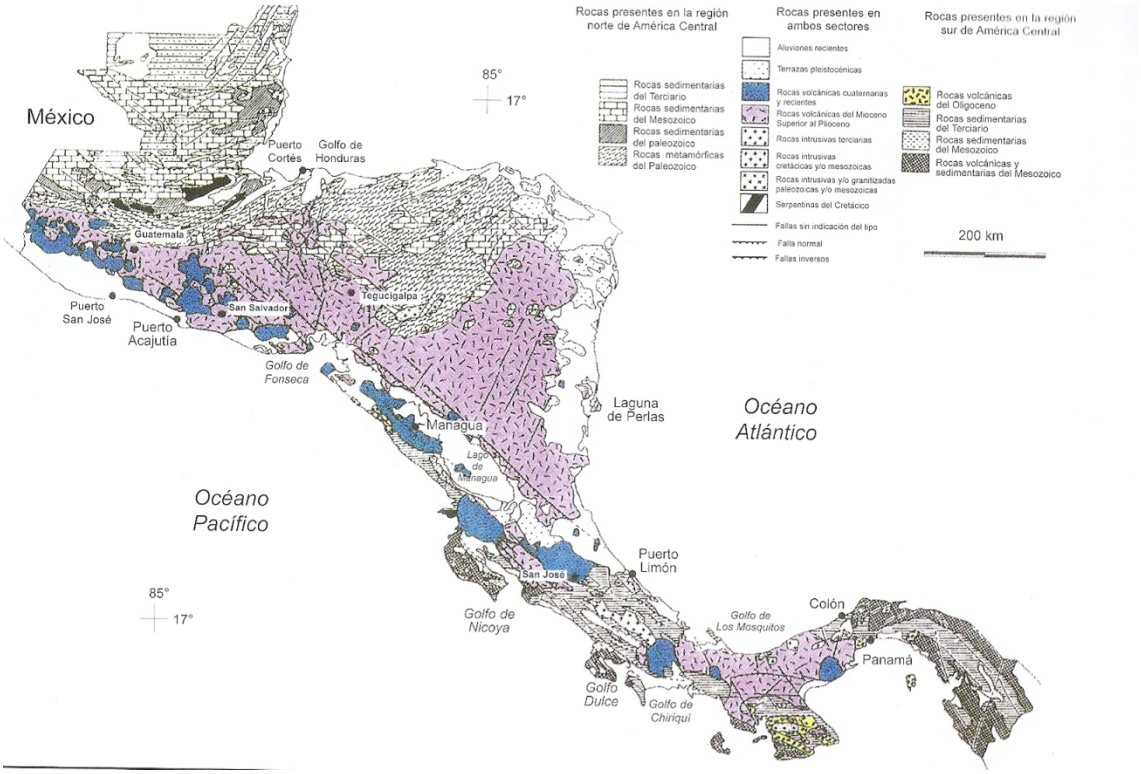


Figura 10.3.3-1 Mapa geológico-hidrogeológico de Centroamérica, con las formaciones volcánicas (Losilla et al., 2001). En la región N hay sedimentos poco permeables del Terciario al Paleozoico y rocas metamórficas paleozoicas. En la región S hay sedimentos del Oligoceno y volcánicos del Mesozoico, mostrados en color violeta con fondo rayado. En la región entre los dos sectores anteriores dominan las rocas volcánicas, en azul las cuaternarias y recientes y en morado sobre fondo punteado las rocas terciarias, principalmente del Mioceno superior. En Losilla et al. (2001) se incluyen los mapas geológicos de cada uno de los países del área.

Se trata de un volcanismo principalmente andesítico con abundante formación de tefra. Es frecuente la formación de un sistema de pilares y fosas en relación con la actividad volcánica, a modo de calderas alargadas, con un relleno parcial o total de materiales volcánicos más recientes y sedimentos varios, como en la Figura 10.3.3-2, que dan una alternancia de buenos acuíferos y acuitardos.

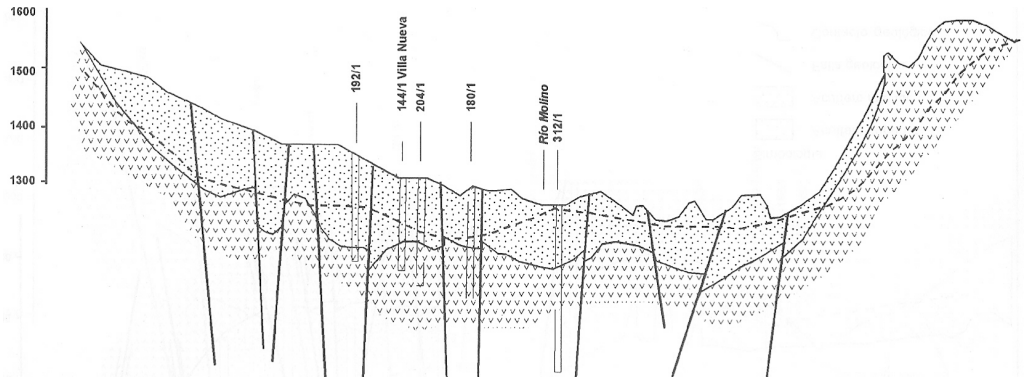


Figura 10.3.3-2 Formación de un sistema de pilares y fosas en relación con la actividad volcánica, a modo de calderas alargadas, con un relleno parcial o total de materiales volcánicos más recientes y sedimentos varios, que dan una alternancia de buenos acuíferos y acuitardos, como en el Valle de Guatemala (Losilla et al., 2001). Los acuíferos más productivos están en lavas recientes, piroclastos gruesos y aluviales (Mandel y Shiftan, 1981).

Los principales problemas planteados son los de disponer de agua de buena calidad en origen para el abastecimiento urbano, aunque también la demanda para riego complementario y procesamiento de cultivos de exportación principalmente café y frutas tropicales, requieren baja salinidad. La notable actividad agrícola con uso intensivo de fertilizantes y plaguicidas y la notable población periurbana y rural sin saneamiento centralizado es una gran preocupación creciente en cuanto a la calidad del agua subterránea en terrenos con suelos y rocas volcánicas permeables. No es raro que se mencionen altos contenidos en nitrato, aunque la alta recarga en áreas lluviosas con suelos permeables facilita la dilución al tenerse alta recarga. Otra forma de contaminación, frecuentemente mencionada en informes no publicados y en reuniones, es la debida a las fugas de hidrocarburos de los muy numerosos grupos electrógenos domésticos y de los pequeños pozos de regadío.

En Guatemala existe un altiplano y un valle. En el altiplano dominan las formaciones volcánicas terciarias de tobas soldadas, piroclastos y tobas de caída, de naturaleza riolítica, andesítica y basáltica, fracturadas, que constituyen acuíferos locales. Los materiales cuaternarios consisten en pumitas, lavas y tobas, con domos y conos, espesores de hasta 200 m y manantiales de 3 a 70 L/s. En el Valle se encuentran coladas fisurales, depósitos de nubes ardientes y piroclastos, con grades conos compuestos y mantos de pómez, que rellenan las depresiones, junto con volcanismo cuaternario que ha dado origen a tobas de caída, capas de ceniza de <10 m de espesor e ignimbritas de hasta 100 m de espesor y depósitos fluviales, con pozos de hasta 300 L/s y transmisividades hidráulicas de 0 a 750 m^2/d, que pueden llegar a 2000 m^2/d en aluviones y 5000 m^2/d si los espesores son grandes (Losilla et al., 2001).

La caldera volcánica de Atitlán, en Guatemala, tiene 900 m profundidad, con 300 m de sedimentos lacustres y material eruptivo y 300 m de agua, a 1600 a 2300 m de altitud. El agua ocupa 125 km^2, con un volumen de 37.500 hm^3. Descarga 0,7-4,6 m^3/s (media de 1,7 m^3/s). La transmisividad hidráulica del acuífero es de <400 m^2/d en la parte superior y >1000 m^2/d en la parte inferior. Los manantiales en fallas y fracturas producen 0,5-25 L/s.

En Guatemala se explotan formaciones volcánicas para abastecimiento, ya que la mayoría de la población reside en las mesetas del SW. Se trata de andesitas, basaltos, riolitas, tobas volcánicas y conglomerados laháricos, principalmente pumitas cuaternarias (Velázquez, 1983). Algunos pozos pueden ser surgentes.

El Volcán del Fuego, en Guatemala, es un estratovolcán cuaternario activo, de 3763 m de altitud, que yace sobre tobas volcánicas terciarias muy poco permeables. Dominan los basaltos plagioclásicos con poco olivino, piroxeno y magnetita. No hay carbonatos en el terreno. Hay lahares bien desarrollados. La pluviometría media en áreas altas es de unos 3200 mm/a y de unos 700 mm/a en las laderas. Se observa un gradiente isotópico altitudinal del $\delta^{18}O$ de -0,67‰/100 m. La vegetación es de tipo C-3 (café, plantas nativas) y C-4 (caña de azúcar). Hay numerosos manantiales. Parte del Cl y SO_4 en el agua no procede de la lluvia sino que puede haber un aporte endógeno directo y en especial por vía atmosférica. El volcán emite 340 t/d SO_2. En los manantiales y pozos es $\delta^{13}C(CID)$ = -16‰ a -0,2‰, hasta +5,7‰, y crece inversamente con el CID; en el CO_2 del suelo es $\delta^{13}C$ = -23‰; en las fumarolas locales es $\delta^{13}C$ = -2,8‰ a -3,1‰. Hay una correlación negativa de $\delta^{18}O$ con SO_4 y Cl; a mayor altura más deposición, lo que se ve en el $\delta^{34}S(SO_4)$ y $\delta^{18}O(SO_4)$, que tienden a los valores volcánicos característicos: ≈0‰

volcánico; -10‰ a 20‰ y 4‰ a 16‰ en la atmósfera y -4‰ a 14‰ y 2‰ a 5‰ en el suelo, respectivamente (Mulligan et al., 2011).

En Honduras dominan las ignimbritas riolíticas terciarias (hay unos 5000 km^3), que producen de 0,5 a 2 L/s, hasta 2-6 L/s si las tobas están retrabajadas. El Cuaternario consiste en basaltos toleíticos y andesitas, con abundantes piroclastos y tobas brechoides. Las coladas andesíticas producen unos 5 L/s.

En el Salvador, >90% del territorio es volcánico cuaternario, formado por lavas y piroclastos. Hay pozos de 55 L/s en basaltos y <5 L/s en depósitos finos y de pumita compactada. Existe explotación electrogeotérmica.

En Nicaragua dominan las ignimbritas, tobas de caída y lavas. Los piroclastos son muy permeables, con hasta 450 m de espesor saturado. En el entorno de Managua, el volcanismo plio-pleistoceno-holoceno ha depositado pómez y cenizas, tobas compactas, aglomerados y lavas. Las lavas forman el acuífero. El lago Nicaragua recibe agua de la llamada Laguna de Apoyo y la descarga subterráneamente. Los volcanes pueden ser geotécnicamente inestables por inyección desde debajo de magma, con colapsos importantes y deslizamientos de ladera, o por extensión del basamento volcánico, incluso en volcanes no activos, como en el volcán Mombacho. Estos eventos se producen con frecuencia de 1 a 25 años (van Wyk de Vries y Francis, 1997).

En una típica secuencia de formaciones volcánicas acuíferas en Costa Rica se encuentra, de arriba abajo (Rodríguez, 1988; Madrigal-Solís et al., 2017):

1.- depósitos de lahar poco permeables,

2.- depósitos muy permeables con piroclastos andesíticos poco permeables,

3.- tobas y flujos piroclásticos muy poco permeables,

4.- ignimbrita de permeabilidad moderada y

5.- lavas andesíticas con la parte superior e inferior muy permeables y grandes manantiales.

En las andesitas (lavas y piroclastos) del Valle Central de Costa Rica hay grandes nacientes sobre ignimbritas y existe una gran explotación con pozos muy productivos (Parker et al., 1988; Foster et al., 1985). Hay manantiales de has más de 200 L/s (Drogue, 1988). Hay grupos de pozos que producen 300 a 1300 L/s, en especial si atraviesan lavas (Losilla et al., 2001). Se tienen transmisividades hidráulicas de hasta 2000-5500 m^2/d. Las tobas son poco productivas.

El estratovolcán andesítico El Arenal, en el NW de Costa Rica, tiene una altura de 1660 m y un volumen de 15 km^3. Nació hace 7 ka y ha estado activo desde 1970, emitiendo 0,7 km^3. El área tiene una precipitación de 5000 mm/a. Tiene manantiales a ≈60 °C en las laderas, que salen entre coladas de lavas recientes y piroclastos antiguos. El agua es una mezcla de agua poco salina y agua andesítica más salina (López et al., 2006).

A 100 km frente a la costa de Nicaragua, en el Caribe, está el archipiélago colombiano de las islas de San Andrés, Providencia, Santa Catalina, etc. Son volcánicas, a modo de cayos de una altitud máxima de 85 m y una superficie total de 26 km^2.

Panamá no tiene peculiaridades sobresalientes.

Hay diversas manifestaciones post-volcánicas en forma de fumarolas de alta temperatura en Guatemala, El Salvador, Nicaragua y Costa Rica. Tienen depósitos minerales asociados, principalmente sulfatos, además de azufre, hematites, halita, silvita, yeso, wollastonita, anhidrita, tenardita y landbeinita (Stroiber y Rose 1971). La planta geotérmica de la base del volcán Momotombo (Nicaragua) toma agua con 172-312 mg/L de TDS (sólidos disueltos totales) y alto SO_4 por oxidación del H_2S.

10.4 Sudamérica occidental: los Andes

10.4.1 Formaciones volcánicas andinas

A lo largo de toda Sudamérica, desde Colombia al Cabo de Hornos, se extiende la gran franja de subducción de la placa tectónica del Pacífico bajo el continente. En su desplazamiento hacia el W van asociadas varias fases de volcanismo dominantemente andesítico, sobre la parte actualmente continental. Existen un buen número de volcanes activos, recientes y subrecientes, como muestra la Figura 10.1-1. Además, en el lado oriental hay una gran formación de derrames basálticos, principalmente los mesozoicos del Paraná, que corresponden a la separación del continente sudamericano de África, con una parte de los derrames en Etendeka, Namibia, sin volcanismo moderno. Son dos situaciones que se tratan por separado.

Las formaciones volcánicas andinas son el resultado del volcanismo asociado a la subsidencia de la placa tectónica del Pacífico bajo la masa continental sudamericana en su desplazamiento hacia occidente. Hay formaciones volcánicas desde el Mesozoico tardío a la actualidad (Naranjo et al., 2016), pero los centros de actividad se han desplazado desde el W al E. El volcanismo más reciente y de mayor interés hidrogeológico está en el actual centro de la cordillera de los Andes. El volcanismo más antiguo es abundante en recursos minerales metálicos, en especial cobre, por lo que ha sido muy estudiado bajo ese aspecto. El volcanismo se encuentra tanto al W, que es más frecuente, como al este de la cordillera y se encuentra en cualquiera de los países de la franja, incluyendo la parte W de Argentina y en Brasil, que son países atlánticos. El principal interés es el relacionado con el conocimiento y control de la contaminación derivada de las explotaciones mineras.

El conocimiento hidrogeológico es generalmente pobre a nivel general, ya que se trata de rocas muy compactas y muy poco permeables. La excepción son los estudios realizados en el entorno de las grandes actividades mineras, para abastecerse de agua y para los estudios obligatorios de impacto ambiental, los que en buena parte son de acceso público. Hay diferencias de N a S, en especial en lo hace referencia a los aspectos hidrogeológicos, ya que se pasa de clima tropical húmedo al N a desértico en el centro y a frio y húmedo en el S. Sin embargo, la mayoría de datos de que se ha dispuesto corresponden a la parte central y por esta razón no se hacen distinciones expresas.

A grandes rasgos se diferencia una cordillera andina oriental, un altiplano central y una cordillera andina occidental y entre esta y el océano Pacífico una depresión central y una cordillera de la Costa. Dentro de la depresión central puede haber una cordillera menos alta, también orientada N-S. En el N de Chile, muy árido, esta depresión central es el Desierto de Atacama que, a través de la depresión de la Pampa del Tamarugal, se extiende hasta la costa central de Perú, y la formación montañosa en su centro son los Pre-Andes o Cordillera de Domeyko.

Las situaciones son cambiantes de N a S, con muchas particularidades locales y complejidades, como en Colombia y también en el S, donde el continente es ya estrecho. Los Andes separan Sudamérica en dos áreas, una franja pacífica, con la

mayoría de las formaciones volcánica, y otra atlántica, amazónica y del Chaco, mucho más llana y sin grandes manifestaciones volcánicas, pero afectada por la deposición de ceniza volcánica de los volcanes andinos incorporada a los sedimentos fluvio-eólicos (denominados localmente loess) depositados desde el Terciario. En la parte S, en la Patagonia, hay derrames de lava importantes a ambos lados de la Cordillera.

10.4.2 Volcanismo andino del Norte

Al ingresar en Colombia, la cadena andina se parte en tres cordilleras: la Oriental, la Central y la Occidental. Los volcanes Chiles, Cumbal y Azufral forman parte de la cordillera Occidental. Desde el Volcán Galeras hacia el N, los volcanes activos de Colombia se encuentran en la Cordillera Central, la cual alcanza alturas superiores a los 5000 m, en muchos casos nevados.

En Colombia, a diferencia de lo que sucede en Ecuador, el área andina es la región más habitada del país, con y volcanes activos en zonas de influencia de ciudades importantes.

En Colombia hay más de 20 volcanes activos, desde el Volcán Chiles en la frontera con Ecuador, siguiendo con los volcanes Cumbal, Azufral y Galeras en el departamento de Nariño, pasando al Volcan Purace y continuando con los cerros Tolima, Hulia y El Ruiz en el Parque Nacional de los Nevados. La erupción del Nevado del Ruiz de 1985, de 0,03 km^3, ha sido muy estudiada por ser catastrófica, con cerca de 25.000 muertes en el municipio de Armero, además de otros daños humanos y materiales (Figuras 10.4.2-1 y 10.4.2-2). Véase la Sección 3.5.4 del Capítulo 3. En el Ecuador hay 55 volcanes activos en la mitad N de los Andes Ecuatorianos, con formaciones asociadas de cenizas de caída, flujos piroclásticos y lahares. El volcán Tungarahua tiene 5023 m de altura y el Cotopaxi 5876 m.

Hay importantes riesgos de deslizamiento gravitacional de laderas y aludes de detritus en forma de lahares. Estos lahares tienen aprovechamiento como acuíferos en los lugares y tramos en que el material se ha clasificado hidráulicamente y tiene suficiente extensión. El abastecimiento de Quito, Ecuador, se hace mediante captaciones en lahares, que incluyen una galería drenante.



Figura 10.4.2-1 Erupción del Nevado del Ruiz, Colombia (Time, November 25, 1985: 14).



Figura 10.4.2-2 Vista aérea del Nevado del Ruiz tras la erupción de 1985 (Time, November 25, 1985: 14).

Los depósitos volcánicos al sur del departamento de Nariño, en el NW de Colombia, en la frontera con Ecuador, han sido estudiados preliminarmente por INGEOMINAS, dentro del Programa Nacional de Aguas Subterráneas (De Beroumdes, 2009; 2016). De forma generalizada, comprende depósitos volcánicos de ignimbritas y flujos de lavas andesíticas cubiertas por depósitos de tipo explosivo, como flujos piroclásticos, caídas de ceniza y oleadas piroclásticas, además depósitos de flujos de escombros y depósitos no volcánicos. Se han identificado dos unidades hidrogeológicas, una formada por potentes depósitos de lavas e ignimbritas, pero con un pobre potencial acuífero y otra constituida por depósitos no consolidados en los que se intercalan flujos volcánicos, material piroclástico y algunos flujos de escombros. Es una alternancia de capas acuíferas y acuitardos, de extensión y espesores variables, posiblemente afectadas por barreras hidrogeológicas como son flujos de lavas y flujos de escombros.

10.4.3 Formaciones volcánicas andinas centrales

Aunque hay variaciones de un lugar a otro, entre la Región de Atacama (Región 3) de Chile y el Sur-Centro de Perú, de W a E, como esquematiza laFigura 10.4.3-1, cabe distinguir a) una Cordillera de la Costa que incluye vulcanitas miocenas alteradas y poco a muy poco permeables, b) una depresión central llana rellena de sedimentos, que casi alcanza la altura de la Cordillera de la Costa y que es desértica, c) los Pre-Andes, también denominados Cordillera de Domeyko, que en ocasiones apenas aflora, d) una depresión pre-andina rellena, unas veces ancha, como en el Salar de Atacama, y otras de escasa anchura, como en Pica, al E de la Pampa el Tamarugal, e) los Andes Occidentales, f) un conjunto de fosas de origen tectónico alargadas y orientadas de N a S, rellenas o parcialmente rellenas y con frecuentes depósitos volcánicos y de salares, y g) los Andes Orientales, los más altos, que actúan como divisoria continental y con numerosos volcanes recientes. La aridez del W se amortigua hacia el E (Tabla 10.4.3-1) y se puede pasar a clima notablemente más húmedo justo al E de la Cordillera Oriental de los Andes (Valdivielso et al., 2020).

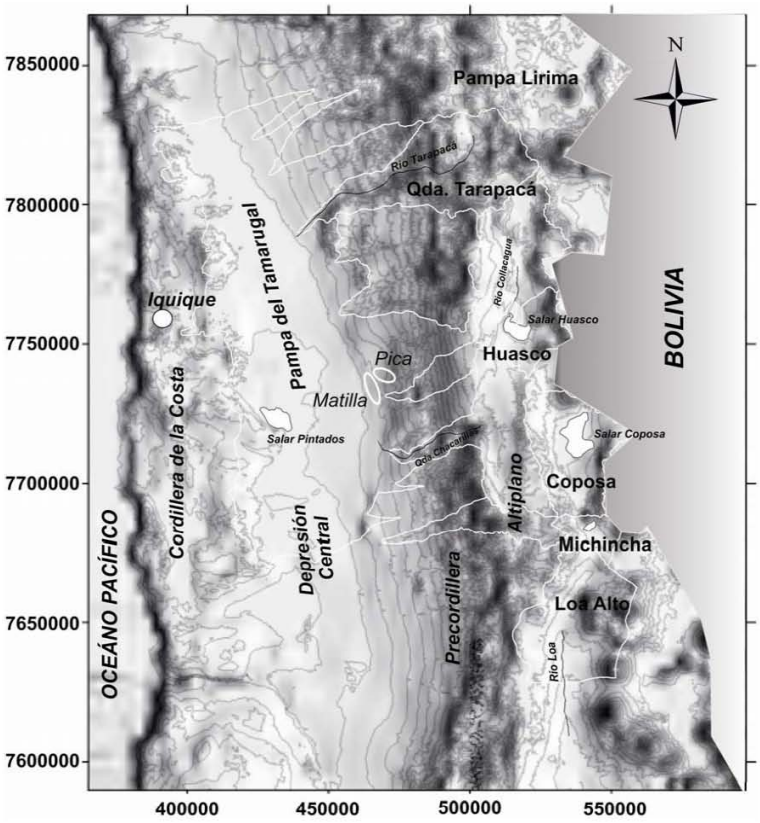


Figura 10.4.3-1 Distintas zonas entre el océano Pacífico y los Andes la Región II de Tarapacá, Chile.

Tabla 10.4.3-1 Variaciones de la precipitación y condiciones de E a W desde las cuencas altiplánicas a la Depresión central a la latitud de Iquique, Región de Tarapacá, Chile:

Áreas	Precipitación media mm/a	Existencia de guas superficiales	Altitud m
Cuencas Altiplánicas (Collacagua–Salar del Huasco)	100–150	Vertientes internas (cuenca cerrada)	3700–5200
Pica-Matilla	50	Manantial (*cocha*)	1500
Pampa del Tamarugal	<10	Ocasionales y laterales	1000

Una importante característica geológica, con implicaciones hidrogeológicas notorias, consiste en las grandes erupciones miocenas con grandes y potentes extensiones de ignimbritas (Baker, 1981), que se encuentran en toda el área y que corresponden a la formación de grandes calderas alargadas según la orientación N-S, con ignimbritas intra y extra-caldera, además de las posteriores, de menor entidad. Una de esas grandes calderas es La Pacana (Wemmerc, 2001), asociada a diversos grandes conos volcánicos más recientes, que se apoyan sobre aquellas (Figura 10.4.3-2). Además, hay fallas importantes de desgarre de orientación N-S a lo largo del Altiplano, que afectan a la permeabilidad de los materiales previos y a los de relleno. Puede haber desplazamientos relativos de hasta 10 km (Spiro et al., 1997). Es una situación característica de la depresión de Coposa-Michincha, en la franja fronteriza entre Chile y Bolivia. Las fallas normales NW-SE levantan el basamento, que hace de barrera (Houston, 2007).

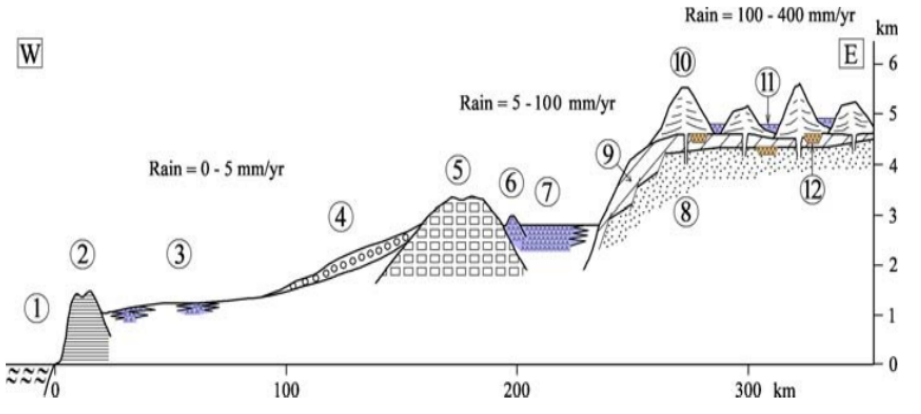


Figura 10.4.3-2 Corte ilustrativo desde la costa del océano Pacífico a la Cordillera Occidental de los Andes a la latitud de Antofagasta, N de Chile , en la que se representa (1) Océano Pacífico, (2) Cordillera de la Costa, (3) salares antiguos en el Valle Central (Desierto de Atacama), (4) pediplanos (abanicos aluviales) de la Depresión Central (Desierto de Atacama) (5) Precordillera (Cordillera de Domeyko), (6) Cordillera de la Sal, (7) Salar de Atacama, (8) basamento, (9) meseta de ignimbritas, (10) estratovolcanes, (11) salares actuales y (12) salares antiguos enterrados. Las grandes efusiones de ignimbritas están asociadas a la formación de una gran caldera alargada (La Pacana) y los volcanes que están encima corresponden al volcanismo post-caldera, que aún está activo

Los volcanes pleistocenos de los Andes son andesíticos y basálticos, con lavas y materiales de avalanchas. Llegan a 5500-6000 m de altitud. En el basamento puede haber carbonatos, aunque no afloran (Spiro et al., 1997). Las erupciones de estos volcanes pueden ser violentas, con gran proyección de tefra, como en el caso del estratovolcán Socompa, ubicado entre el límite de la Región de Antofagasta, Chile, y la Provincia de Salta, Argentina, con una altitud de 6031 m. Tuvo una gran erupción piroclástica hace unos 7,3 ka, que cubrió un área de 600 km² y hasta 40 km de distancia. La Figura 10.4.3-3 es una esquematización del proceso de colapso del volcán.

.

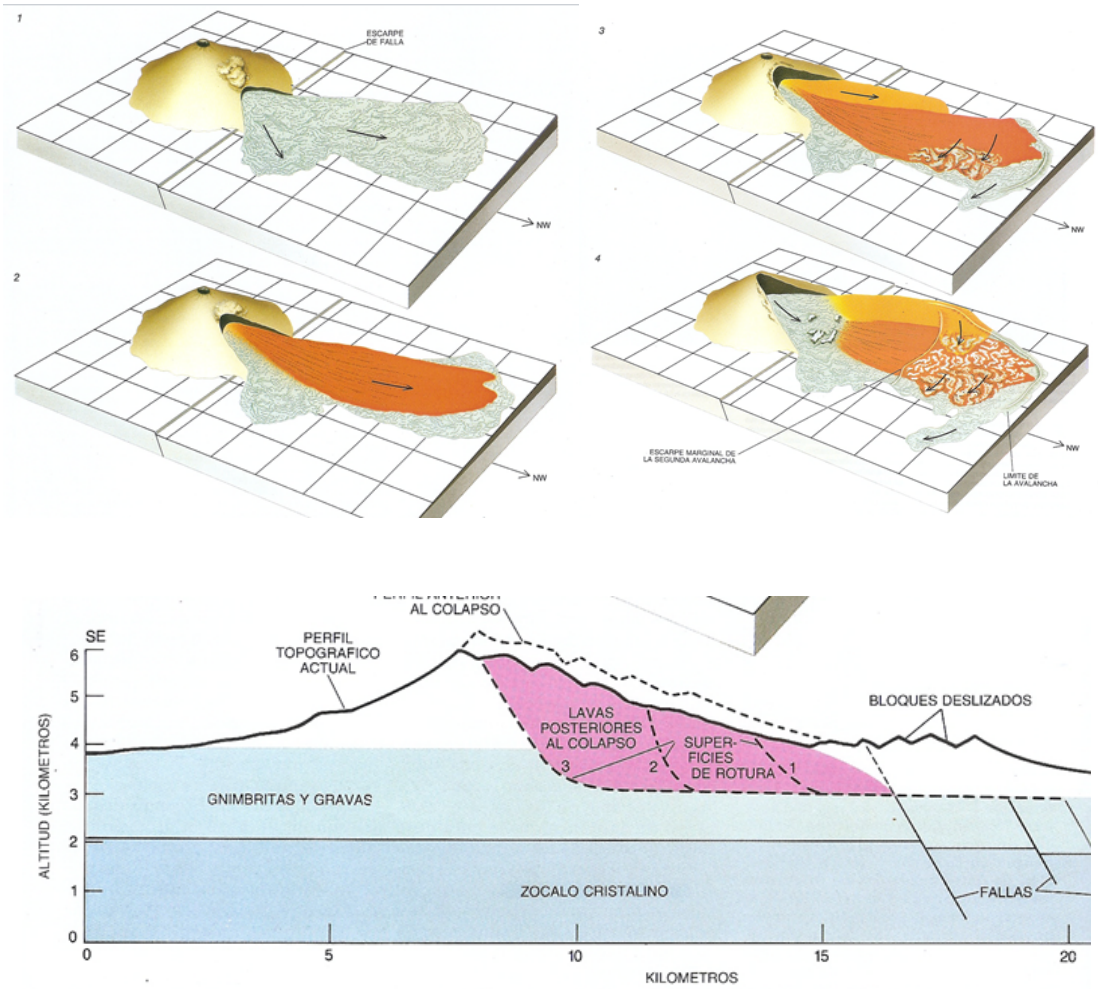


Figura 10.4.3-3 Estados sucesivos del hundimiento del volcán Socompa (Norte de Chile) en cuatro episodios de duración total igual o menor de 10 minutos, según Francis y Self (1997). La inestabilidad se produjo hace unos 7300 años causa de la intrusión de magma fundido que formó domos en el lado W, con avalancha de gravas e ignimbritas arrancadas del zócalo subvolcánico, avanzando hacia el NW a 300 km/h, hasta alejarse 35 km. Durante este flujo se produjo una nueva oleada por derrumbamiento del propio volcán, con abundantes lavas recientes y nueva avalancha de desmoronamiento de la parte alta del volcán, que llegó más lejos que la primera.

Los materiales depositados, que están en los rellenos de las depresiones, tienen una disposición similar a la de la Figura 10.4.3-4. Tiene interés hidrogeológico, como se expone en la Sección 4.2 del Capítulo 4 y la Sección 5.3 del Capítulo 5.

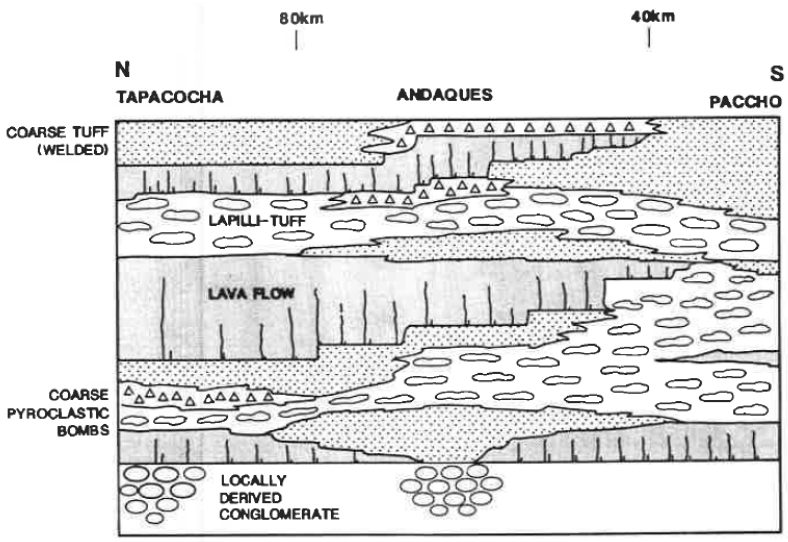


Figura 10.4.3-4 Modelo esquemático de facies para el Grupo Caliuy. Las relaciones de facies son generalmente disímiles respecto a las que se asocian normalmente con los estratovolcanes activos, tal como se ve en el Sur de Perú y Norte de Chile (Petford y Atherton, en Smellie, 1995).

Los volcanes son lugares de mayor recarga por su mayor elevación, falta de vegetación y pequeña retención de agua en la parte superior del terreno, además de recarga por la nieve. Descargan es a quebradas por manantiales (vertientes) o a lagunas (Figura 10.4.3-5), unas veces en tránsito y otras terminales o casi-terminales, en cuyo caso se forma un salar. Estos salares son frecuentes y van muy ligados a las modificaciones del relieve por el volcanismo. Pueden estar activos o haber quedado enterrados por depósitos volcánicos posteriores.

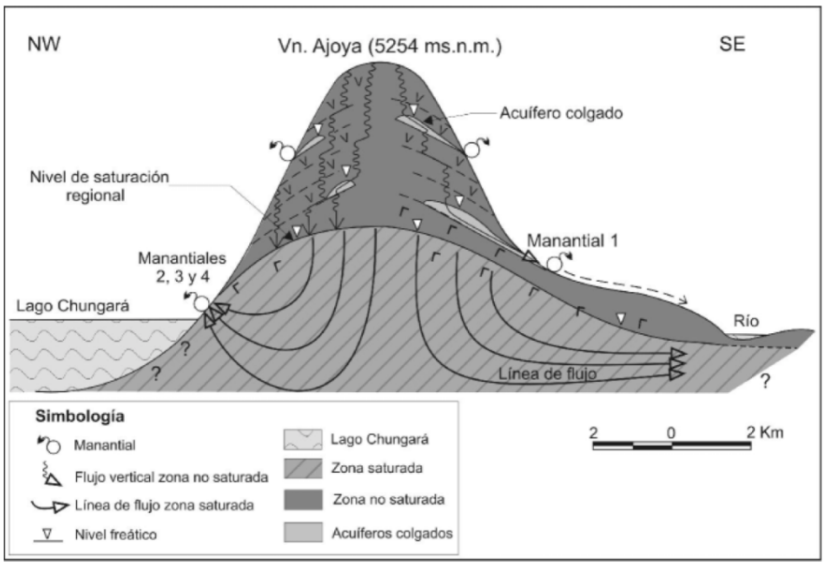


Figura 10.4.3-5 Relación entre aguas superficiales y subterráneas en el área del lago Chungará y lagunas de Cotacotani, y en el volcán Ajoya, en el N de Chile (Herrera et al., 2006).

La recarga se incrementa en terrenos recubiertos por cenizas recientes, en especial las de tamaño grueso (Figura 10.4.3-6), como es el caso de la cuenca del río intramontano de Collacagua (Acosta et al., 2013).



Figura 10.4.3-6 Paso del río Collacagua por la depresión intramontana del altiplano andino en Tarapacá, N de Chile. Recubrimiento de depósitos piroclásticos (cenizas) de erupciones recientes próximas, con los finos eliminados por deflación eólica. Arriba: vista del interfluvio. Abajo: río con márgenes cubiertos de ceniza y con agua circulante que se infiltra en el relleno de la depresión a corta distancia aguas abajo.

En la cuenca del Alto río Loa, en la Región chilena de Antofagasta, la descarga del agua subterránea se hace por manantiales en tefra sobre lavas, evaporación en playas y a la cuenca de Calama (Houston, 2007; Herrera et al, 2020). La precipitación media varía entre P = 20 mm/a y >300 mm/a en las partes más altas. La evaporación de tanque es >3500 mm/a entre 1000 y 2000 m y hasta >2000 mm/a para altitudes de >4000 m. Las quebradas solo funcionan en lluvias. La tasa de infiltración es de 9-21 mm/h en suelos en tefra cuaternaria y sedimentos y 0,002-0,01 mm/h en suelos en ignimbritas y

aluviones finos. Estos valores son superados por la intensidad de la lluvia. Las formaciones tienen una transmisividad T = 175-2700 m^2/d y una conductividad hidráulica k = 1,5-31 m/d (Houston, 2007). La cuenca de Calama es una infraestructura vulcano-sedimentaria con dos acuíferos superpuestos que reciben recarga del río Loa y la descargan agua abajo al mismo (Figura 10.4.3-7)

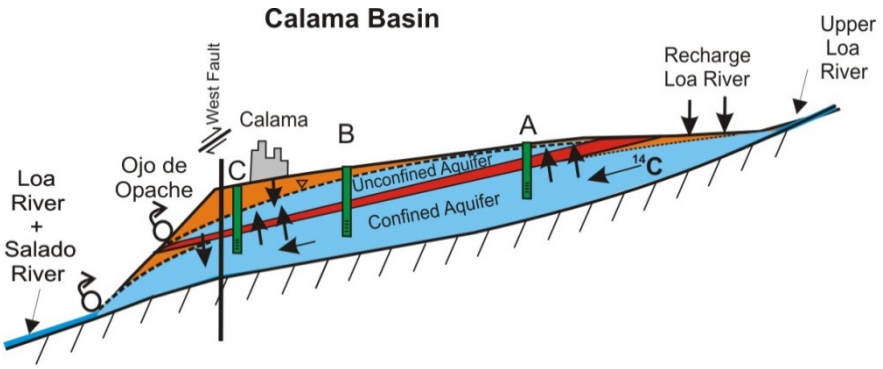


Figura 10.4.3-7 Esquematización del flujo del agua subterránea en la Cuenca de Calama, Región de Antofagasta, Chile. Es una infraestructura vulcano-sedimentaria con dos acuíferos superpuestos que reciben recarga del río Loa y la descargan aguas abajo al mismo (Herrera et al., 2020).

En el Altiplano, en el relleno volcánico de las calderas-fosas, varios volcanes coalescen, de modo que el flujo del agua subterránea pasa de una subcuenca a otra, hasta acabar en una laguna o salar terminal o semiterminal, como es el caso del volcán Tuyajto y su entorno (Figura 10.4.3-8)

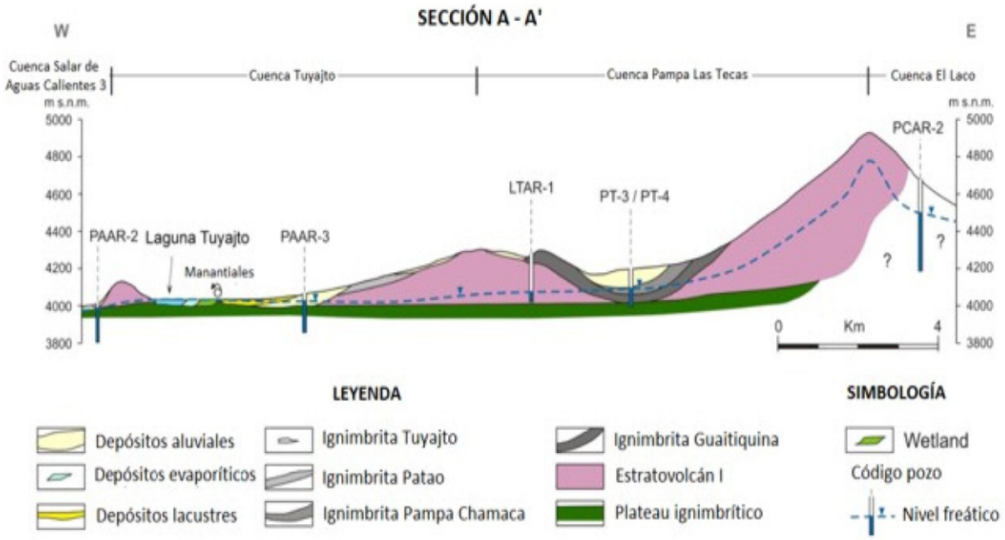


Figura 10.4.3-8 Relleno volcánico de una parte de la caldera-fosa de La Pacana, en el Altiplano Andino occidental, en la que varios volcanes coalescen, de modo que el flujo del agua subterránea pasa de una subcuenca a otra, hasta acabar en la laguna y salar de Tuyajto, al pie del volcán Tuyajto y en parte es transferida hacia abajo, al salar de Aguas Calientes 3. Sección geológica esquemática del área (Herrera et al., 2015; 2018; Herrera Lameli et al., 2019).

La Cordillera de la Costa chilena, en Antofagasta, es geológicamente compleja y contiene notables formaciones volcánicas basálticas bastante alteradas y poco permeables, pero capaces de sostener algunos manantiales permanentes recargados

localmente por las escasas lluvias y en algún caso por transferencia desde la depresión central (Figura 10.4.3-9). También permite acumular reservas de agua subterránea en depresiones internas rellenas (Figura 10.4.3-10).

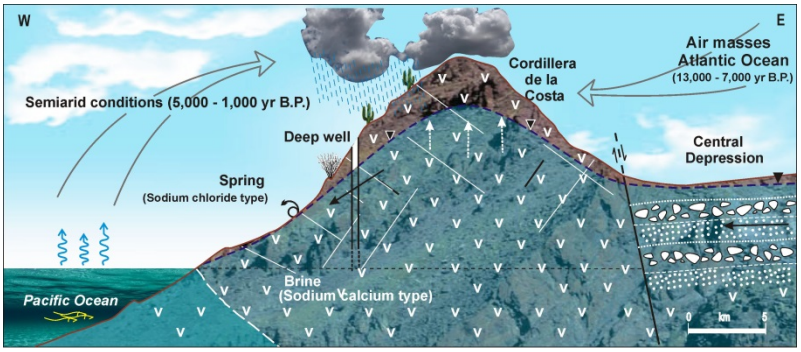


Figura 10.4.3-9 Sección transversal de la Cordillera de la Costa por Antofagasta, N de Chile, en que la débil recarga en clima semiárido origina que el flujo de agua subterránea se produzca por formaciones volcánicas antiguas de muy baja permeabilidad y que las partes más permeables por alteración y fracturación superficial estén secas o solo estén saturadas en el entorno de los pequeños manantiales (vertientes) de descarga (Herrera y Custodio, 2017; 2014). Se representa el nivel freático, el flujo del agua subterránea (flecha), las descargas en vertientes (nacientes, redonda con una flecha), la roca volcánica (marcado v) y depósitos arenosos y limoso-arcillosos (bloques y puntos).

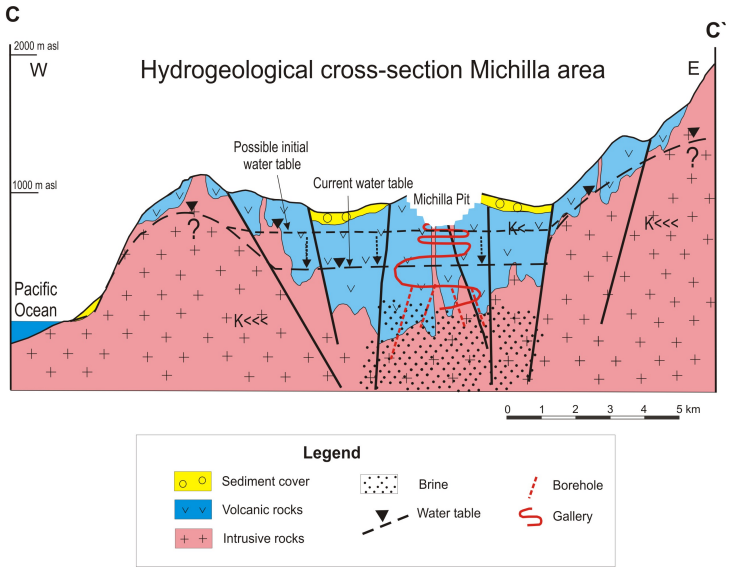


Figura 10.4.3-10 Sección W-E idealizada de una formación fosa en la Cordillera de la Costa chilena, al N de Antofagasta, con formaciones volcánicas de baja permeabilidad en clima árido, relleno de materiales más permeables, inspirado en los trabajos de Acevedo-1997 (Herrera et al., 2017). Se muestra la existencia de una mina de extracción de sulfuros que produjo un vaciado de reservas de agua subterránea. K<<< significa muy baja conductividad hidráulica.

El establecimiento y comprobación de los modelos hidrogeológicos conceptuales considerando el papel del volcanismo se apoya frecuentemente en estudios hidrogeoquímicos e isotópicos ambientales, muchas veces de contenido clásico, pero se requiere precauciones en la interpretación para considerar aportes residuales volcánicos y en especial considerar el ambiente árido de muchas áreas, que comporta una intensa evapoconcentración (RAEMIA, 2019), recirculación como polvo atmosférico

y lavado de depósitos salinos en superficie y en especial los enterrados bajo depósitos volcánicos o a consecuencia de cambios territoriales por el volcanismo (Acosta et al., 2013; Gamboa et al., 2019; Herrera Lameli et al., 2019; Herrera et al., 2020). El origen del Cl se puede dilucidar a partir de la relación Cl/Br (Figuras 10.4.3-11 y 10.4.3-12) si se dispone de datos analíticos del contenido en Br suficientemente precisos (Custodio y Herrera, 2000; Cortecci et al., 2005; Herrera Lameli et al., 2019), lo cual no es el caso con cierta frecuencia en la práctica.

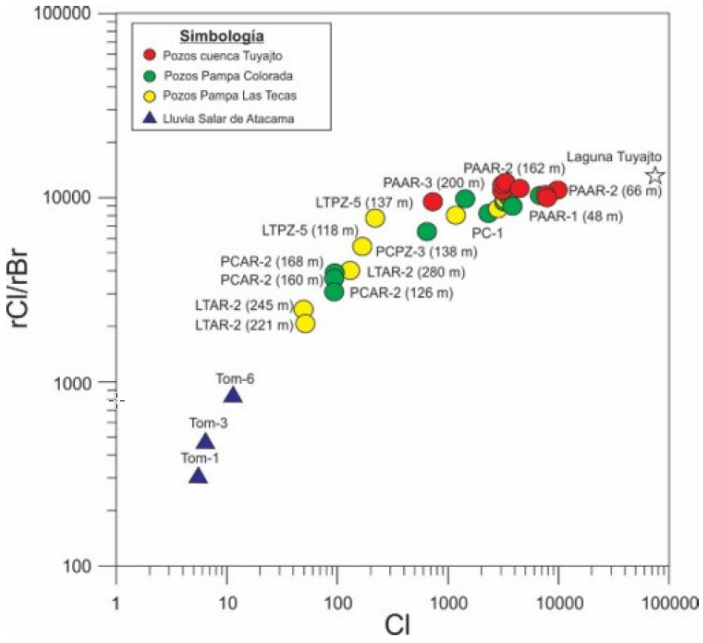


Figura 10.4.3.11 Relación rCl/rBr – Cl en el área de la laguna de Tuyajto y el volcán de Tuyajto. Muestra un aumento general de rCl/rBr al aumentar la salinidad. Se incluyen datos de lluvia del flanco W del Salar de Atacama. r=meq/L. Los valores en paréntesis son la profundidad a la cual se tomó la muestra de agua (Herrera Lameli et al., 2019).

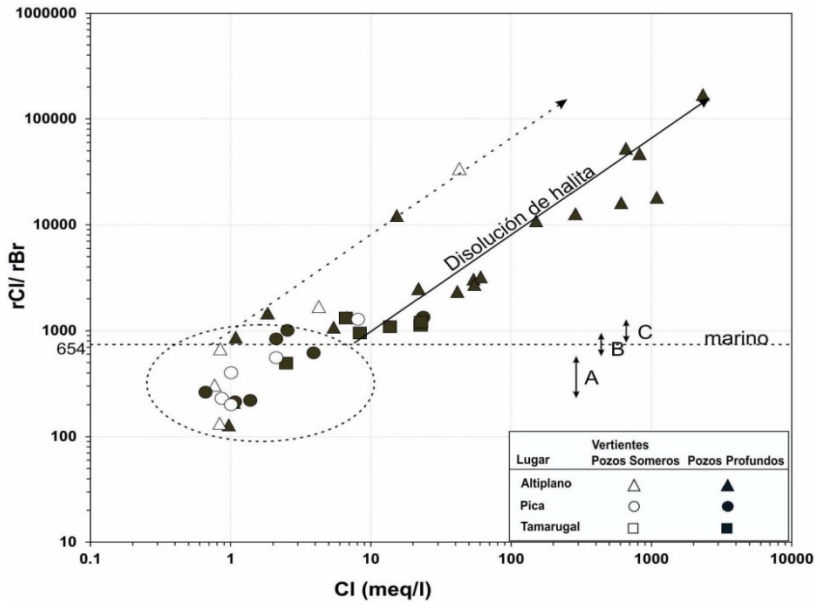


Figura 10.4.3-12 Gráfico de la relación entre rCl/rBr (r = meq/L) y Cl (meq/L) del agua de las cuencas intra-andinas, Pica y Pampa el Tamarugal, Tarapacá, N de Chile (Acosta et al., 2013).

La composición isotópica del agua de lluvia sigue bien una línea meteórica de pendiente 8 y ordenada en el origen 15‰ y sólo se desvían hacia menores excesos de deuterio las aguas más pesadas de lluvias escasas (Valdivielso et al., 2020). En cambio, las aguas subterráneas pueden ser diferentes. Las más ligeras isotópicamente tienden a coincidir con las de lluvia, pero las más pesadas se adaptan a una recta de menor pendiente, como muestra la Figura 10.4.3-13. Esto se explica por recarga con encharcamiento previo, en que hay evaporación y fraccionamiento isotópico en la evaporación en terrenos no vegetados y con evaporación por difusión de vapor. En la Pampa del Tamarugal el conjunto de puntos que representa a las aguas subterráneas se adapta a una recta de pendiente 8 pero con ordenada en el origen entre 10‰ y 0 ‰ (Figura 10.4.3-14), que se puede ver como el lugar común de aguas que han sufrido algo de evaporación entre la generación de la lluvia y la recarga propiamente dicha (Acosta et al., 2013; Scheiher et al., 2017; Viguier et al., 2018). El agua de los ríos en general está evaporada, lo que se refleja en su composición isotópica (Magaritz et al., 1989; Herrera et al., 2020; Godfrey et al., 2019).

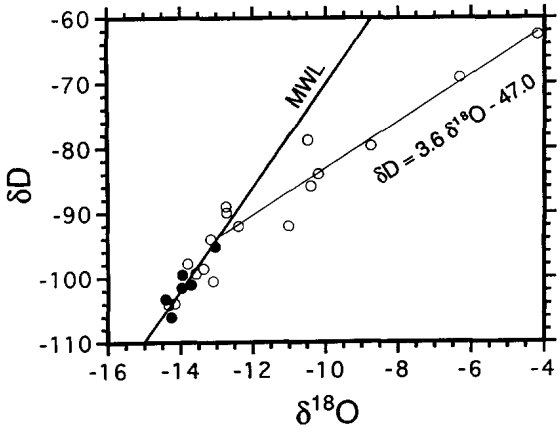


Figura 10.4.3.13 Representación de la composición isotópica del agua de precipitación en el Alto Loa (Región de Antofagasta, Chile), aguas arriba de Calama (Houston, 2007).

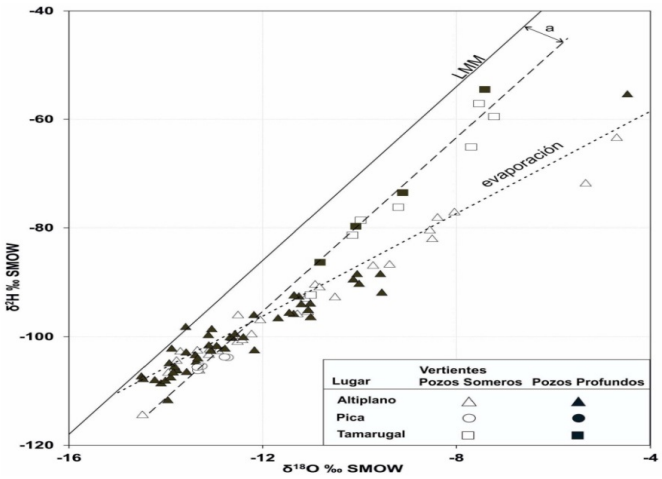


Figura 10.4.3-14 Isotopía del agua de lluvia, nacientes y pozos de las cuencas intra-andinas y Pampa el Tamarugal, Tarapacá, N de Chile. Las características según las áreas son: Altiplano: aguas muy ligeras en origen, con evaporación; Pica: descarga de la recarga altiplánica en los Altos de Pica; y Pampa del Tamarugal: aportes laterales de menor altitud, con evaporación moderada (Acosta et al., 2013).

La ausencia de vegetación en muchas áreas y la recarga preferente en otras a partir de cursos de agua permanentes o temporales que se infiltran hace que la composición isotópica del CID (carbono inorgánico disuelto) sea pesada en $\delta^{13}C$, incluso en torno de 0‰ o positivo, a lo que se une la disolución del CO_2 que escapa difusamente en los volcanes, que, por su altitud, son lugares preferentes de recarga. Esto tiene gran relevancia para la datación con ^{14}C (Herrera et al., 2020; Acosta et al., 2013). Véanse las Figuras 10.4.3-15 y 10.4.3-16.

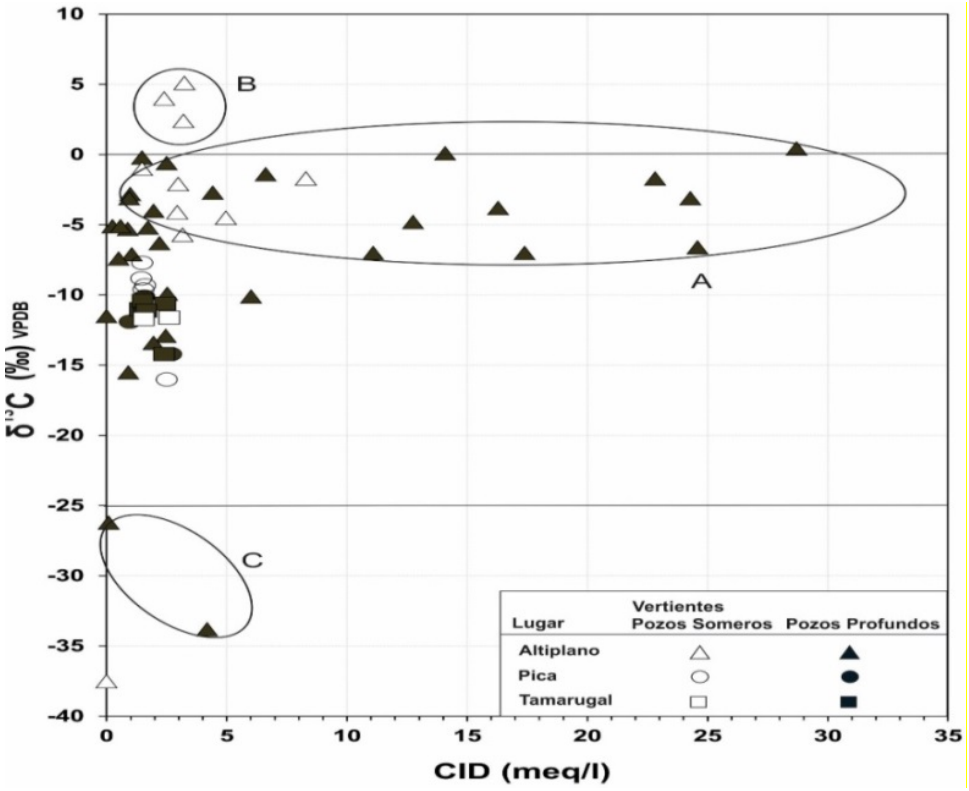


Figura 10.4.3-15 Gráfico de la relación entre $\delta^{13}C$‰ y carbono inorgánico disuelto total CID (meq/L) del agua de las cuencas intra-andinas, Pica y Pampa el Tamarugal, Tarapacá, N de Chile. Recarga en ausencia de carbonatos en suelo; el CID es una mezcla de CO_2 edáfico y CO_2 atmosférico. A = posible disolución de precipitados en salares y paleosalares: $CaCO_3$ y Na_2CO_3 + equilibrio con atmósfera, B = efecto de Na_2CO_3 en paleosalares + equilibrio con atmósfera, C = CO_2 de suelos vegetados y D = posible CO_2 de oxidación de CH_4 biogénico en bofedales.

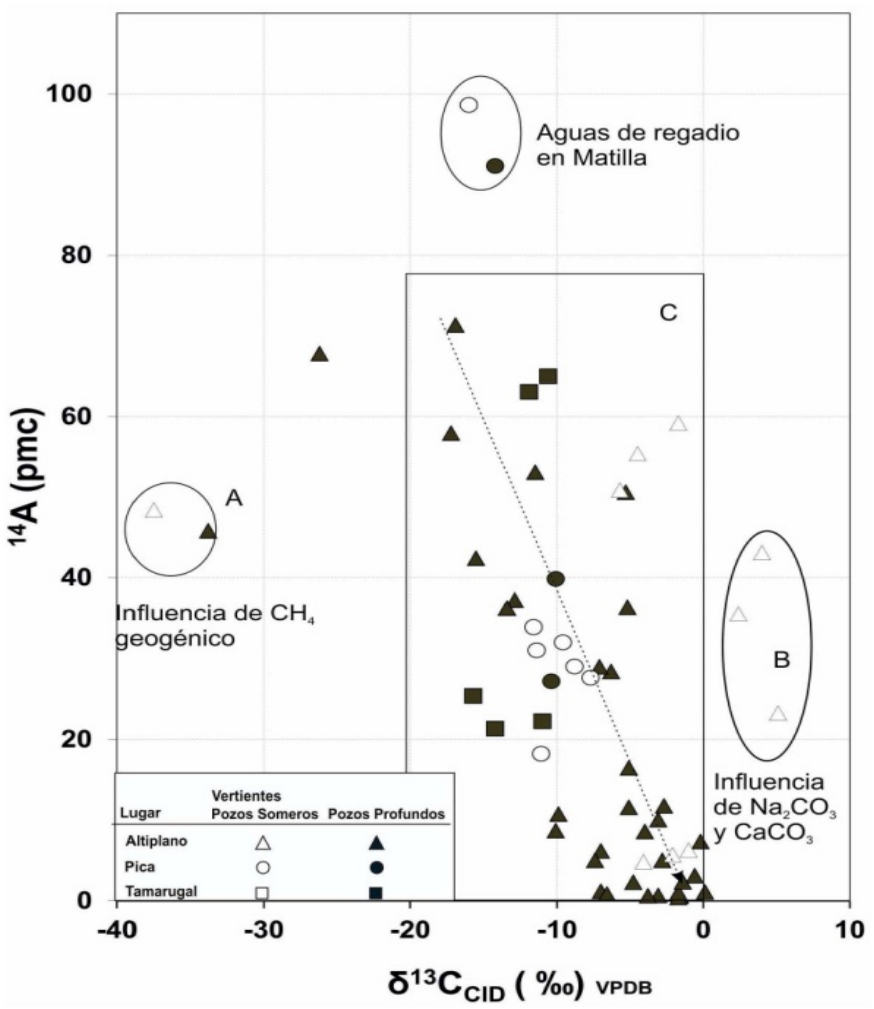


Figura 10.4.3-16 Gráfico de la relación entre $\delta^{13}C$ y $A^{14}C$ en el carbono inorgánico disuelto total del agua de las cuencas intra-andinas, Pica y Pampa del Tamarugal, Tarapacá, N de Chile. Recarga en ausencia de carbonatos en el suelo. A = anomalía por CO_2 de oxidación de metano generado en la acumulación de materia orgánica en los bofedales o aportado por fumarolas (?), B = posible disolución de precipitados en salares y paleosalares que contienen $CaCO_3$ y Na_2CO_3 en equilibrio con el CO_2 de la atmósfera, y C = CID es una mezcla de CO_2 edáfico y CO_2 atmosférico de suelos vegetados.

En los Andes Centrales hay varias manifestaciones hidrotérmicas importantes en relación con la actividad volcánica. Entre ellas destaca la de El Tatio, en la Cordillera andina occidental y cerca de San Pedro de Atacama, con estudios para un posible aprovechamiento eléctrico futuro. La Figura 10.4.3-17 muestra las emergencias hirvientes de Pampa Lirima, Región de Taparacá, Chile y la Figura 10.4.3-18 otra menor en los Altos de Tacna, Perú. Estos manantiales emiten vapor de agua y CO_2 principalmente. De acuerdo con la relación isotópica del He, 2/3 del gas no condensable es de origen endógeno (Spiro et al., 1997). El agua de los manantiales puede mostrar el efecto de enriquecimiento en $\delta^{18}O$ por intercambio con la roca, aunque ya se haya perdido la temperatura (Figura 10.4.3-19).



Figura 10.4.3-17 Descarga de agua hirviente por un sistema de fracturas en Pampa Lirima, altiplano andino de Tarapacá, N de Chile (foto EC, 2014).



Figura 10.4.3-18 Manantial termal a temperatura de ebullición en los Altos de Tacna, Altiplano Andino, S de Perú. Salida por una grieta de un sistema de fracturas (Foto EC, 2016).

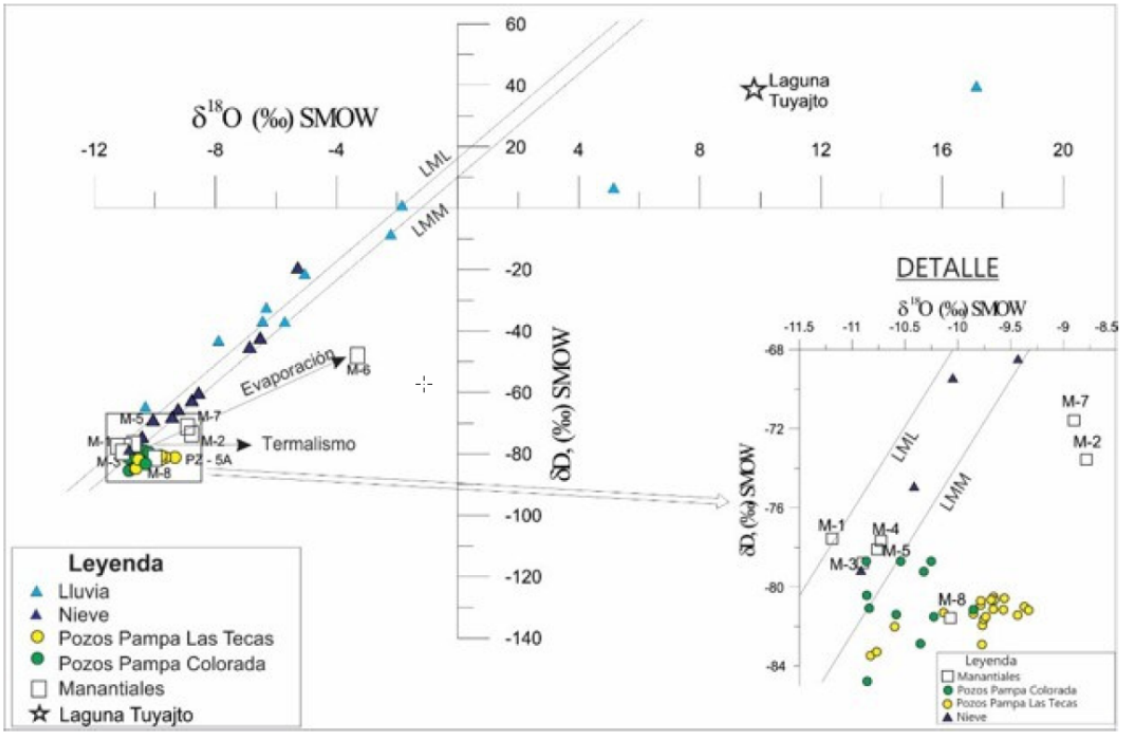


Figura 10.4.3-19 Composición isotópica de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ (δD) de aguas de manantiales, precipitaciones y aguas de pozos en el entorno del volcán de Tuyajto (Herrera et al., 2019). LMM = Línea meteórica mundial. LML = Línea meteórica local, paralela con una ordenada en el origen de 15,7‰ SMOW. Parte de las aguas muestreadas tienen una fracción de aporte en equilibrio isotópico de O con la roca a alta temperatura.

10.5 Derrames de basaltos de Sudamérica Oriental

En las cuencas atlánticas de Sudamérica se encuentran los grandes derrames basálticos del Paraná, principalmente los basaltos Serra Geral de Brasil, que se extienden por Uruguay, Argentina y Paraguay. Corresponden al periodo de separación de Sudamérica de África, con la apertura del océano Atlántico Sur. Hay una contraparte en Namibia. En ambos casos estas formaciones tienen relevancia hidrogeológica, a diferencia de la situación similar del Atlántico Norte. La Figura 10.5.1 muestra la presencia de esta formación en Brasil. Recubre una extensa formación de arenas, el acuífero Guaraní, y aflora parcialmente, pues una parte importante está bajo sedimentos posteriores, como los que albergan al acuífero Baurú, en Brasil. La Figura 10.5.2 muestra la extensión de los basaltos Serra Geral en comparación con otros grandes derrames basálticos.

Los basaltos Paraná tienen unos 80 Ma de edad que llegaron a ocupar 1.375.000 km^2, con un volumen de 930.000 km^3, espesor medio de 660 m y máximo de 1200 m.

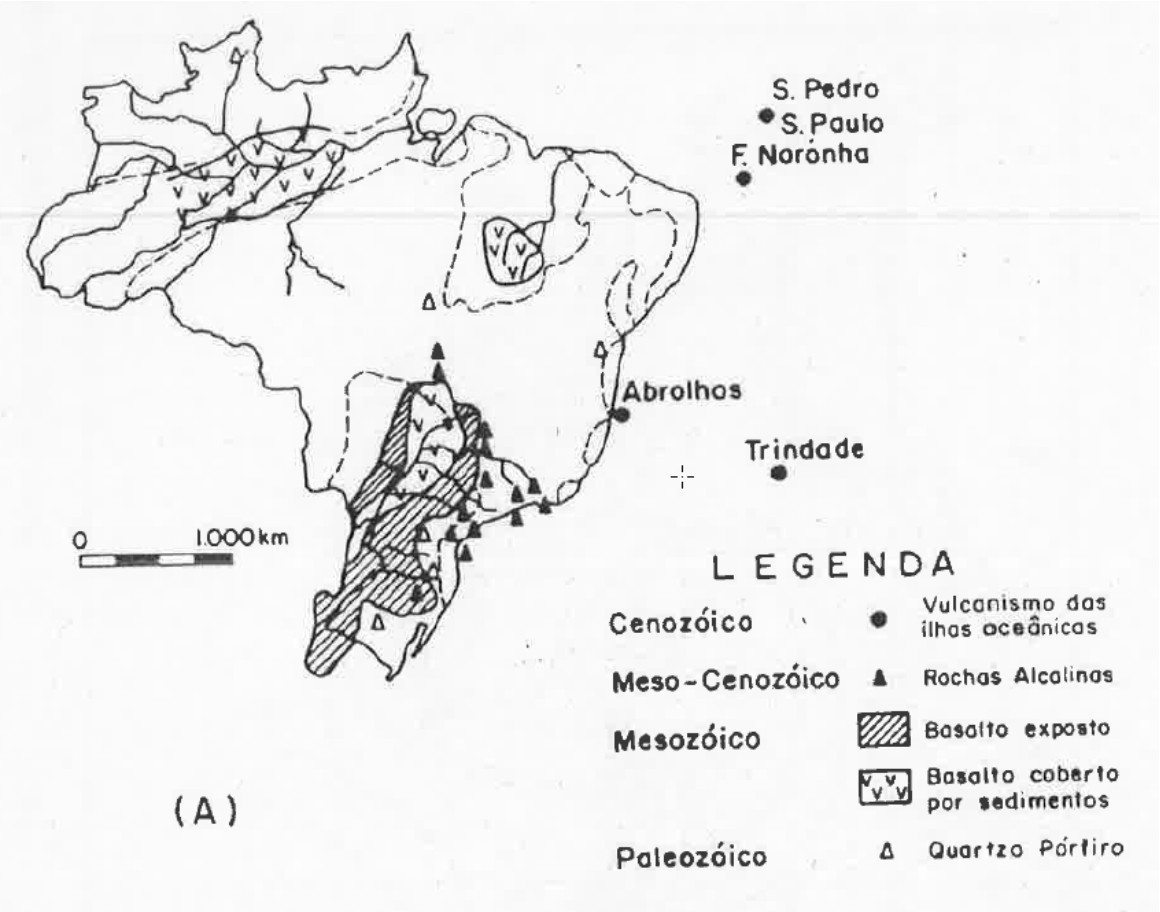


Figura 10.5.1 Existencia de rocas volcánicas en Brasil, según Leinz y Amaral-1980, en Rebouças (1988). Los basaltos Serra Geral son los situados al SE. Otras formaciones basálticas cubiertas existen en la Amazonia. Las de las islas de Fernando de Noronha se consideran en la Sección 6.7, que hace referencia a las islas atlánticas.

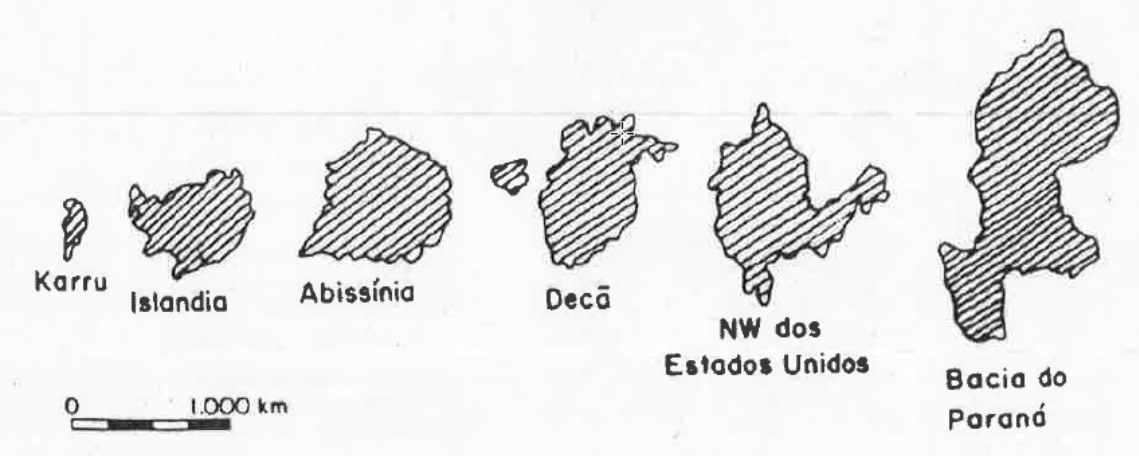


Figura 10.5.2 Tamaño relativo de las grandes áreas de derrames basálticos del Mesozoico tardío y Terciario temprano en la Tierra (Leinz y Amaral-1988, en Rebouças, 1988).

Las mismas formaciones toman distintos nombres según los países (Hausman, 1962). En la provincia hidrogeológica del Paraná, los basaltos del Paraná se designan Serra Geral y Alto Paraná en Brasil y Arapei en Uruguay. Las arenas y areniscas del acuífero Guaraní bajo los basaltos se designan Botucatú en Brasil, Tacuarenbó en Uruguay, Misiones en Argentina e Itaipú en Paraguay. Las arenas y areniscas encima son la formación Baurú en Brasil y sedimentos diversos desde el Cretácico al Pleistoceno en Uruguay (Montaño y Carrión, 1990). En Paraguay sólo hay basaltos en el lado E, con 13 coladas de basalto encima de areniscas Itaipú, con espesor de 80-150 m.

La secuencia de formaciones es distinta de un lugar a otro y con ello su importancia relativa como acuífero y acuitardo, teniendo en cuenta además la profundidad a la que encuentran, la penetración necesaria para obtener los caudales buscados y tener en cuenta algunos problemas de salinidad y de composición química. En el lado SW las profundidades son grandes, incluso del orden de 1000 m, y el agua obtenida es caliente y salina. Se aprovecha en balnearios. En una parte del N de la cuenca del Paraná en Brasil no existe el acuífero Guaraní y los basaltos son el acuífero principal. Los basaltos no se extienden hasta la costa del océano Atlántico, de la que están separados por otras formaciones anteriores de baja permeabilidad. La Figura 10.5.3-1 muestra un corte simplificado hasta la formación de las arenas del acuífero Guaraní debajo y la Figura 10.5.3-2 sitúa a los basaltos Serra Geral en cortes del conjunto Las Figuras 10.5.3-3 detalla la estratigrafía. Las Figuras 10.5.4-1 y 10.5.4-2 muestran la ubicación territorial de los afloramientos.

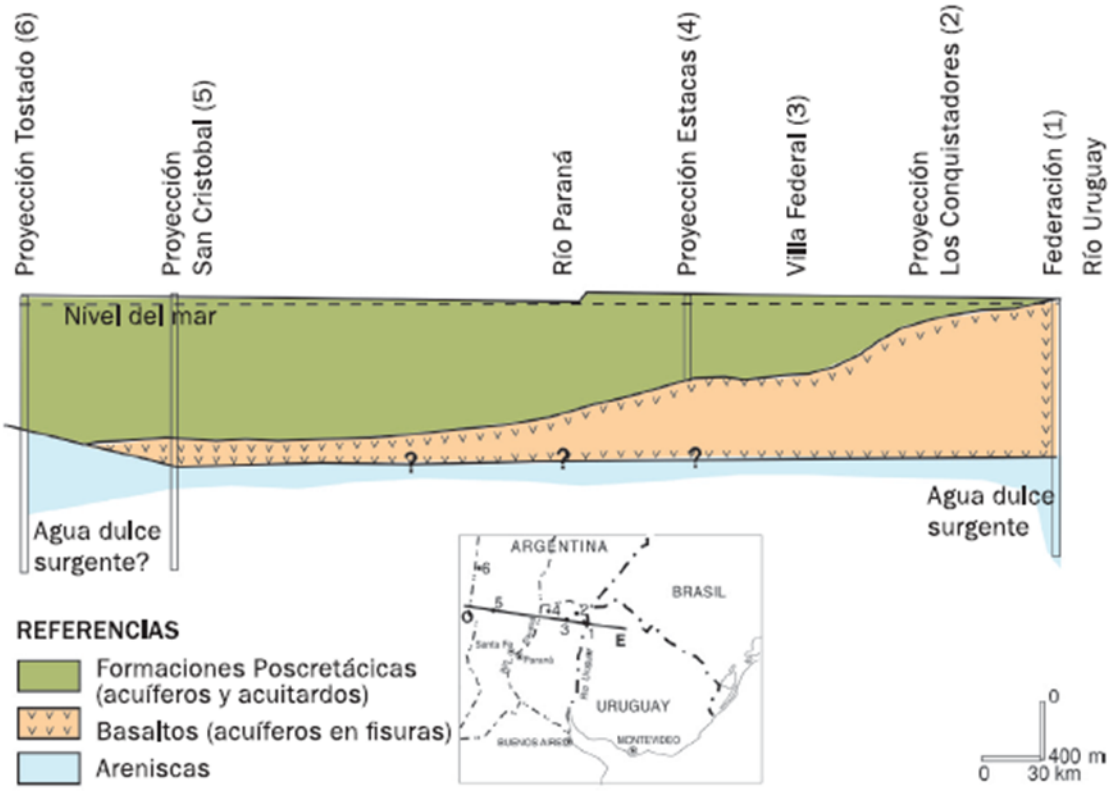


Figura 10.5.3-1 Corte geológico-hidrogeológico E-W, simplificado, del acuífero Guaraní y su recubrimiento basáltico (Filí y Tujchneider-1997, en Montaño et al., 1998).

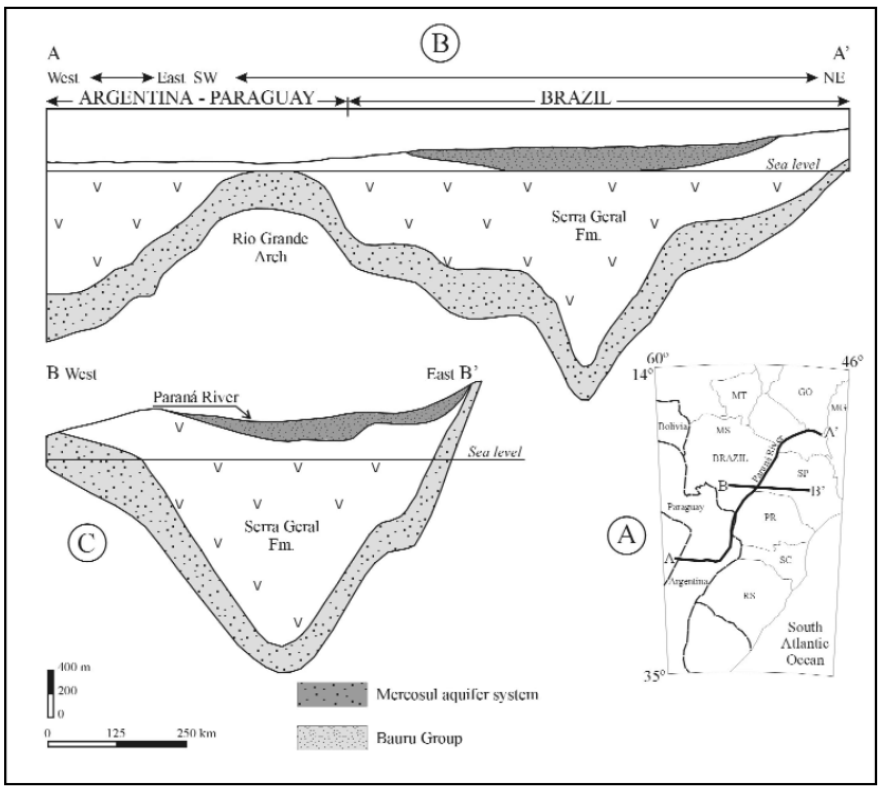


Figura 10.5.3-2 Cortes longitudinal y transversal del Acuífero Guaraní y de los basaltos Serra Geral encima (Araujo et al., 1995; 1999).

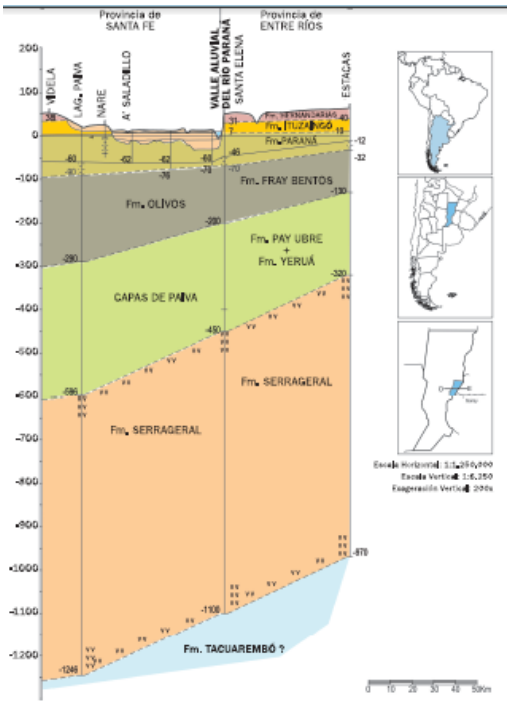


Figura 10.5.3-3 Corte estratigráfico en el tramo medio del río Paraná (Tujchneider et al., 2008).

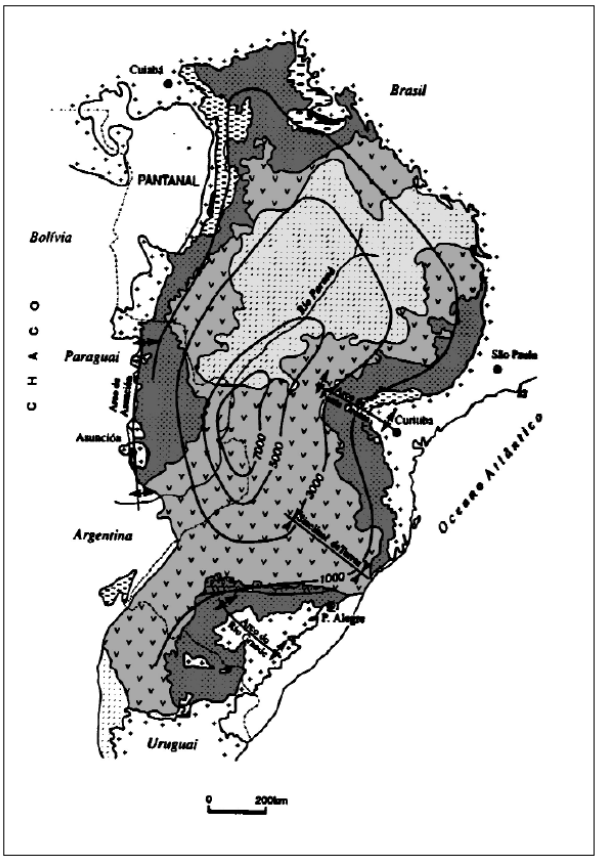


Figura 10.5.4-1 Mapa geológico simplificado de la Cuenca del Paraná. Color gris obscuro: afloramiento del acuífero Guaraní, color gris claro: Formación Baurú y color gris intermedio: Formación Serra Geral (tomado de Vives et al., 2002).

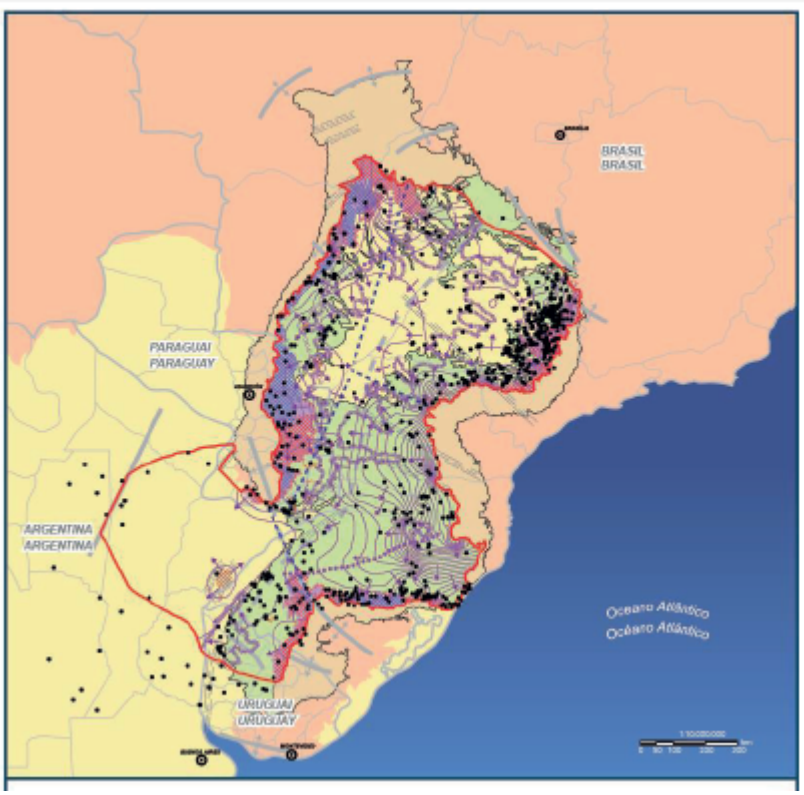


Figura 10.5.4-2 Mapa hidrogeológico esquemático que incluye la piezometría y las áreas de recarga. Amarillo: sedimentos post-sistema acuífero Guaraní; verdoso: basalto; azulado: acuífero Guaraní, rojizo: basamento.

Los basaltos toleíticos se extienden en un territorio de 720.000 km^2, con un espesor medio de 100 m, según Rebouças (1976; 1980a). Sarres Pessôa (1982) considera 137.500 km^2 de rocas basálticas en Río Grande do Sul, que se extienden también por Santa Caterina, Paraná, São Paulo, Mato Grosso do Sul, Argentina, Paraguay y Uruguay, en la Cuenca del Paraná. La formación Serra Geral es del Jurásico-Cretácico y consiste en basaltos, diabasas, espillitas, vidrios volcánicos y brechas. La composición es bastante homogénea, con plagioclasa, augita y pigeonita. Tienen hasta 1200 m de espesor y forman traps. Estos basaltos están muy fracturados, con muchas fracturas mineralizadas por efecto de fluidos hidrotermales. Es difícil de ver directamente la tectónica, pero la general se puede observar en otras formaciones en los bordes, si las fallas son casi verticales. Hay posibles lineamientos de drenaje N30-50E. De arriba abajo se encuentran aluviones cuaternarios, Fm. Detrítica Tupanciretá del inicio del Terciario, Fm. Serra Geral y Fm. Butucatú.

En las zonas con fracturas rellenas y no tectonizadas, el caudal de los pozos es Q < 0,5 L/s. Si están rellenas y poco tectonizadas es Q = 0,8- 3 L/s y si están tectonizadas y con poco relleno Q llega hasta 15 L/s (Sarres Pessôa, 1982). El caudal específico más frecuente de los pozos es de 0,5 a 70 m^3/d/m, con conductividad hidráulica de 0,01 a 100 m/d y porosidad drenable de 0,01 a 0,05 (Rebouças, 1980a; Rebouças y Fraga, 1998). En las areniscas del acuífero Botucatú debajo, Q llaga hasta >300 L/s, con pozos a veces surgentes con carga >300 m sobre el terreno.

En Río Grande do Sul se han censado 449 pozos profundos, con un caudal ≥2,5 L/s en el 68% de los casos y de 0,7 L/s en el 15% de los casos y un valor promedio de 4,5 L/s en

el borde de la meseta (Sarres Pessôa, 1982). El agua captada puede tener a veces un exceso de Fe disuelto.

En la Meseta de Río Grande do Sul el caudal Q < 0,7 L/s en áreas con fracturas rellenas y Q = 0,9-2,7 L/s en zonas poco tectonizadas y con pocas inyecciones secundarias. Los pozos de mayor caudal llegan hasta 18 L/s en áreas de tectonismo intenso y escaso relleno. En las areniscas entre coladas se pueden captar hasta 2/L/s, pero se pueden agotar.

En el Mato Grosso do Sul, los pozos en basaltos producen frecuentemente entre 20 y 25 L/s, con una productividad de media de 0,9 $m^3/h/m$ y caudal de 20-25 m^3/h por pozo (Rebouças, 1980b). A veces se encuentran intercalaciones de lentejones de areniscas. La mayor permeabilidad está en los contactos entre coladas y en las fracturas horizontales y verticales, entre 10 y 70 m. Según Hausman (1982) es mayor a una profundidad de 20-80 m y muy pequeña a >100 m. El espesor total puede llegar a 1500 m.

En los basaltos del estado de São Paulo el tiempo de renovación es de largo a rápido, lo que se traduce en $A^{14}C$ de 1,2 pCm a >100 pCm (*pmC*). La tendencia es a disminuir $A^{14}C$ hacia el W, de acuerdo con el flujo regional del agua subterránea (Gastmans et al., 2012). El modelo conceptual de flujo se muestra en la Figura 10.5.5.

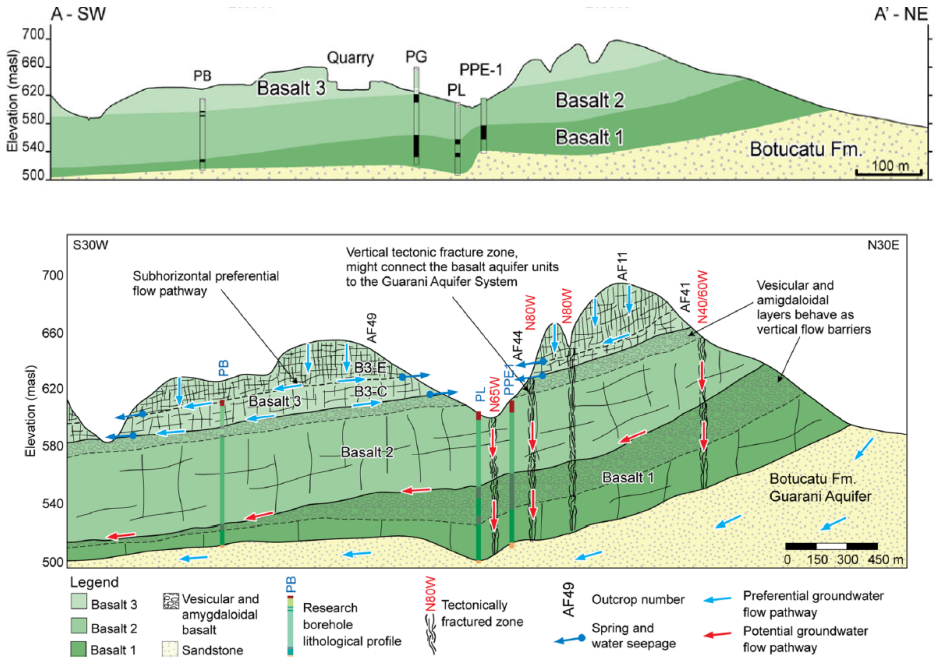


Figura 10.5.5 Modelo conceptual del sistema acuífero fracturado Serra Geral en Ribeirao Preto. Las flechas azules muestran los caminos de flujo preferentes identificados en afloramientos y sondeos y en la formación Botucatú (acuífero Guaraní) subyacente. Las flechas rojas indican las líneas de flujo potenciales a lo largo de zonas de fracturación subverticales y el contacto entre los basaltos 1 y 2 que se deduce de los ensayos hidráulicos (Fernandes et al., 2016). En los modelos disponibles, su comportamiento va unido al del acuífero Guaraní (Vives et al., 2001).

En las aguas subterráneas que manan o son captadas de los basaltos hay a veces contenidos excesivamente altos de flúor para su uso de abastecimiento público (Perroni et al., 1985; Ftaga, 1992).

De las formaciones de basaltos del N y NW del Brasil, que están cubiertas, apenas hay información por estar en áreas muy poco pobladas y húmedas. En la amazonia, aguas arriba de Manaus hay potentes formaciones basálticas profundas reconocidas en las perforaciones para petroleo, que las interpretan como sills de gran extensión lateral. Subyacen al acuífero profundo en arenas, Tikuna (Ferreira do Rosario et al., 2011), que contiene agua entre salobre y salina.

En la Patagonia se han producido erupciones desde el Eoceno tardío hasta el Reciente por colisión de fragmentos de la dorsal chilena hace 10-14 Ma y 6 Ma. Las formaciones correspondientes están entre los Andes Patagónicos y la costa atlántica. Se encuentran basaltos alcalinos del Terciario, de meseta, fallados y plegados. Las diversas formaciones volcánicas se han descrito petrológica y vulcanológicamente por Ramos (2002). La información hidrogeológica es escasa, aunque hay explotaciones desde hace varias décadas para atender a las actividades mineras y de extracción de petróleo y a los pequeños núcleos urbanos y explotaciones ganaderas. En general se trata de volcanismo basáltico, de origen discutido. Es andesítico cuando guarda relación con la subducción del lado Pacífico. La Figura 10.5.6 muestra esas áreas, algunas resultantes de una única o unas pocas erupciones y la Figura 10.5.7 los volcanes más importantes de la Patagonia, en general en el lado pacífico (Chile), mientras que las efusiones basálticas están dominantemente en el lado atlántico (Argentina).

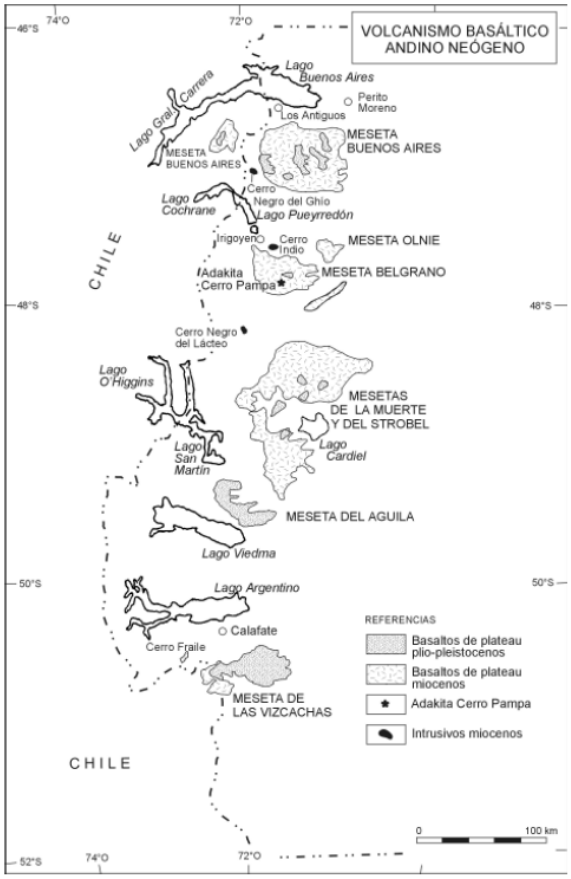


Figura 10.5.6 Distribución del magmatismo neógeno en la Cordillera Patagónica (Ramos, 2002).

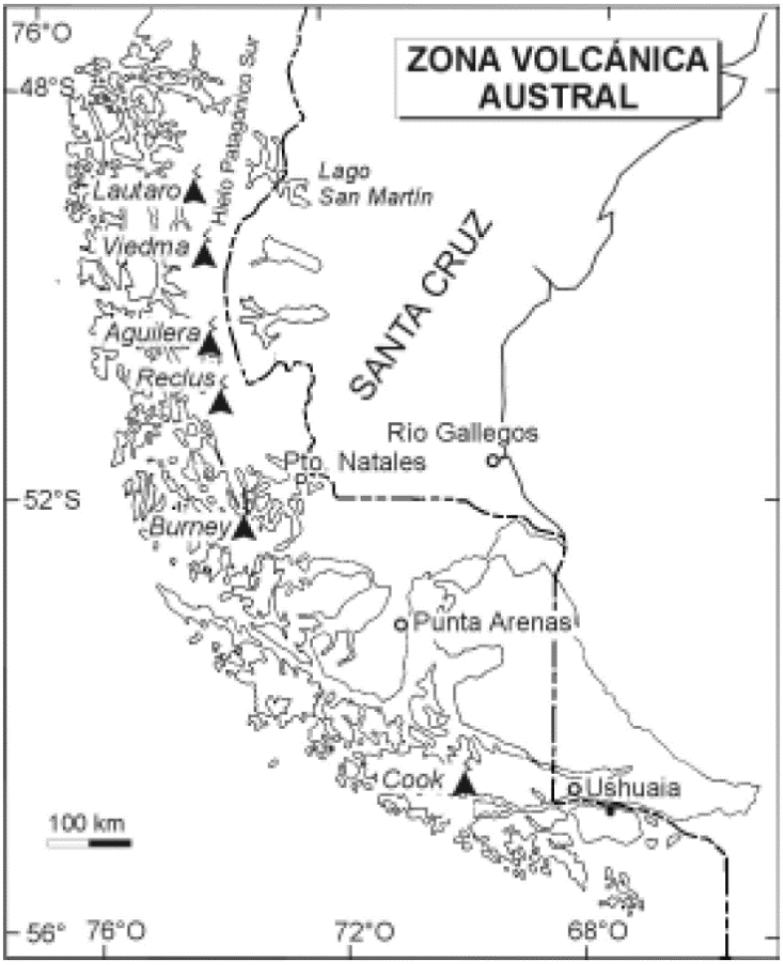


Figura 10.5.7 Volcanes cuaternarios de la zona volcánica austral (Ramos, 2002).

Los basaltos de meseta y de derrame de la Patagonia son alcalinos y en bloques. Los basaltos de meseta son del Cenozoico superior y están principalmente expuestos en las planicies de Buenos Aires, La Muerte, Belgrano, Las Vizcachas y la Gran Altiplanicie Central, entre 100 y 150 kilómetros al este del segmento, sin arco volcánico activo. Tienen varias coladas basálticas de varias decenas de metros de potencia, con 100 a 400 m de espesor total. En parte vierten hacia el Pacífico. Tienen entre 12 y 4 Ma, pero que en el lado chileno puede ser >16 Ma. Hay depósitos glaciares entre las lavas de 5,0 Ma y 6,75 Ma.

Las extensas coladas basálticas en bloques que cubren las mesetas alrededor de los lagos Cardiel, Strobel y Quiroga corresponden a las efusiones principales de estas mesetas basálticas, con alturas entre 1200 y 1300 m y sus aparatos volcánicos de 1500 a 1700 m. En el sector oriental constituyen una continua y extensa superficie, mientras que hacia el oeste la mayor disección originó una serie de mesas menores aisladas

Al sur del Lago Argentino, compartida entre Argentina y Chile, se extiende la importante meseta basáltica de Las Vizcachas, de 30 km x 40 km, con y una serie de coladas basálticas con un espesor total de casi 1500 metros. Tienen unos 18 Ma de edad.

El sector norte de los Andes Patagónicos de Santa Cruz no presenta un arco magmático activo de zona de subducción, pero contiene una serie de volcanes cuaternarios de la llamada Zona Volcánica Austral. Estos volcanes son de reducida magnitud y aparecen en forma aislada desde los 49S hasta los 54S, a la latitud de Tierra del Fuego, en el Monte Cook. Los volcanes Lautaro, Viedma, Aguilera, Reclus y Burney se encuentran principalmente en territorio chileno. El volcán Lautaro, ubicado sobre el casquete de hielo patagónico, es el más activo, con erupciones históricas.

Se han producido erupciones violentas de gran alcance, que han esparcido cenizas y polvo sobre territorios muy extensos, con efectos en la calidad del agua subterránea a medida que se va produciendo la lixiviación y alteración. El Complejo Volcánico Cerro Blanco, en el sur de la Puna, NE de Argentina, hace 4,4 a 4,1 Ma tuvo una gran erupción explosiva riolítica que generó depósitos de cenizas en un área de unos 500.000 km^2, acumulando un volumen total de >100 km^3 de tefra (Fernández-Turiel et al., 2019). Esta ha sido la mayor erupción pliniana de esta zona y una de las mayores a nivel mundial. Hay muchas otras, también históricas. Las cenizas del Quiazapu se extendieron sobre 1855 km^2 en 1932 y las pumitas del Valenzuela sobre 56 km^2 (Sruoga e Ibáñez, 1995). La erupción violenta, pliniana, de magma riolítico acuoso de 2008, en el N de la Patagonia, fue debida a un ascenso muy rápido del magma a aproximadamente 1 m/s desde >5 km de en unas 4 h, dando origen a manto de tefra. El vidrio de la matriz contiene 925±66 ppm de Cl y 31±15 ppm de SO_2 (Castro y Dingwell, 2009).

En la Antártida hay también actividad volcánica, en especial en la parte continental e insular que colinda con el océano Atlántico, pero no se conocen estudios enfocados a la hidrogeología y únicamente se constata la existencia de aguas termales, con efecto en el litoral, pero no se ha encontrado documentación al respecto.

10.6 Agradecimientos y créditos

Se agradecen las aportaciones y comentarios sobre Colombia de la Dra. Teresita Betancur

10.7 Referencias

Acosta, O., Guimerà, J., Custodio, E., Ansón, I., Delgado, J.L. 2013. Contribución al conocimiento de la hidrogeología de las cuencas intraandinas del N de Chile. In: N. González, E.E. Kruse, M.M. Trovatto, & P. Laurencena, (eds.). Agua Subterránea Recurso Estratégico. Editorial Universidad de La Plata (Edulp). La Plata. T. 1, 118–125. ISBN: 978–987–1985–03–6.

Alcocer, J. (ed.). 2019. Lago Alchichica: Una joya de biodiversidad. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Iztacala. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México: 1-244 p. ISBN: 978-607-30-2278-1.

Araújo, L M., França, A.B., Potter, P.E. 1995. Giant Mercosul aquifer of Brazil, Argentina, Uruguay and Paraguay: hydrogeologic maps of Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones and Tucuarembó Formations. Biblioteca de Ciência e Tecnologia, Centro Politénico, Curitiba, UFPR/PETROBRÁS.

Araújo, L.M., França, A.B., Potter, P. 1999. Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the

Paraná and Chaco-Paraná basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA. Hydrogeology Journal, 7, 317-336.

Back, W., Rosenshein, J.S., Seaber, P.R. (eds.) 1988. The Geology of North America, vol 0-2: Hydrogeology. The Geological Society of North America.

Backer, M.C. 1981. The nature and distribution of upper Cenozoic ignimbrite centres in the Central Andes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1981;11(2-4): 293–315.

Bakker, M., Andersson, E.I., Olsthoorn, T.N., Streck, O.D. 1999. Regional groundwater modelling of the Yucca Mountain site using analytic elements. J. of Hydrology, 226: 167-178.

Bartholomay, R.C., Twining, B.V., Rose, P.E. 2014. Ambient changes in tracer concentrations from a multilevel monitoring system in basalt. Groundwater Monitoring & Remediation, 34(1): 79-88c

Bauer, H.H., Vaccaro, J.J. 1990. Estimates of ground-water recharge to the Columbia Plateau Regional Aquifer System, Washington, Oregon, and Idaho, for predevelopment and current land-use conditions. US Geol Surv Water Resour Invest Rep 88-4108.http://scholar.google.com/scholar_lookup?title=Estimates of ground-water recharge to the Columbia Plateau Regional Aquifer System%2C Washington%2C Oregon%2C and Idaho%2C for predevelopment and current land-use conditions&author=HH. Bauer&author=JJ. Vaccaro&journal=US Geol Surv Water Resour Invest Rep&volume=88&pages=4108&publication_year=1990

Bauer, H.H., Hansen, A.J. Jr. 2000. Hydrology of the Columbia Plateau Regional Aquifer System, Washington, Oregon, and Idaho. US Geol Surv Water Resour Invest Rep 96-4106

Benton Cuellar, A. 1988. Determinación e interpretación de curvas características de pozos construidos en rocas ígneas (basaltos) mediante la diferenciación del comportamiento de los acuíferos atravesados. Tecnología del Agua, 45: 60-65.

Bodvarsson, G.S., Boyle, W, Patterson, R., Williams D. 1999. Overview of scientific investigations in Yucca Mountain – the potential repository for high-level nuclear waste. Journal of Contaminant Hydrology, 38(1-3): 3-24

Bodvarsson, G.S., Ho, C.K., Robinson, B.A. 2003. Special issue: Yucca Mountain Project. Journal of Contaminant Hydrology, 62-63: 1-740.

Bodvarsson, G.S., Kwicklis, E., Shan, C., Wu, Y.S. 2003. Estimation of percolation flux from borehole temperature data at Yucca Mountain, Nevada. Journal of Contaminant Hydrology, 62-63: 3-22.

Brown, K.B., McIntosh, J.C., Baker, V., Gosch, D. 2010. Isotopically-depleted late Pleistocene groundwater in Columbia River Basalts: evidence for recharge of Glacial Lake Missoula floodwaters? Geophys Res Lett 37: L21402. doi: 10.1029/2010GL044992

Brown, K.B., McIntosh, J.C., Radomacher, L.K. Lopse, K.A. 2011. Impacts of agricultural irrigation on groundwater quality in a basalt aquifer system (Washington, USA): a multi-trace approach. Hydrogeology Journal, 19: 1039-1051.

ByA 2014. Estudio geohidrológico del Campo de los Humeros, Puebla. Benton y Asociados SA de CV, Ciudad de México. Para Comisión Federal de Electricidad. Enero 2014.

Campana, M.E., Byer Jr, R.M. 1996. A conceptual evaluation of regional ground-water flow, southern Nevada–California, USA. Environmental & Engineering Geoscience, 2(4), 465-478.

Campana, M.E., Sadler, W.R., Ingraham, N.L., Jacobson, R.L. 1997. A deuterium-calibrated compartment model of transient flow in a regional aquifer system. Tracer Hydrol., 97, 389-496.

Campbell, K., Wofsberg, A., Fabrika-Martin, J., Sweetkind, D. 2003. Chlorine-36 data at Yucca Mountain: statistical tests of conceptual models for unsaturated-zone flow. Journal of Contaminant Hydrology, 62-63: 43-61.

CARA (2005). Hidrogeología y Manejo de Recursos Hídricos en el Siglo XXI. En: D. Betoune, E, Franco Rivera y K. Vammen, Maestría en Ciencias del Agua (Calidad del

Agua).,7/11-03-2005, Managua. Taller 3. Red Centroamericana de Manejo de Recursos Hídricos. Universidad de Calgary-U. Waterloo-U. Nacional Autónoma de Nicaragua- U. San Carlos de Guatemala- U. De Costa Rica.

Carrasco-Núñez, G., Ort, M.H., Romero, C. 2007. Evolution and hydrological conditions of a maar volcano (Atexcac crater, Eastern Mexico). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 159: 179–197.

Carreón Freyre, D. Cerca, M. Luna-González, L., Gómez-González, F.J. 2005. Influencia de la estratigrafía y estructura geológica en el flujo de agua subterránea del Valle de Querétaro. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(1): 1-18.

Carrillo-Rivera, J.J., Cardona, A., Moss, D. 1996. Importance of the vertical component of groundwater flow: a hydrogeochemical approach in the valley of San Luis Potosi, Mexico. Journal of Hydrology, 185(1-4): 23-44.

Carrillo-Rivera, J.J., Cardona, A., Edmunds, W.M. 2007. Groundwater flow functioning in arid zones with thick volcanic aquifer units, north-central Mexico. IAEA-CN-151-118. Vienna: 199-206.

Carroll, R.W.H., Pohll, G.M., Earman, S., Hershey, R.L. 2008. A comparison of groundwater fluxes computed with MODFLOW and a mixing model using deuterium: Application to the eastern Nevada Test Site and vicinity. Journal of Hydrology, 361:371-385.

Castro, J.M., Dingwell, D.B. 2009. Rapid ascent of rhyolitic magma at Chaitén volcano, Chile. Nature, 461(7265): 780.

Chang, W.L., Smith, R.B., Wicks, C., Farrell, J.M., Puskas, C. M. 2007. Accelerated uplift and magmatic intrusion of the Yellowstone caldera, 2004 to 2006. Science, 318(5852), 952-956.

Chavez, R. 1988. Region 10, Faja Volcánica Transamericana (Cap. 10). En: Back, W., Rosenshein, J.S., Seaber, P.R. (eds.), The Geology of North America, vol 0-2: Hydrogeology. The Geological Society of North America: 93-98.

CIHS 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.

Claassen, H.C. 1983. Sources and mechanisms of recharge for ground water in the west-central Amargosa Desert, Nevada; a geochemical interpretation. U.S. Geological Survey Open-File Report 83-452: 1-1.

Cortecci, G., Boschetti, T., Mussi, M., Herrera C., Mucchino, C., Barbieri, M. 2005. New chemical and original isotopic data on waters from El Tatio geothermal field, northern Chile. Geochemical Journal, 39: 547-571.

Custodio, E., Llamas, M.R. 1976/1983. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, Barcelona: 1-2350.

Custodio, E., Herrera, C. 2000. Utilización de la relación Cl/Br como trazador hidrogeoquímico en hidrología subterránea. Boletín Geológico y Minero, 111(4): 49-67.

Custodio, E., Jódar, J. 2016. Simple solutions for steady state diffuse recharge evaluation in sloping homogeneous unconfined aquifers by means of atmospheric tracers. Journal of Hydrology, 540: 287-305.

Custodio, E., Jódar, J., Herrera, C., Custodio-Ayala, J., Medina, A. 2018. Changes in groundwater reserves and radiocarbon and chloride content due to a wet period intercalated in an arid climate sequence in a large unconfined aquifer. Journal of Hydrology: 556: 427-437.

De Beroumdes O. 2009. Evaluación hidrogeológica regional del altiplano nariñense. Ingeominas. Informe Interno. Bogotá: 8pp.

De Beroumdes, O. 2016. Primeros resultados de la evaluación hidrogeológica regional en el altiplano nariñense. En: Hidrogeología y Gestión de Acuíferos. Universidad de Antioquia.

Decker, R, Decker, B. 1997. Las erupciones del monte Santa Elena. Volcanes. Investigación y Ciencia, Temas 8. Prensa Científica, Barcelona: 32-45. Deker, R., Decker, B. 1981. Las erupciones del monte Santa Helena. Investigación y Ciencia, mayo 1981: 30-44.

DeLaughter, J.E. 1998. Scientific drilling continues in Long Valley Caldera, California. EOS, 79: 429-432.

Deutsch, W. J., Jenne, E. A., Krupka, K. M. 1982. Solubility equilibria in basalt aquifers: the Columbia Plateau, eastern Washington, USA. Chemical Geology, 36(1-2): 15-34.

Dijksma, R., Brooks, E.S., Boll, J. 2011. Groundwater recharge in Pleistocene sediments overlying basalt aquifers in the Palouse Basin, USA: modeling of distributed recharge potential and identification of water pathways. Journal of Hydrology, 19: 484-500.

Ferreira do Rosario, F., Custodio, E., Cardoso, G. Jr. 2011. O sistema aquiífero Amazonas e o aquífero Tikuna: novos descobrimentos sobre a porção oeste do sistema aquifero Amazonas. Novas Edicões Académicas: 1-233. ISBN: 978-3-8417-2176-1

Douglas, A.A., Osiensky, J.L., Keller, C.K. 2007. Carbon-14 dating of ground water in the Palouse Basin of the Columbia River basalts. J Hydrol 334: 502–512.

Faybishenko, B., Doughty, C., Steiger, M., Long, J.C.S., Wood, T.R., Jacobsen, J.S., Lore, J., Zawislanski, P.T. 2000. Conceptual model of the geometry and physics of water flow in a fractured basalt zone. Water Resources Research, 36(12): 3499-3520

Fernandes, A.J., Maldaner, C.H., Negri, F., Rouleau, A., Wahnfried, I.D. 2016. Aspects of a conceptual groundwater flow model of the Serra Geral basalt aquifer (Sao Paulo, Brazil) from physical and structural geology data. Hydrogeology Journal, 24(5): 1199-1212.

Fernandez-Turiel, J.L. Perez–Torrado, F.J., Rodriguez-Gonzalez, A., Saavedra, J., Carracedo, J.C., Rejas, M., Lobo, A., Osterrieth, M., Carrizo, J.I., Esteban, G., Gallardo, J., Ratto, N. 2019. The large eruption 4.2 ka cal BP in Cerro Blanco, Central Volcanic Zone, Andes: Insights to the Holocene eruptive deposits in the southern Puna and adjacent regions. Estudios Geológicos 75(1): e088.

Finsterle, S., Fabrika-Martin, J.T., Wang, J.S.Y. 2002. Migration of a water pulse through fractured porous media. Journal of Contaminant Hydrology, 54: 37-57.

Flint, L.E. 2003. Physical and hydraulic properties of volcanic rocks from Yucca Mountain, Nevada. Water Resources Research, 39(5): 1119.

Flint, A.L., Flint, L.E., Bodvarsson, g.s., Kwicklis,E.M., Fabrika-Martin, J. 2001. Evolution of the conceptual model of unsaturated zone hydrology al Yucca Mountain, Nevada. Journal of Hydrology, 247: 1-30.

Flint, L.E., Flint, A.L., Selker, J.S., 2003. Influence of transitional volcanic strata on lateral diversion at Yucca Mountain, Nevada. Water Resources Research, 39(4): 1084, doi: 10.1029/2002WR0011503.

Flint, A.L., Flint, L., E., Kwicklis, E.M., Bodvarsson, G.S., Fabryca-Martin, J.M. 2001. Hydrology of Yucca Mountain, Nevada. Reviews of Geophysics, 39(4): 447-470.

Foster, S.D.S., Ellis, T.A., Losilla-Penon, M., Rodríguez Estrada, V.H. 1985. Role of volcanic tuffs in ground-water regime of Valle Central, Costa Rica. Ground Water, 23(6): 795-801.

Fraga, C.G. 1992. Origem do fluoreto em águas subterraneas dos sistemas aquiferos Botucatu e Serra Geral da Bacia do Paraná. São Paulo, IGc/USP. Tese de Doutorado: 1-178.

Francis, P., Self, S. 1997. Hundimiento de los volcanes. Volcanes. Investigación y Ciencia, Temas 8. Prensa Científica, Barcelona: 69-79. Hundimiento de los volcanes, 55-62.

Frans, L.M. 2000. Estimating the probability of elevated nitrate (NO_2 + NO_3-N) concentrations in ground water in the Columbia Basin Ground Water Management Area, Washington. US Geological Survey Water Resources Investigation Report 00-4110.

Frans, L.M., Helsel, D.R. 2005. Evaluating regional trends in ground-water nitrate concentrations of the Columbia Basin Ground Water Management Area, Washington. US Geol Surv Sci Invest Rep 2005-5078.

Friedrich, C.J., Dudley, W.W., Stuckless, J.S. 1994. Hydrogeologic analysis of the saturated-zone ground-water system, under Yucca Mountain, Nevada. Journal of Hydrology, 154: 133-168.

Fruchter, S.S. et al. 1980. Mount St. Helens ash from the 18 May 1980 eruption: chemical, physical, mineralogical and biological properties. Science, 269: 116-1125. 27

Gamboa, C., Godfrey, L., Herrera, C., Custodio, E., Soler, A. 2019. The origin of solutes in groundwater in a hyper-arid environment: A chemical and multi-isotope approach in the Atacama Desert, Chile. Science of the Total Environment, 390, 329-351.

Garabedian, S.P. 1992. Hydrology and digital simulation of the regional aquifer system, Eastern Snake River Basin, Idaho. US Geological Survey professional Paper 1408F: 1-102. https://doi.org/10.3133/pp1408F

Garrett, A.A. 1962. Artificial recharge of basalt aquifers, Walla Walla, Washington. Short Papers in Geology and Hydrology. US Geological Survey Professional Paper 450-C: C116-C117.

Gastmans, D., Menegário, A.A., Hutcheon, I. 2017. Stable isotopes, carbon-14 and hydrochemical composition from a basaltic aquifer in São Paulo State, Brazil. Environmental Earth Sciences, 76(4): 150.

Gaudrud, B.W., Lazrus, A.L. 1983. Filter measurements of stratospheric sulfate and chloride in the eruption plume of Mount St. Helens Science, 211: 826-827. 22

Godfrey, L., Herrera, C., Gamboa, C., Mathur, R. 2019. Chemical and isotopic evolution of groundwater through the active Andean arc of Northern Chile. Chemical Geology, 518, 32-44. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.04.011

Goff, F., Grigsby, C.O. 1982. Valles Caldera geothermal systems, New Mexico, U.S.A. Journal of Hydrology, 56: 119-136.

Gutierrez, A., Aumento, F. 1983. The Los Azufres, Michoacan, Mexico, geothermal field. Journal of Hydrology, 56: 137-162.

Hansen. A.J., Vaccaro, J.J., Bauer, H.H. 1994. Ground-water flow simulation of the Columbia Plateau Regional Aquifer System, Washington, Oregon, and Idaho. US Geol Surv Water Resour Invest Rep 91-4187.

Hausman, A. 1962. Aspectos hidrogeológicos das áreas basálticas do Rio Grande do Sul. Anales de las Primeras Jornadas geológicas Argentinas, II, Buenos Aires: 103-136.

Hearn, P.P. Steinkampf, W.C., Bortleson, G.C., Drost, B.W. 1984. Geochemical controls on dissolved sodium in basalt aquifers of the Columbia Plateau, Washington. U.S. Geological Survey, Water Resources Investigations, 84-4304: 1-38.

Hernández-Antonio, A., Mahlknecht, J., Tamez-Meléndez, C., Ramos-Leal, J., Ramírez-Orozco, A., Parra, R., Ornelas-Soto, N., Eastoe, C.J. 2015. Groundwater flow processes and mixing in active volcanic systems: the case of Guadalajara (Mexico), Hydrol. Earth Syst. Sci., 19: 3937-3950.

Herrera, C., Pueyo, J.J., Sáez, A., Valero-Garcés, B.L. 2006. Relación de aguas superficiales y subterráneas en el área del lago Chungará y lagunas de Cotacotani, norte de Chile: un estudio isotópico. Revista Geológica de Chile, 33(2): 299-325.

Herrera, C., Custodio, E., Chong, G., Lambán, L.J., Wilke, H., Riquelme, R., Jódar, J., Urrutia, J., Urqueta, H., Gamboa, C., Sarmiento, A., Lictevout, E. 2016. Groundwater flow in a closed basin with a saline shallow lake in a volcanic area: laguna Tuyajto, northern Chilean Altiplano of the

Andes. Science of the Total Environment, 541: 303-318.

Herrera Lameli, C., Urrutia Meza, J., Jódar Bermúdez, J., Lambán Jiménez, L.J., Custodio Gimena, E., Gamboa Palacios, C. 2019. Investigaciones hidrogeológicas en la laguna Tuyajto perteneciente a la Reserva Nacional de los Flamencos (Atacama, Chile). Boletín Geológico y Minero, 130(4): 789-806.

Herrera, C., Godfrey, L., Urrutia, J., Custodio, E., Jordan, T., Jódar, J., Delgado, K., Barrenechea, F. 2020. Recharge and residence times of groundwater in hyper arid

areas: The confined aquifer of Calama, Loa River Basin, Atacama Desert, Chile. Science of the Total Environment (en prensa)

Hinds, J.J., Ge, Sh., Fridrich, Ch.J. 1999. Numerical modelling of perched water under Yucca Mountain, Nevada. Ground Water 37(4): 448-504.

Hinkle, S.R. 1995. Age of ground water in basalt aquifers near Spring Creek National Fish Hatchery, Skamania County, Washington. US Geol Surv Water Resour Invest Rep 95-4272.

Hooper, P.R. 1982. The Columbia River basalts. Science, 215: 1463–1468.

Hooper, P.R. 1988. The Columbia River basalt. In: J.D. Macdougall (ed.), Continental Flood Basalts. Kluwer: 1-33.

Hooper, P.R., Hawkesworth, C.J. 1993. Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Columbia River Basalt. J Petrol 34: 1203–1246.

Houston, J., 2007. Recharge to groundwater in the Turi Basin, northern Chile: an evaluation based on tritium and chloride mass balance techniques. J. of Hydrology, 334(3-4): 534-544.

Hubbell, j.m., Bishop, C.W., Johnson, G.S., Lucs, J.C. 1997. Numerical ground-water flow modeling of the Snake River Plain aquifer using the superposition technique. Ground Water, 35:59-66.

Ingebritsen, S.E., Mariner, R.H., Sherrod, D.R. 1994. Hydrothermal systems of the Cascade Range, north-central Oregon. US Geological Survey: 1044-1:1-86

Jefferson, A., Grant, G., Rose, T. 2006. Influence of volcanic history on groundwater patterns on the west slope of the Oregon High Cascades. Water Resources Research, 42(12), W12411.

Johnson, G.S., Sullivan, W.H., Cosgrove, D.M., Schmidt, R.D. 1999. Recharge of the Snake River Plain aquifer: transitioning from incidental to managed. J. Am. Water Resources Association, 35(1): 123-132

Klein, J.M. 1981. Some effects of the May 18 eruption of Mount St. Helens on river-water quality. In: P.W. Lipman & D.R. Millineaux (eds.), The 1980 Eruption of Mount St. Helens, Washington. US Geological Survey Professional Paper: 719-731.

Larson, K.R., Keller, C.K., Larson, P.B. and Allen-King, R.M., 2000. Water resource implications of ^{18}O and ^{2}H distributions in a basalt aquifer system. Groundwater, 38(6): 947-953.

Lavenne, A.M., Domenico, P.A. 1986. A preliminary assessment of regional dispersivity of selected basalt flows at the Hanford site, Washington, USA. Journal of Hydrology, 85: 151-157.

Lindholm, G.F., Vaccaro, J.J. 1988. Region 2, Colorado Lava Plateau. In: Back, W., Rosenshein, J.S., Seaber, P.R. (eds.), The Geology of North America, vol 0-2: Hydrogeology. The Geological Society of North America: 37-50.

Liu, H.H., Bodvarsson, G.S. 2001. Constitutive relations for unsaturated flow in a fracture network. Journal of Hydrology, 252: 116-125.

Liu, J., Sonnenthal, L., Bodvarsson, G.s. 2003. Calibration of Yucca Mountain unsaturated zone flow transport model using porewater chloride data. Journal of Contaminant Hydrology, 62-63: 213-235.

López, D.L., Bundschuh, J., Soto, G.J., Fernández, J.F., Alvarado, G.E. 2006. Chemical evolution of thermal springs at Arenal Volcano, Costa Rica: Effect of volcanic activity, precipitation, seismic activity, and Earth tides. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 157(1-3): 166-181.

Losilla, M., Rodríguez, H., Schosinsky, G., Stimson, J., Bethune, D. 2001. Los acuíferos volcánicos y el desarrollo sostenible en América Central. Editorial de la Universidad de Costa Rica: 1-205.

Lowerstern, J.B., Evans, W.C., Bergfeld, D. 2005. Diffuse and direct sources of CO2 from Terrace Spring, a large-discharge travertine-forming spring at Yellowstone National Park. In: S. Inguaggiato & C. Openheimer. International Association of Volcanic and Chemistry of the Earth Interior. Commission on the Chemistry of Volcanic Gases. Ninth Gas Workshop. Palermo. Abstract

Lowenstern, J.B., Hurwitz, S. 2008. Monitoring a supervolcano in repose: Heat and volatile flux at the Yellowstone Caldera. Elements, 4(1): 35-40.

Lowenstern, J.B., Sisson, T.W., Hurwitz, S. 2017. Probing magma reservoirs to improve volcano forecasts. EOS 98, doi.org/10.1029/ 2017 EO085189

Luhr, J.F. Logan, M.A.V., 2002. Sulfur isotope systematics of the 1982 El Chichón trachyandesite: An ion microprobe study. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66(18): 3303-3316.

Macor, J.L., Cristina, I., Tujchneider, O. 2020. Características de las cuencas de aporte, aspectos climatológicos, aspectos hidrogeológicos. En Paoli, C.U. & Schreider, M.I., El Río Paraná en su Tramo Medio. Tomo 1, Contribución al conocimiento hidrogeológico, geomorfológico y sedimentológico: 64-80. Universidad de Santa Fe, Argentina, Ediciones UNI, ISBN 978-987-749-267-5 (online), www.unl.edu.ar/editoriall

Madrigal-Solís, H., Fonseca-Sánchez, A., Reynolds-Vargas, J. 2017. Caracterización hidrogeoquímica de los acuíferos volcánicos Barva y Colima en el Valle Central de Costa Rica. Tecnología y Ciencias del Agua, 8(1), 115-132.

Magaritz, M., Aravena, R., Pena, H., Suzuki, O., Grilli, A. 1989. Water chemistry and isotope study of streams and springs in northern Chile. Journal of Hydrology, 108: 323-341.

Mandel, S., Shiftan, Z.L. 1981. Groundwater resources investigation and development. Academic Press.

MASE 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España: minería del agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Aqualogy y Cetaqua: 1-488. UPC, Barcelona. e-book, http://hdl.handle.net/2117/111272.

Montaño, J., Carrión, R. 1990. Optimización de la explotación del sistema acuífero Jurásico Triásico, Tacuarenbó-Buena Vista. Anais 6º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, ABAS, Porto Alegre, Brasil, 1990: 180-189.

Montaño, J., Tujchneider, O., Auge, M., Filí, M., Pérez, M., Paris, M., D'Elía, M., Nagy, N., Collazo, P. Decoud, P. 1998. Acuíferos Regionales en América Latina. Sistema Acuífero Guaraní. Capítulo Argentino–Uruguayo. Centro de Publicaciones de la Universidad Nacional del Litoral.

Montazar, P., Wilson, W.E. 1984. Conceptual hydrologic model of flow in the unsaturated zone, Yucca Mountain, Nevada. US Geological Survey Water Resources Investigation Report 84-4345.Montazar, P., Wilson, W.E. 1984. Conceptual hydrologic model of flow in the unsaturated zone, Yucca Mountain, Nevada. US Geological Survey Water Resources Investigation Report 84-4345

Morales-Casique, E. 2012. Mixing of groundwaters with uncertain end-members: case study in the Tepalcingo-Axochiapan aquifer, Mexico. Hydrogeology Journal, 20(3): 605-613.

Moridis, G.J., Hu, Q., Wu, Y.-S., Bodvarsson, G.S. 2003. Preliminary 3-D site-scale studies of radioactive colloid transport in unsaturated zone at Yucca Mountain, Nevada. Journal of Contaminant Hydrology, 60: 251-286.

Mukhopadhyay, S., Tsang, Y.W. 2002. Understanding the anomalous temperature data from the Large Bloch Test at Yucca Mountain, Nevada. Water Resources Research, 38(10): 1210

Mulligan, B.M., Ryan, M.C., Padilla Canbera, T. 2011. Delineating volcanic aquifer recharge areas using geochemical and isotope tools. Hydrogeology Journal, 19: 1335-1347.

Naranjo, J.L., Parada, M., Skewes, A. 2007. Chilean volcanoes. In: Moreno, T., Gibbons, W. (ed.), Geology of Chile, Geological Society of London: 289-308.

Niedzielski, H. 1993a. Productivity of basalt aquifer in the Eastern part of Chichinautzin Group, Mexico. Mem. 24th Congress IAH, Oslo, 1: 281-289

Niedzielski, H. 1993b. Hidrogeología de los basaltos en la parte oriental de la Sierra Chichinautzin (México). Universidad Ciencia y Tecnología, 2(4): 15-27.

Noyola-Medrano, M.C., Ramos-Leal, J.A., Domínguez-Mariani, E., Pineda-Martínez, L.F., López-Loera, H., Carbajal, N. 2009. Factores que dan origen al minado de acuíferos en ambientes áridos: caso Valle de San Luis Potosí. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26(2): 395-410.

Ortega, A., Farvolden, R.N. 1989. Computer analysis of regional groundwater flow and boundary conditions in the Basin of Mexico. Journal of Hydrology, 110: 271-294.

Ortiz-Zamora, D., Ortega-Guerrero, A. 2010. Evolution of long-term land subsidence near Mexico City: Review, field investigations, and predictive simulations. Water Resources Research, 46(1).

Painter, S., Winterle, J., Armstrong, A. 2003. Using temperature to test models of flow near Yucca Mountain, Nevada. Ground Water, 41(5): 657-666.

Parker, J.M., Foster, S.S.., Gomez-Cruz, A. 1988. Key hydrogeological features of a recent andesitic complex in Central America. Geolis, II, Fase 1:13-23.

Perroni, J.C.A., Silva, R.B.G., Hirata, R.C.A., Dozzi, L F.S. 1985. Ocorrências de fluoreto nos aqüíferos da Baciado Paraná no Estado de São Paulo. Simp. Reg. Geol. São Paulo. Anais. SBG, São Paulo, 2, 503-514.

Perry, F.V., Cogbill, A.H., Kelley, R.E. 2005. Uncovering buried volcanoes at Yucca Mountain. Eos, Transactions American Geophysical Union, 86(47): 485-488.

Price, C.E. 1961. Artificial recharge through a well tapping basalt aquifers Walla Walla Aras, Washington. US Geological Survey Water Supply Paper 1594-A: 1-33-

Pruess, K., Wang, S.S.Y., Tsang, Y.W. 1990. On thermohydrologic conditions near high-level nuclear wastes emplaced in partially saturated fractured tuff. 1. Simulation studies with explicit consideration of fracture effects. 2. Effective continuum approximation. Water Resources Research 26(6): 1235-1248 y 1249-1261.

RAEMIA 2019. Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España. Prepared by E. Custodio and others for UPC-SUEZ-CETAQUA. Tech. University of Catalonia. Barcelona: 1-1206. http://hdl.handle.net/2117/182282

Reimus, P.W., Callahan, T.J. 2007. Matrix diffusion rates in fractured volcanic rocks at the Nevada Test Site: Evidence for a dominant influence of effective fracture apertures. Water Resources Research, 43(7).

Ramos, V.A. 2002. El magmatismo Neógeno de la Cordillera Patagónica. En: M.J. Haller (ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz - Relatorio, I-12. XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate, 2002).

Rampino, M.R., Self, S. 1984. Efectos atmosféricos de El Chichón. Investigación y Ciencia, Mayo 1984: 22-32.

Rebouças, A. Da Cunha. 1976. Recursos hídricos da Bacia do Paraná. São Paulo, Tese de Livre Docência, IGc/USP: 1-143.

Rebouças, A. da Cunha. 1980a. Potencial hidrogeológico da bacia do Paraná-Brasil. Anais do 1º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Recife: 35-47.

Rebouças, A. da Cunha. 1980b. Potencial hidrogeológico do aquifero basaltico Campo Grande, MS-Brasil. Anais do 1º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Recife: 415-426.

Rebouças, A, da Cunha 1988. Aguas subterráneas en Brasil. Revista Água Subterrânea, 12-agosto-1988.

Rebouças, A. Da Cunha, Fraga, C.A. 1998. Hidrogeologia das rochas vulcànicas do Brasil: 30-50.

Reimus, P.W., Callahan, T.J., Ware, S.D., Haga, M.J., Counce, D.A. 2007. Matrix diffusion coefficients in volcanic rocks at the Nevada test site: Influence of matrix porosity, matrix permeability, and fracture coating minerals. Journal of contaminant hydrology, 93(1-4): 85-95.

Riley, J.A., Steinhorst, R K., Winter, G.V., Williams, R.E. 1990. Statistical analysis of the hydrochemistry of ground waters in Columbia River basalts. Journal of Hydrology, 119(1-4): 245-262.

Rodríguez, H.V. 1988. Continuación de la investigación hidrogeológica en la zona norte y este del Valle Central, Costa Rica: Informe fial 1984-87. BGS y SENARA para Instituto Costarricense de Acueductos y Alcantarillados, San José, Costa Rica: 1-55.

Rodríguez, S.R. (2005). Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(2): 181-198.

Rose, T.P., Davisson, M.L., Criss, R.E. 1996. Isotope hydrology of voluminous cold springs in fractured rock from an active volcanic region, northeastern California. Journal of Hydrology, 179(1-4): 207-236.

Roy, M., Jordan, T.H., Pederson, J. 2009. Colorado Plateau magmatism and uplift by warming of heterogeneous lithosphere. Nature, 459(7249): 978.

Russell, R.H., 1960. Artificial recharge of a well at Walla Walla. Journal American Water Works Association, 52: 1427.

Ryker, S.J., Frans, L.M. 2000. Summary of Nitrate Concentrations in Ground Water of Adams, Franklin, and Grant Counties, Washington, Fall 1998: a baseline for future trend analysis. US Geol Surv Water Resour Invest Rep 99-4288.

Sarres Pessoa, M. 1982. Banco de dados hidrogeológicos e análisi estadístico da vaçao dos poços do estado de Río Grande do Sul. Universidades Federal do Río Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Tesi de Mestrado; 1-193.

SASMIE 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio para Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), SUEZ-España y Cetaqua: 1-852. UPC, Barcelona. e-book. http://hdl.handle.net/2117/111515

Scheihing, K., Moya, C., Struck, U., Lictevout, E., Tröger, U. 2017. Reassessing hydrological processes that control stable isotope tracers in groundwater of the Atacama Desert (Northern Chile). Hydrology 2018 5, 3. DOI: 10.3390/hydrology5010003.

Schwartz, F.A., Sudicky, E.A., McLaren, R.G., Park, Y-J., Huber, M., Apted, M. 2009. Ambiguous hydraulic heads and ^{14C} activities in transient regional flow. Ground Water, National Ground Water Association.doi: 10.1111/j.1745-6584.2009.00655.x

Shelton, M.L. 1982. Ground-water management in basalts. Groundwater, 20(1): 86-93.

Smellie, J. L. 1995. Volcanism associated with extension at consuming plate margins. Oceanographic Literature Review, 7(42), 540.

Smith, E.I., Keenan, D.L. 2005. Yucca Mountain could face greater volcanic thread. EOS, 86(35): 317-321.

Spane, F.A. Jr., Webber, W.D. 1995. Hydrochemistry and hydrogeologic conditions within the Hanford Site Upper Basalt Confined Aquifer System. PNNL-10817, Pacific Northwest Laboratory, Richland, WA.

Spiro, B., Hoke, L., Chenery, C., 1997. Carbon-isotope characteristics of CO_2 and CH_4 in geothermal springs from the Central Andes. International Geology Review, 39(10): 938-947.

Sruoga, P., Ibañez, G. 1995. Lluvias de tefra y su incidencia en el medio ambiente. Ejemplos de la provincia de Mendoza. En: M-P. Candú (ed.), Primera Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio: Problemática Geoambiental y Desarrollo Sostenible. Universidad Nacional de Río Cuarto, I: 185-196.

Stothoff, S.A., Or, D., Groeneveld, D.P., Jones, S.B. 1999. The effect of vegetation on infiltration in shallow soils underlain by fissured bedrock. Journal of Hydrology, 218: 169-190.

Stoiber, R.E., Rose, W.I. 1971. Fumarole incrustations at active Central American volcanoes. Geochimica et Cosmochimica Acta, 38: 495-516.

Stuckless, J.S. 2012. Hydrology and geochemistry of Yucca Mountain and vicinity, Southern Nevada and California. Geological Society of America: 1-393.

Stuckless, J.S., O'Leary, D.W. 2006. Geology of the Yucca Mountain region. Memoir of the Geological Society of America, 199: 9-50. https://doi.org/10.1130/2007.1199(02)

Swanson, D.A., Wright, T.L., Zeitz, I. 1979. Aeromagnetic map and geologic interpretation of the west-central Columbia Plateau, Washington and adjacent Oregon. US Geol Surv Geophys Invest Map GP-917.

Thorstenson, D.C., Weeks, E.P., Haas, H., Busenberg, E., Plummer, N. Peters, C.A. 1998. Chemistry of unsaturated zone gases sampled in open boreholes at the crest of Yucca Mountain, Nevada: Data and basic concepts of chemical and physical processes in the mountain. Water Resources Research, 34(6): 1507-1529

Tujchneider, O., Pérez, M., Paris, M., D´Elía, M. 2008. El Corredor Termal del Río Uruguay. Acuífero transfronterizo, un tesoro compartido. En Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. Anales 46, I. Cap. 32: 437–446. CSIGA (Ed.) Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Premio Convenio Andrés Bello «Somos Patrimonio» del Convenio Científico–Técnico de países de Latinoamérica. Categoría Institución Gubernamental. VII Edición, Colombia.

Unger, A., Finsterle, S., Bodvarsson, G. 2004. Transport of radon gas into a tunnel at Yucca Mountain—estimating large-scale fractured tuff hydraulic properties and implications for the operation of the ventilation system. Journal of Contaminant Hydrology, 70(3-4): 153-171.

USGS 1984. Ground-water resources: National Water Summary, annual report. US Geological Survey Water Supply Paper 2275.

Vaccaro, J.J. 1999. Summary of the Columbia Plateau regional aquifer-system analysis, Washington, Oregon, and Idaho. US Geol Surv Prof Pap 1413-A.

Velázquez, E. 1983. Underground water in volcanic rocks. Proc. Intern. Symp. Ground Water in Water Resources Planning, I. UNESCO-IAH-IAHS, Koblenz, 1983: 201-208.

Velázquez Aguirre, L., Ordaz Ayala, A. 1992. Provincias hidrogeológicas de México. Ingeniería Hidráulica en México, enero-abril 1992: 36-55.

Valdivielso, S., Vázquez-Suñé, E., Custodio, E. 2020. Origin and variability of oxygen and hydrogen isotopic composition of precipitation in the Central Andes: A review. Journal of Hydrology, 587 (124899). doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124899

Vaniman, D.T., Chipera, S.J., Bish, D.L., Carey, J.W., Levy, S.S. 2001. Quantification of unsaturated-zone alteration and cation exchange in zeolitized tuffs at Yucca Mountain, Nevada, USA. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65(20): 3409-3433.

van Wyk de Vries, B., Francis, P.W. 1997. Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. Nature, 387: 387-380.

Vázquez, S.E., Jaimes, P.R. 1989. Geología de la Cuenca de México. Geofísica Internacional, 8(2): 133-190.

Viguier B., Jourde H., Lira E., Yañez G., Leonardi V., Moya C., García-Perez T., Maringue J., Lictevout E. 2018. Multidisciplinary study for the assessment of the geometry, boundaries and preferential recharge zones of an overexploited aquifer in the Atacama Desert (Pampa del Tamarugal, Northern Chile). Journal of South American Earth Sciences 86 (2018) 366-383. DOI: 10.1016/j.jsames.2018.05.018

Vives., L., Campos, H., Candela, L., Guarracino, L. 2001. Modelación del acuífero Guaraní. Boletín Geológico y Minero, 112, Núm. Especial: 51-64.

Wallance, J.W., Gardner, C.A., Scott, W.E., Iverson, R.M., Pierson, T.C. 2010. Mount Saint Helens: A 30-year legacy of volcanism. EOS, 91(19): 169-171.

Wemmerc, K.R. 2001. La Pacana caldera, N. Chile: a reevaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 106: 145-173.

Whiteman, K.J., Vaccaro, J.J., Gonthier, J.B., Bauer, H.H. 1994. The hydrogeologic framework and geochemistry of the Columbia Basin Aquifer System, Washington, Oregon, and Idaho. US Geol Surv Prof Pap 1413-B.

Williamson, A.K., Munn, M.D., Ryker, S.J., Wagner, R.J., Vanderpool, A.M. 1998. Water quality in the Central Columbia Plateau, Washington and Idaho, 1992–95. US Geol Surv Circ 1144.

Wood, W.W., Lons, W,H. 1986. Aqueous geochemistry and diagenesis in the eastern Snake River system, Idaho. Geological Society of America Bulletin, 97: 1456-1466.

Wood, W.W., Fernández, L.A. 1988. Volcanic rocks (Chap. 39). En: Back, W., Rosenshein, J.S., Seaber, P.R. (eds.), The Geology of North America, Vol 0-2: Hydrogeology. The Geological Society of North America: 353-365.

Woods, D.C., Chuan, R.L., Rose, W.I. 1981. Halite particles injected into the stratosphere by the 1982 El Chichón eruption. Science, 230: 170-171. 21

Wu, Y.S., Ritcey, A.C., Bodvarsson, G, S. 1999. A modeling study of perched water phenomena in the unsaturated zone al Yucca Mountain. Journal of Contaminant Hydrology, 38(1-3): 157-184.

Wu, Y-S., Pan, L., Zhang, W, Bodvarsson, G.S. 2002. Characterisation of flow and transport processes within the unsaturated zone of Yucca Mountain, Nevada, under current and future climates. Journal of Contaminant Hydrology, 54: 215-247.

Yang, I.C., Peterman, Z.E., Scofield, K.M. 2000. Chemical analyses from boreholes USW SD-6 and USW WT-24, Yucca Mountain, Nevada. Journal of Contaminant Hydrology, 62-63: 361-380.

Zhang, K., Wu, Y.-Sh., Pan, L. 2006. Temporal dumping effect of the Yucca Mountain fractured unsaturated rock on transient infiltration pulses. Journal of Hydrology, 327: 235-248.

Zhou, Q., Liu, H.-H., Bodvarsson, G.S., Oldenburg, C.M. 2003. Flow and transport in unsaturated fractured rock: effects of multiscale heterogeneity of hydrologic properties. Journal of Contaminant Hydrology, 60: 1-30.

Capítulo 11

Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico continental africano, asiático y australiano

Contenido: Se comentan aspectos generales del volcanismo continental en África, Asia y Australia. En África se consideran por un lado los aspectos ligados a la gran hendidura (*great rift*) y por otro lado los aspectos de las otras áreas, incluyendo el Karoo y el entorno occidental del Camerún. Las islas Comoros, incluyendo Mayotte, se consideran con las islas del océano Índico en el Capítulo 7. Se comentan con cierto detalle los derrames basálticos del Deccan, en la India. Se aportan comentarios a la hidrogeología de las formaciones volcánicas de Australia. La parte insular se considera en el Capítulo 7. Otras situaciones sólo se mencionan.

Notas generales

El objetivo de este informe-libro son los aspectos hidrogeológicos y relativos a la existencia de reservas y recursos de agua subterránea. Otros aspectos no se consideran o sólo se mencionan marginalmente.

No se realiza un inventario de las formaciones, sino que se seleccionan y singularizan aquellas que aportan conocimiento para cubrir el objetivo. Otras situaciones se mencionan en las introducciones o se obvian.

Los conceptos generales se desarrollan se basa en los informes MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019), disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología de los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

Este informe-libro se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970. En esa información hay numerosos vacíos, que quedan sin cubrir o se reducen a breves comentarios.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de los contenidos de los mismos o por sesgos por parte del redactor. Se ha tratado de compensar estas deficiencias en lo posible.

Las figuras se han tomado en buena parte de los documentos disponibles, con la calidad que tenían, que a veces es bastante deficiente, pero que se han mantenido si aportan información relevante.

Muchas de las localidades mencionadas no están bien identificadas o no figuran en la información gráfica. Los lectores las pueden localizar acudiendo a las fuentes electrónicas y documentales de información.

Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales. Se da la designación anglosajona cuando aparecen por primera vez, cuando se ha creído relevante. En el breve glosario y lista de símbolos se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 11

11 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico continental africano, asiático y australiano

11.1 Contexto general y local

11.2 Noreste africano y gran "rift"

11.2.1 Contexto general

11.2.2 La meseta etíope y el Gran Rift africano

11.3 Africa Occidental y Sur

11.3.1 Región del Karoo

11.3.2 Alineaciones volcánicas del Camerún

11.4 Ofiolitas de Oman

11.5 Meseta basáltica del Deccan

11.6 Australia

11.7 Referencias

11 Síntesis hidrogeológica y de recursos de agua subterránea en el ámbito volcánico continental africano, asiático y australiano

11.1 Contexto general y local

Para las consideraciones hidrogeológicas de las formaciones volcánicas que se hacen en los Capítulos 6 a 11, se agrupan las distintas áreas geográficas insulares y continentales según se expone en la Sección 1.7 del Capítulo 1. No se incluyen las formaciones volcánicas continentales e insulares que son impermeables a efectos prácticos, salvo que condicionen el comportamiento de otras formaciones de interés hidrogeológico.

No se trata de un inventario, sino de una recopilación parcial de aspectos y resultados de interés hidrogeológico y de recursos de agua subterránea que, además de aportar conocimiento intrínseco, puedan ayudar a resolver otras situaciones que haya que afrontar, siempre considerando que cada caso es único, pero con situaciones análogas. La analogía supone un razonamiento previo cuidadoso.

El que unas determinadas formaciones volcánicas estén o no comentadas específicamente es función de la información disponible, lo que guarda relación con la pluviosidad, densidad y ubicación de la población y sus actividades, y problemas de intrusión marina y de calidad del agua, además de la renta per cápita y la existencia de instituciones universitarias y de investigación.

En cada caso se aportan comentarios generales y luego detalles de casos de los que se tiene más información de carácter hidrogeológico y de recursos de agua subterránea, considerando los aspectos de cantidad y los de composición química y de calidad. Hay situaciones relevantes, pero que no han sido consideradas por no haber dispuesto de información suficiente, y otras en que la relevancia absoluta es menor pero que permiten derivar conocimientos útiles y generalizables.

El número de volcanes activos en África y su entorno es elevado. Por agrupaciones de países resulta:

a.- NE africano: 1 en Djibouti, 8 en Eritrea, 37 en Etiopía, 31 en Kenya, 23 en Tanzania

b.- África central: 6 en Chad, 2 en Nigeria, 1 en Ruanda, 9 en Uganda

c.- África atlántica: 6 en Camerún, 2 en Guinea Ecuatorial, 6 en R.D. Congo 1, 1 en Senegal

d.- N de África: 7 en Marruecos, 2 en el resto

e.- Península arábiga: 13 en Arabia saudita, 7 en Yemen

En África se pone énfasis en la gran hendidura (*great rift*) del NE, con penetración hacia el centro-Sur. Además, se considera el volcanismo asociado a la gran alineación del

Camerún, que incluye las islas del Golfo de Guinea, sin mencionarlas específicamente. Las formaciones del Karoo sólo se consideran marginalmente, ya que son antiguas y muy alteradas en cuanto a sus propiedades hidrogeológicas. Las formaciones volcánicas arábigas no se consideran por no disponerse de datos. Las del próximo oriente se incluyen en las el Mediterráneo oriental, en el Capítulo 9. No se consideran las formaciones volcánicas en torno al Mar Negro y al Mar Caspio ni las de Siberia, a pesar de su importancia, por escasez de datos hidrogeológicos. Se pone énfasis en los grades derrames basálticos del Deccan, en La India, que tienen gran importancia e interés hidrogeológico.

11.2 Noreste africano y gran "rift"

11.2.1 Contexto general

La Figura 11.2.1 es un mapa simplificado con la situación de los grandes cratones y los lugares en que se han realizado perforaciones profundas para explorar la corteza terrestre allí donde es delgada. Hay convección a pequeña escala en el manto superior bajo la litosfera cratónica y la litosfera oceánica delgada

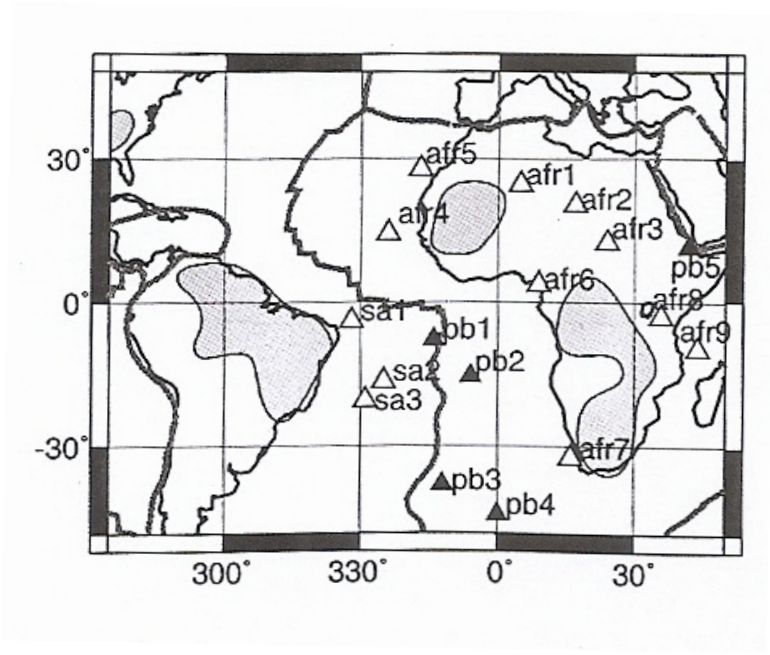


Figura 11.2.1 Mapa simplificado con la situación de los grandes cratones, en gris, y los lugares en que se han realizado perforaciones profundas para explorar la corteza terrestre allí donde es delgada (King y Ritsema, 2000).

Se considera la gran hendidura (*great rift*) del NE de África y su extensión hacia el centro-SSE como una de las situaciones vulcanológicas actuales más significativas a nivel mundial y también las alineaciones volcánicas del Camerún y Golfo de Guinea. El archipiélago de los Comoros, incluyendo la isla de Mayotte, se considera entre las islas del océano Índico, aunque no son islas propiamente oceánicas sino ligadas a la tectónica continental. Las pocas menciones que se hacen al N de áfrica se incluyen en el Ámbito Mediterráneo del Capítulo 9.

11.2.2 La Meseta Etíope y el Gran Rift africano

En la Figura 11.2.2-1 se muestra la situación de los basaltos de la meseta etíope y del Gran Rift del NE africano. La Figura 11.2.2-2 es un corte del apilamiento basáltico del borde N de la meseta de Harar, que está al W de los Afar. La hendidura está en el lado S.

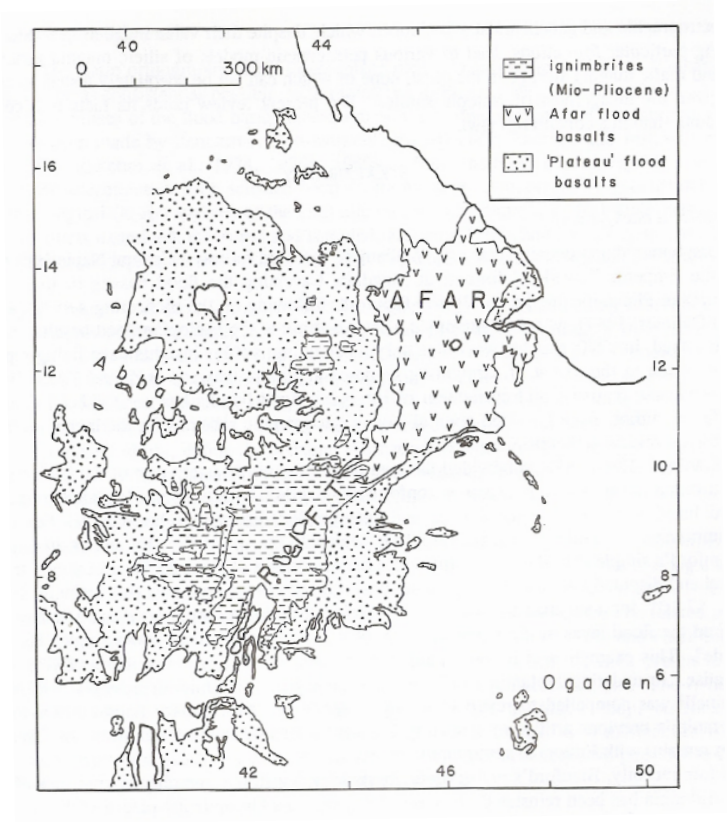


Figura 11.2.2-1 Situación de los basaltos de la meseta etíope y del Gran Rift del NE africano (Mohr y Zanetti, 1988).

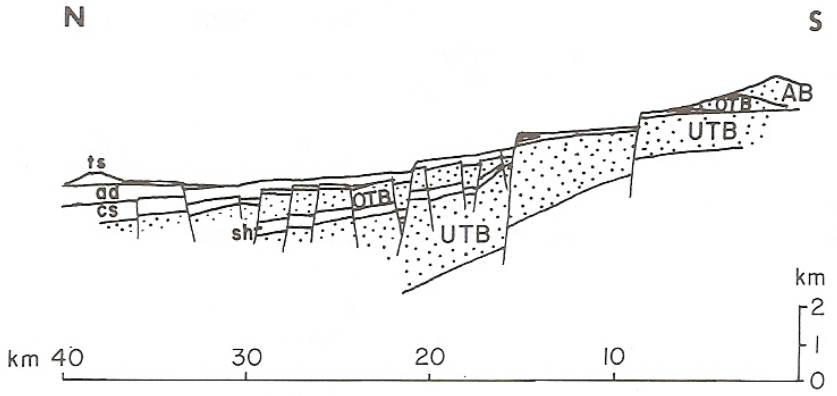


Figura 11.2.2-2 Corte del apilamiento basáltico (punteado) del borde N de la meseta de Harar, con sedimentos silícicos intercalados (sin puntear), con los traps basálticos inferiores (UTB) sobre sedimentos marinos del Mesozoico y estos sobre gneises del Proterozoico (Mohr y Zanettin, 1988). La meseta del Harar está al W de los Afar y la hendidura está en el lado S. El lado N se abre hacia las áreas mediterráneas.

El sistema acuífero volcánico de Akaki, de 1500 km^2, está en el S de la Meseta Etíope y junto al Gran Rift. Recibe una precipitación media de 1254 mm/a y tiene temperaturas medias de 9,9 a 24,6 ^{o}C. Consiste en basaltos, riolitas, traquitas, escoria, traquibasaltos, ignimbritas y tobas, fracturadas, falladas y meteorizadas, de edades variables. Los acuíferos más productivos están en escoria y basalto escoriáceo y luego en basaltos muy alterados y fracturados, tobas fracturadas, ignimbritas y otros depósitos piroclásticos. Los acuíferos en basaltos con algunas fracturas, vesiculares y diaclasas no densas, ignimbritas y aglomerados son moderadamente productivos (Demlie et al., 2007). Pueden ser freáticos, semiconfinados y confinados. La transmisividad hidráulica media es de T = 4-28.000 m^2/d, que es un muy amplio rango, y el coeficiente de almacenamiento S = 0,0065-0,045. La recarga puede ser importante y permite explotar pozos someros excavados. La Tabla 11.2.2-1 muestra algunos valores característicos.

Tabla 11.2.2-1 Algunos valores de las características hidráulicas del sistema acuífero volcánico de Akaki, Meseta de Etiopía (Demlie et al., 2007):

Productividad	**Q L/s**	**T**	**S**
Alta	3-87	1800-10.5000	0,0065-0,016
Moderada	0,5-20	2-6000	-
Baja	0,4-15	15-110	0,0001-0,003

La hendidura (*rift*) del África Oriental está lejos de bordes de placas tectónicas y sin orógeno. Es el extremo de la unión en Y de tres hendiduras (*rifts*) y sus dorsales (Klemetti, 2010) en el área de Djibouti-Eritrea: Afar, Mar Rojo y Golfo de Aden (Yemen), en relación con las placas tectónicas de Nubia, Somalia y Arabia (Figura 11.2.2-3). La evolución del magma ultraalcalino da productos alcalinos de basaltos de transición al MORB (mar Rojo). Disminuyen los componentes incompatibles y aumenta la proporción de fundido (manto cada vez más deprimido) y la corteza se adelgaza (en las islas crece). La velocidad de extensión es de alrededor de 1,5 cm/a. El rift de Adén es oceánico. El rift del Mar Rojo, hacia el MW se extiende hasta la Península del Sinaí (Figura 11.2.2-1). El Gran Rift del Afar (o Afares) se abre hacia el S y se extiende unos 6000 km hacia el interior de África, a través de Kenya; en el mismo están los lagos Tanganika y Nyasa (Malawi). El volcanismo es bimodal, es decir, hay efusiones de basalto y al mismo tiempo magma silíceo en erupciones muy explosivas.

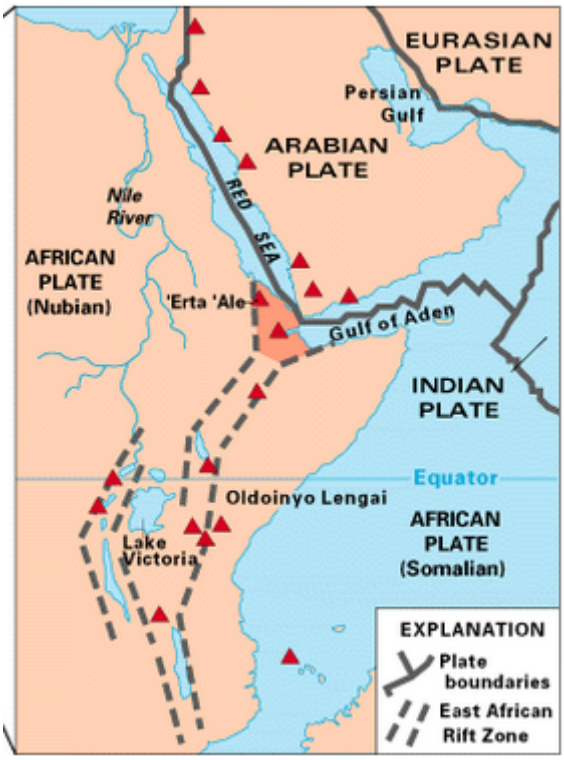


Figura 11.2.2-3 Triple unión en Y (estrella) de las tres hendiduras que convergen en Djibouti-Eritrea.

En el Zaire se distinguen 3 ciclos volcánicos sucesivos dominantemente toleíticos. Parece que se trata de magmatismo ultraalcalino ligado a fallas transformantes, al igual que en el SW de Tanzania (Figura 11.2.2-4).

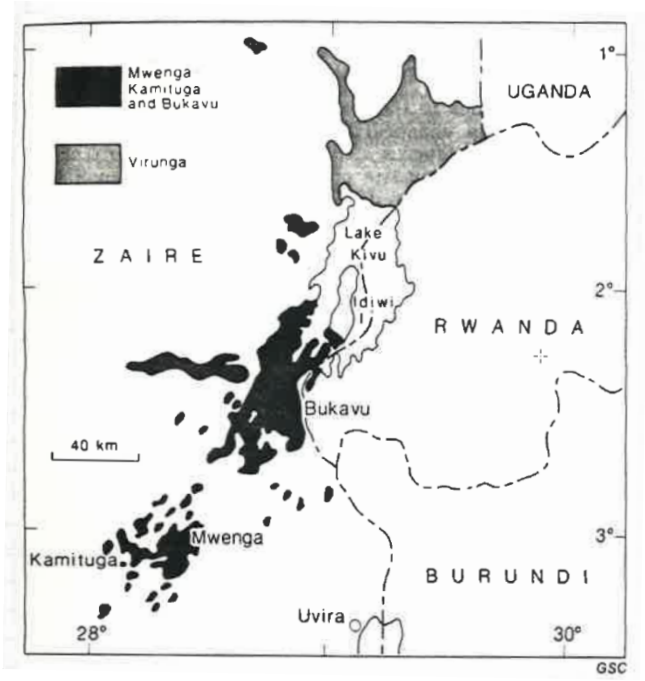


Figura 11.2.2-4 Hendidura (rift) centro-africana (Kampurzu et al., 1986).

El volcanismo de los Afares es distinto del basalto de la meseta de Etiopía (Etiopía-Yemen), con toleitas continentales (Treuil y Varet, 1973). Los basaltos olivínicos jurásicos evolucionan hacia los basaltos alcalinos cretácicos en el Benne Rift de Africa occidental (Kampurzu et al., 1986). En Camerún, la isla Príncipe es toleítica y encima de basaltos alcalinos evolucionando hacia hawaianitas y basanitas.

El modelo es una masa astenosférica ascensional en distensión, detenida en la base de la corteza. Las lavas son de basaltos saturados (excepcionalmente alcalinos), con fusión parcial por descenso de presión. Se produce un primer ciclo de efusiones someras de toleitas y rocas intermedias de transición y un segundo ciclo de basaltos alcalinos (Kampurzu et al., 1986).

El volcán Erta'Ale, en el NW de Etiopía, cerca del Mar Rojo, es uno de los volcanes más activos de la Tierra actuales, que mantiene en su cráter un lago de lava fundida desde hace al menos 50 años (Sección 3.2.1 del Capítulo 3). Es un volcán en escudo de 50 km x 100 km, que se eleva 600 m sobre el territorio circundante y tiene una gran caldera (caldera Corbetti). En Tanzania están los volcanes Nyamuragira y Nyaraganga y el Oldoinyo Lengay que emite carbonatitas.

En el N de la Meseta Etíope, cerca de Eritrea, los derrames basálticos del Terciario tienen un espesor medio de 50 m, con un máximo de 100 m, sobre arcillas, areniscas y calizas mesozoicas. Hay intercalaciones lacustres y capas rubefactadas (Vandecasteele et al., 2011). Los derrames basálticos tienen >30 Ma y se extienden sobre >300.000 km^2. Las efusiones se produjeron en el Oligoceno y Mioceno hace 15,4 a 8,0 Ma y duraron <2 Ma. Están cubiertas por ignimbritas riolíticas en >60.000 km^2. En un espesor de >2000m, 300-700 m son ignimbritas, sin composiciones intermedias. La composición ponderal en roca total es K/Na = 0,47-1,11 (media de 0,75); Sr = 6-22 ppm; Cl = 21-1381 ppm (media de 400 ppm y 200-700 ppm en vidrio desgasificado) y S = 75-234 ppm (media de 150 ppm, con 400-500 ppm en vidrio). La conductividad hidráulica horizontal de los traps basálticos es de k_h = 0,02 m/d. En el N de la meseta etíope, cerca de Eritrea, la precipitación media P en el periodo 1995-2006 es de P = 724 mm/a. En las condiciones locales esto produce 10 meses/a de déficit de agua en el suelo (Vandecasteele et al., 2011), que es un vertisol de 7 m de potencia y 160 mm de capacidad de campo. La escorrentía superficial es ESP = 0,08.

La parte volcánica principal del centro de Etiopía es del Mioceno. Tiene 19.297 km^2. Está formada por basaltos, traquitas e ignimbritas, sobre traquitas intrusivas. Los acuíferos principales están en basaltos escoriáceos e ignimbritas muy fracturadas. Recibe una precipitación media de 888 mm/a, con una evaporación potencial de 980 mm/a. Está cruzada por el río Awash (Figura 11.2.2-5), que recarga cuando desborda y en las áreas regadas.

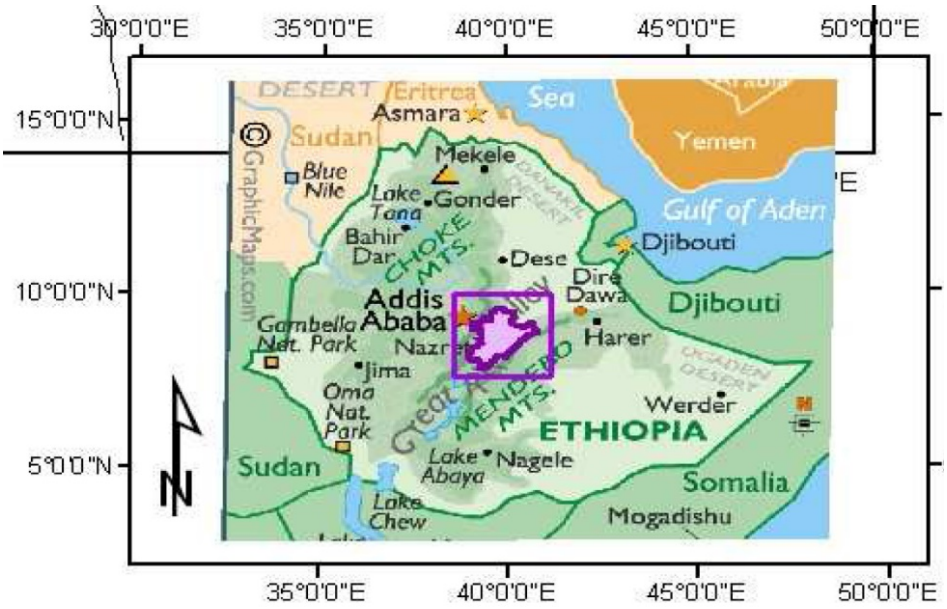


Figura 11.2.2-5 Situación de la cuenca del río Awash.

La parte alta de la cuenca del río Awash, de 10.841 km², tiene un clima entre húmedo y semiárido. Es una meseta formada, de abajo arriba, por basaltos muy alterados del Terciario inferior, basalto escoriáceo terciario, volcanismo ácido en el centro de la cuenca (ignimbritas), basaltos alcalinos recientes y sedimentos del Cuaternario (Yitbarek et al., 2008). La parte media es más árida (Furi et al., 2012). Las Figuras 11.2.2-6 y 11.2.2-7 muestran los detalles geológico-hidrogeológicos.

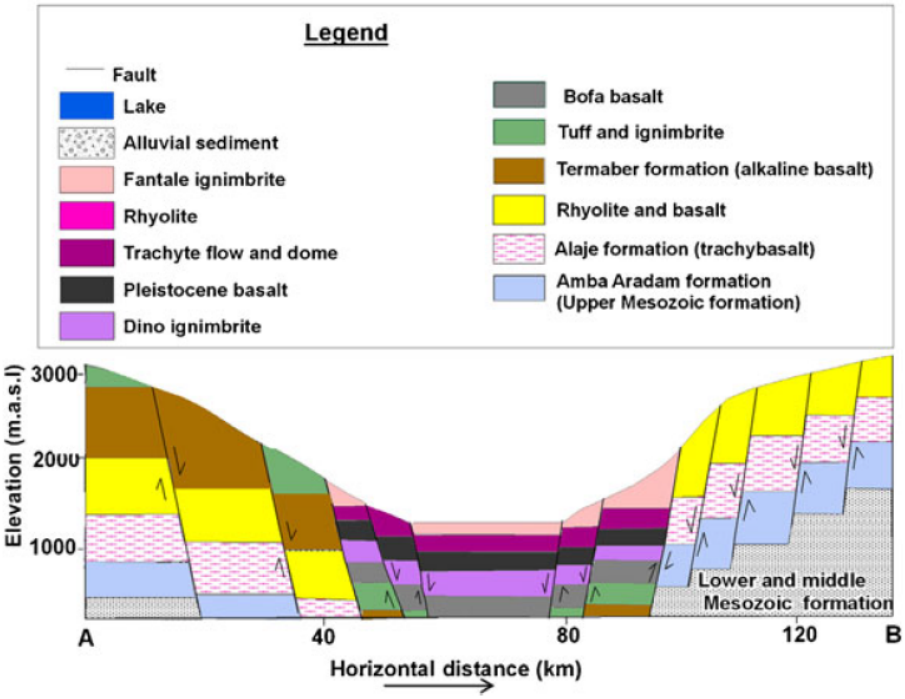


Figura 11.2.2-6 Estratigrafía y principales unidades litológicas en un corte WNW-ESE en la cuenca del río Awash, Etiopía (Furi et al., 2008).

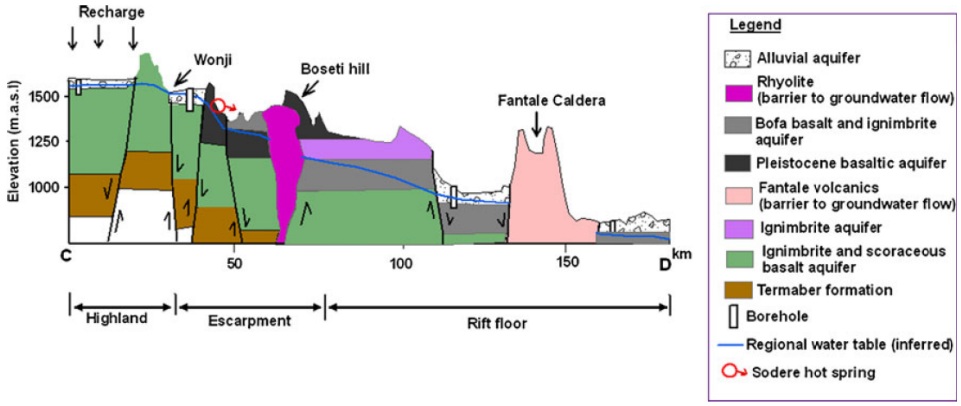


Figura 11.2.2-7 Modelo hidrogeológico conceptual a lo largo de la dirección principal de flujo según un corte SW-NE en la cuenca del río Awash, Etiopía (Furi et al., 2008; Yitbarek et al., 2008).

La determinación de la recarga y del sistema de flujo suele ser complicado por los cambios litológicos y compleja tectónica, por lo que se debe recurrir a una combinación de métodos y observaciones complementarias (Mechal et al., 2017).

Djibouti, en el Cuerno de África, tiene 23.000 km^2 y 700.000 habitantes. La precipitación media actual es P <150 mm/a y la evaporación potencial 2000 mm/a. El clima del Plioceno alternó entre seco y húmedo (Jalludin y Razack, 2004).

Hay estratovolcanes de hasta 1300 m espesor, formados por basaltos y riolitas (que son menos alterables). En las venas de los basaltos hay calcita. La acción tectónica crea fosas que se rellenan con aluviones (Jalludin y Razack, 1994). Es el extremo oriental de la gran hendidura africana (Figura 11.2.2-8).

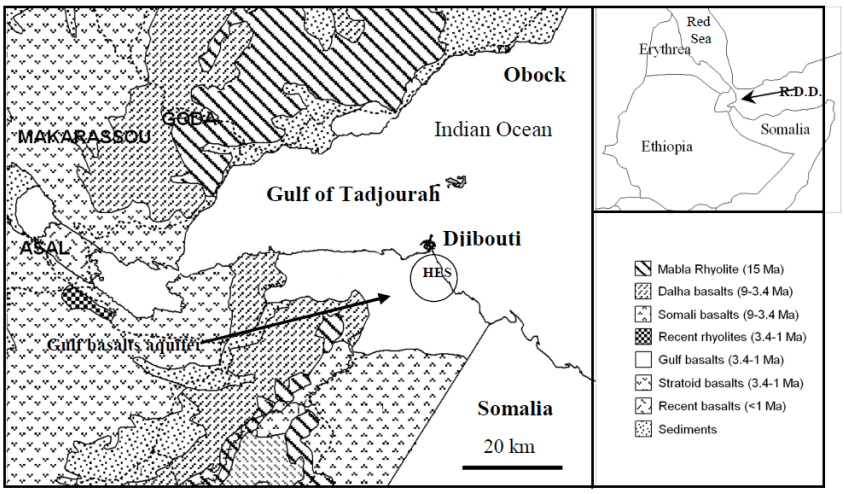


Figura 11.2.2-8 Situación de Djibouti y síntesis geológica (Jalludin et al., 2008a).

La recarga se hace por infiltración en los wadis (Bouh y Jalludin, 2008), con una tasa de infiltración de 0,34±0,166 m/d (Jalludin y Razack, 2008b).

El agua subterránea somera de las fisuras de las capas de basalto es de mineralización débil, pero en profundidad y en la capa escoriácea se puede llegar a 14 g/L de sales disueltas (Bouh y Jalludin, 2008; Jalludin et al., 2008a), pero derivada de la disolución de halita (Aboubaker, 2013), con una temperatura distinta a las poco mineralizadas.

Según Jalludin et al. (2008a), la transmisividad hidráulica es de 7300 a 40.000 m^2/d, con un coeficiente de almacenamiento de S = 0,004-0,77.

El volcanismo pliocuaternario de la hendidura etíope principal (*main ethiopian rift, MER*) tiene diversos edificios y calderas y mantiene actividad permanente. El volcanismo reciente incluye rocas piroclásticas riolíticas y traquíticas y algunos basaltos. Tiene grandes volcanes centrales, con calderas colapsadas: Gedema, de 300 m e de profundidad y 8 km diámetro, de 0,32-0,26 Ma; volcán Boku, de 0,8 Ma. Debajo hay una sucesión de ignimbritas, tobas no soldadas, ignimbritas, riolitas y traquitas de 3-4 Ma y encima centros volcánicos pantelleríticos de riolitas y traquitas peralcalinas, con algunas pumitas y obsidianas, conos de cenizas y escoria con coladas de basalto alcalino, ignimbritas soldadas, domos de lava pantellerítica, depósitos de pumita de caída, tobas no soldadas y aluviones recientes (Haile et al., 2012).

Hay diversas manifestaciones de agua. Las termales sólo están cerca de volcanes centrales y a lo largo de líneas de falla.

Los acuíferos principales están en ignimbritas fracturadas y alteradas, coladas de basaltos y basalto escoriáceo y depósitos aluviales. El flujo regional está limitado a los domos de lava y formaciones volcánicas masivas con gruesas capas de cenizas. Las áreas de recarga corresponden a coladas basálticas y traquitas y a ignimbritas.

La alteración geotérmica a unos 300 ºC produce epidota, calcita, cuarzo y clorita y a unos 200 ºC caolinita y bedeilita, según la reacción

$$1{,}17NaAlSiO_3O_8 \text{ (albita)} + H^+ \text{ à } 0{,}5Na_{0,33}SiO_{3,67}O_{10}(OH)_2 \text{ (bedeilita)} + 1{,}67SiO_2 + Na^+$$

y a menor temperatura

$$0{,}5Na_{0,33}SiO_{3,67}O_{10}(OH)_2 \text{ (bedeilita)} + H^+ \text{ à } 3{,}5H_2O + 3{,}5Al_2Si_2O_5(OH)_4 \text{ (caolinita)} + SiO_2 + Na^+$$

Boku es una caldera de colapso entre las áreas etíopes de Gergedi y Sodere, de 400 m de profundidad (Haile, 2012). Hay grandes manantiales, algunos termales. Sodere mana 20-850 L/s de un domo riolítico, a 76-88 ºC y Gergedi 3200 L/s de depósitos piroclásticos, a 42-49 ºC. Es un área con fallas normales en escalera, tectónica extensional, coladas de lava de alta permeabilidad y rocas volcánicas ácidas.

Al SE de Kenya se encuentran los basaltos cuaternarios de Chyulu Hills, unos 3000 km^2, con abundantes grandes manantiales, como los de Mzima, que suman 3 a 5 m^3/s (Wright. 1987).

El Monte Kilimanjaro, en Tanzania, es un estratovolcán no activo actualmente formado por tres conos volcánicos. Culmina a 5899 m sobre el nivel del mar y a 4900 m sobre su base. Su exterior actual está relativamente poco erosionado, aunque ha sufrido importantes colapsos y rellenos. La actividad se inició hace unos 2,5 Ma. Hubo un colapso principal hace unos 1,9 Ma, con fracturas en anillo y reactivación, pero sin grandes explosiones. Dominan las lavas básicas con algunos piroclastos, con dos conos de fonolitas de 1Ma de edad. La actividad más reciente es de hace casi 200 ka en el volcán Kibo, que conserva algunas fumarolas en su cráter, aunque parece haber habido alguna erupción subhistórica. La montaña se drena por una red de ríos y torrentes por encima de 1200 m. Por debajo los caudales decrecen por evaporación y por usos humanos.

11.3. Africa Occidental y Sur

11.3.1 Región del Karoo

En la parte Sur del subcontinente africano, las rocas volcánicas del Karoo cubren actualmente >140.000 km^2, que son los restos de una provincia volcánica que fue mucho más extensa y que hoy se conservan bien en el centro de África del Sur y Lesotho y en los bordes de Namibia al W y de Mozambique, Zimbabwe, Swazilandia y Sudáfrica al E (Figura 11.3.1-1). Comprende extensos campos de lava, diques, dos enjambres de diques, sills e intrusiones interestratificadas, pero con pocos volcanes. En las áreas centrales del Karoo dominan los basaltos y en los bordes W y E hay además rocas volcánicas ácidas y ultrabásicas. Así, se encuentran carbonatitas, nefelinitas y picritas. Las diferentes rocas datan desde el Triásico medio al Cretácico inferior y se emitieron a lo largo de 130 Ma (Bristow y Saggerson, 1983).

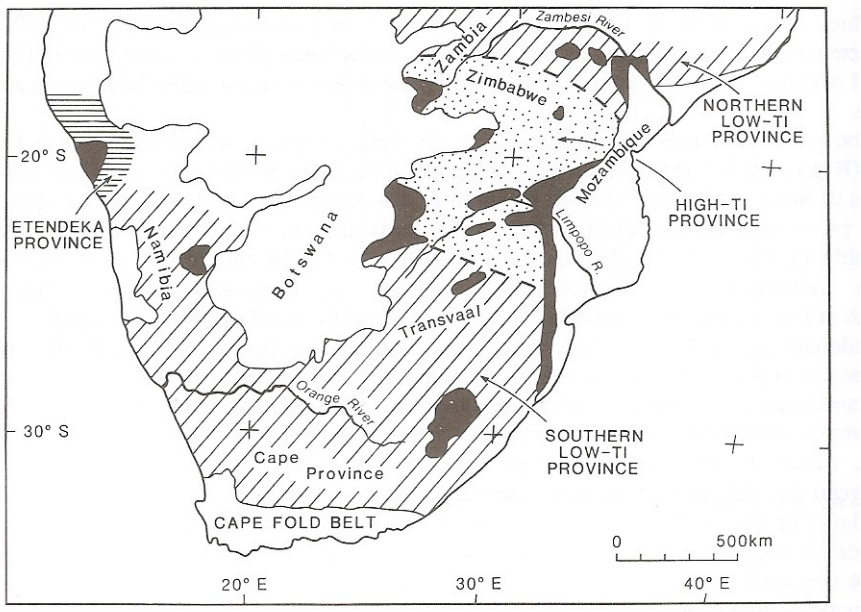


Figura 11.3.1-1 Provincial geoquímicas del Karoo, definidas según Cox (1988).

Los basaltos de la provincia de Etendeka, en Namibia, se formaron antes de la separación de África y Sudamérica y son coetáneos con los de la Cuenca del Paraná en Brasil (Figura 11.3.1-2).

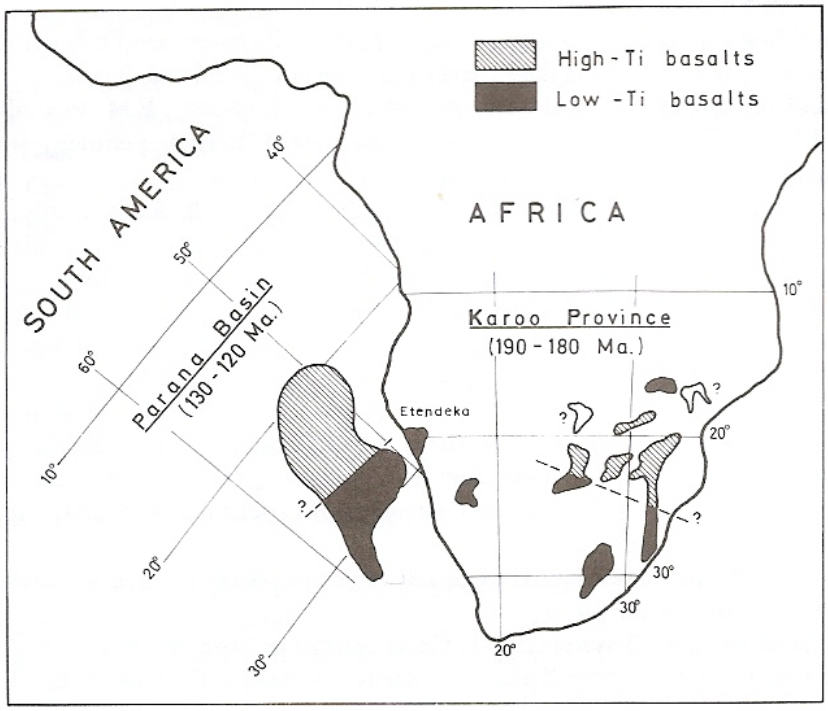


Figura 11.3.1-2 Ubicación a grandes rasgos de Sudamérica y el Sur de África antes de la separación continental con indicación de los basaltos de S de la Cuenca del Paraná y la maseta basáltica coetánea de Etendeka (Piccirillo et al., 1988).

Martnelli y Hubert (1983) estudiaron el agua subterránea en Sudáfrica, con basalto sobre un sill de dolerita con areniscas.

11.3.2 Alineaciones volcánicas del Camerún

El Altiplano de la alienación volcánica del Camerún y la meseta de Adamawa constituyen la segunda zona de mayor actividad volcánica de África después del rift oriental. Se trata de pilares (horsts), que incluyen al Monte Camerún, alternando con fosas (grabens), entre ellas la de Benue (Nono y Likeng, 2008). Los horst son un a modo de castillos de agua, bien recargados por la lluvia, que descargan periféricamente dando lugar a ríos caudalosos regulados por los acuíferos, en gran parte volcánicos. Los conocimientos son escasos, aunque hay un razonable número de estudios geofísicos. Bajo una capa gruesa más o menos lateritizada hay dos acuíferos, uno en roca meteorizada y otro en roca fracturada, hasta una profundidad de 11 a 120 m. El agua subterránea tiene una salinidad total entre 22 mg/L en zonas someras y 300 mg/L en fracturas profundas. La conductividad hidráulica varía entre 0,015 y 400 m/d y la transmisividad entre 0,3 y 3600 m^2/d, con pozos que producen entre <0,3 y 2 L/s, hasta 3,5 L/s en ciertos depósitos piroclásticos (Nono y Likeng, 2008). En los rellenos de las fosas, las capas de escoria son muy permeables y el agua puede tener altos contenidos en sílice y en hierro disuelto cuando se trata de materiales félsicos.

La alineación volcánica del Camerún culmina en el Monte Camerún, cercano al Golfo de Guinea (Figura 11.3.1-1). Es un volcán activo, con la última erupción en 2012. Se trata de erupciones moderadamente explosivas, con lava y con la peculiaridad de emitir carbonatitas. Tiene una altitud de 4040 m. Está formado por materiales basálticos a traquibasálticos sobre un pilar de rocas metamórficas precámbricas, con sedimentos encima desde el Cretácico al Cuaternario. Hay >100 conos de escorias (*cinder*) según fracturas, con un volumen total de 1400 km^3. Mientras la parte inferior del volcán está densamente vegetada, la parte alta está desnuda y puede tener nieve.

En la alineación volcánica del Camerún está el Lago Nyos y el Lago Monoun (Sección 13.7 del Capítulo 13) (Singurdsson, 1987; Nojiri et al., 1990; Kling et al.,1987; Zhang, 1996; Halbwachs et al., 2004).



Figura 11.3.2-1 Situación del Monte Camerún en de Oeste africano, en el Golfo de Guinea, frente a la isla de Malabo (antigua Fernando Poo, actualmente Bioko) y no lejos de las de São Tomé y Príncipe, que también tienen formaciones volcánicas.

11.4 Ofiolitas de Oman

De los 300.000 km^2 de superficie de Oman, 15.000 km^2 son de ofiolitas (Sección 3.1.2 del Capítulo 3), de 85 Ma de edad y 8-15 km de espesor, con meteorización débil. En los 700 km^2 del llano de Ibra, la corteza de 4-7 km de espesor está sobre 3-8 km roca del manto (Dewandel et al., 2005). Son lavas almohadilladas de basalto sobre el fondo oceánico, clorita de los diques por los que salieron las lavas, gabro, paso del moho y peridotitas serpentinizadas. De arriba abajo crece la alteración hidrotermal, con metamorfismo de facies verde, hasta el sellado de la roca.

La peridotita se altera en el exterior y da óxidos y arcillas muy friables y porosas. Reciben recarga y dan lugar a algunos cursos de agua permanentes en la parte alta, cuyo caudal se infiltra al llegar a los gabros de la zona baja, que tiene fisuras verticales con espaciados de decimétricos a métricos. El 50% de los pozos que producen >5 m^3/h están en gabro y dolerita y 18% en peridotita. Hay conjuntos de fracturas tectónicas espaciadas kilómetros y de hasta 10 m de ancho, que pueden ser activas hasta ≥500 m de profundidad. El medio se comporta como de doble porosidad, con conductividad hidráulica k= 0,1-10 m/d, transmisividad T = 100-10000 m^2/d y coeficiente de almacenamiento S = 0,001-0,1 (Dewandel et al., 2005). El gabro sano tiene una porosidad m < 0,007 y fisuras de 10 a 100 µm de ancho; la peridotita sana las tiene de 20 a 100 µm. El agua circulante somera es bicarbonatada magnésica, con <850 µS/m de conductividad eléctrica y la profunda es clorurada sódica-cálcica, con CE >1000 µS/cm.

En la montaña, la captación de agua subterránea en estos materiales se hace mediante galerías horizontales (*falaj, aflaj* en plural). Tras la perforación se drena un caudal que decrece exponencialmente a lo largo del tiempo, en 3-5 d, hasta un valor estable, que puede ser notablemente menor que el inicial o nulo si antes se evapora. Es algo que se puede simular matemáticamente, así como las afecciones en el entorno y aguas abajo (Parks y Smith, 1983). Tras un evento de recarga, el falaj vuelve a actuar como línea drenante. La inclinación del falaj afecta poco a su comportamiento, aunque cuanto más pendiente menor es el caudal.

11.5 Meseta basáltica del Deccan

La región del Deccan, en la India central y occidental, tiene uno de los mayores derrames basáticos de la Tierra. Está en los estados de Maharashtra, Gujarat, Madbya Pradesh, Andra Pradesh y Karnataka, con 150 millones de habitantes y150 millones de cabezas de ganado. El 30% del área es semiárida y el 85% del cultivo se hace en secano. La franja costera tiene una altitud de 0 a 60 m, a 40-60 km de la costa, en el Ghat occidental la altitud es 700-1350 m y al E los basaltos suben de 70 a 359 m en 500 km.

Actualmente los basaltos se extienden sobre unos 500.000 km^2 de lo que inicialmente fueron unos 800.000 km^2 según Limaye (2010), 1.200.000 km^2 según Sen et al. (2006) y Versey y Singh (1982) y 1.500.000 km^2 (entre 1·10^6 y 2·10^6 km^2) según Peng (1994). Véase la Figura 11.5.1. Se estima un volumen de >1.000.000 km^3.

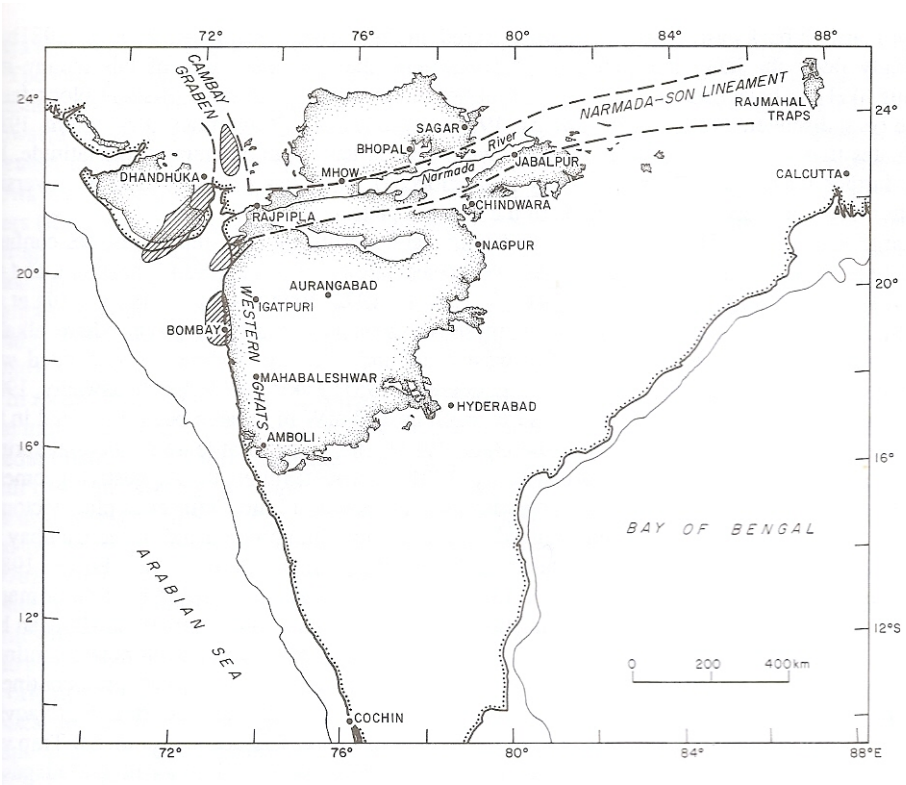


Figura 11.5-1 Situación de los traps del Deccan y de Rahmahal en la India, que se muestran punteados (Mahoney, 1988). Las áreas rayadas son anomalías positivas de la gravedad. Otros detalles pueden verse en Peng et al. (1994).

Estos grandes derrames de basaltos toleíticos se deben a un punto caliente, que después se desplazó hacia el SW y actualmente está bajo la isla de La Reunión (Peng et al., 1994), migrando a 15 cm/a. Se estima que el magma se inició a una profundidad de 3645 km y se acumuló en cámaras magmáticas a 15-30 km profundidad. Las erupciones individuales fueron de hasta 700 km^3, quizás >2000 km^3, hace 66±1 Ma, en el Cretácico superior y Eoceno, con erupción en <1 Ma (quizás en sólo unos 22,8 ka) y 3,5 Ma de incubación antes de la efusión rápida.

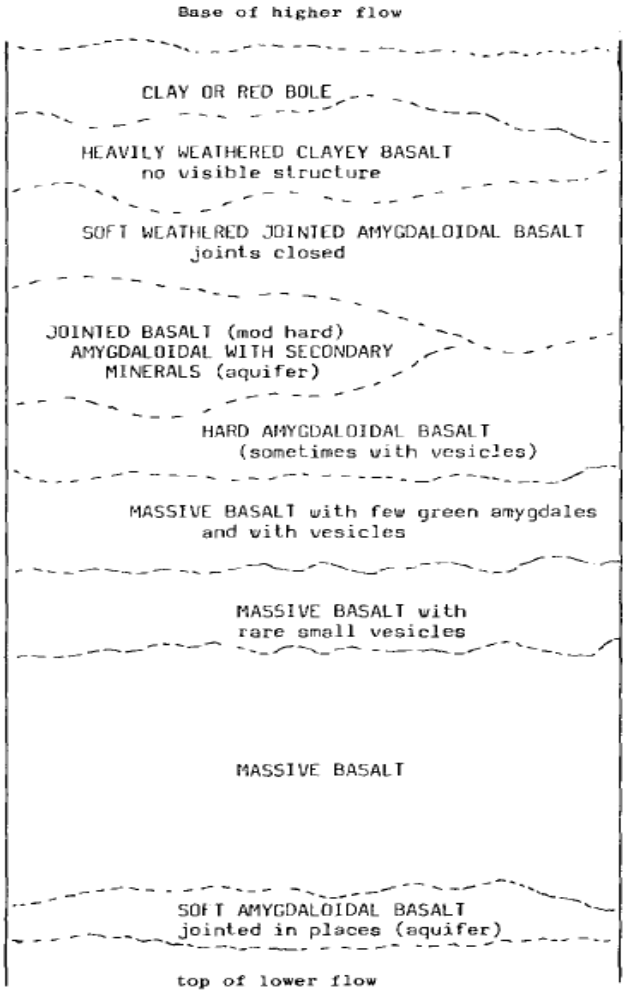
La relación $^{3}He/^{4}He$ original es $14R_a$ (la relación en la atmósfera actual), similar a la de otros basaltos oceánicos. La relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70483, con $\delta^{18}O$ de la roca = 6,6‰ a 7,4‰ en clinopiroxeno y plagioclasa (Peng et al., 1994).

Las efusiones fueron de basaltos vesiculares, amigdaloideos, fracturados y diaclasados, compactos y meteorizados (Deolankar, 1980). Los diques de las efusiones se encuentran al NE de Bombay, con frecuencia decreciente hacia el S y orientación aleatoria ya que no hay un proceso de extensión. Hay diques de 64 Ma de erupciones toleíticas y lamprófidicas posteriores en fase de extensión posterior. Las efusiones se produjeron principalmente en la costa W de la India, donde hay diques de dolerita de hasta 60 m de ancho y gruesas capas de brecha volcánica, capas de cenizas, coladas compuestas y grandes fenocristales de feldespato (Versey y Singh, 1982).

La formación consiste en coladas entre 2 y 30 m de espesor, generalmente entre 12 y 15 m, con un total hasta 900 m, horizontales o subhorizontales, casi no perturbadas y con sólo alguna falla costera. La inclinación media es de <0,05º al W. El espesor máximo es de 1830 m cerca Bombay y 1813 m en Saurashtra, en el borde más alejado de afloramiento, y 750 m en el centro de Madhya Pradesh y el E de Maharashtra. Según Peng et al. (1994), el espesor visto en el W es de unos 2700 a 3000 m. Las coladas pueden tener hasta 100 km de longitud (Sen et al., 2006) o más (Peng et al., 1994).

Las coladas forman capas continuas o traps. Son lavas vesiculares amigdaloides y compactas, con calcita y zeolitas, pasta de olivino, piroxeno e iddingsita, diaclasas verticales con planos entre coladas, almagres entre capas y diques de la misma composición que los traps y de algunos cm a 6 m de grosor, que actúan como barreras o conductos según sea la diaclasación/alteración. Los basaltos están bastante alterados, con lateritas de hasta 50 m de espesor y basalto desintegrado, con nódulos de calcita, en especial en clima árido (Limaye, 2010).

La Figura 11.5.2 es una representación de las características de un trap. La Figura 11.5.3 muestra una sección del conjunto de traps del Deccan, identificados por capas individualizadas (Peng et al., 1994), con las inclinaciones resultantes de las pendientes de las coladas desde los lugares de emisión.



.Figura 11.5.2 Representación no a escala de las características de un trap del Deccan (Sen et al., 2006).

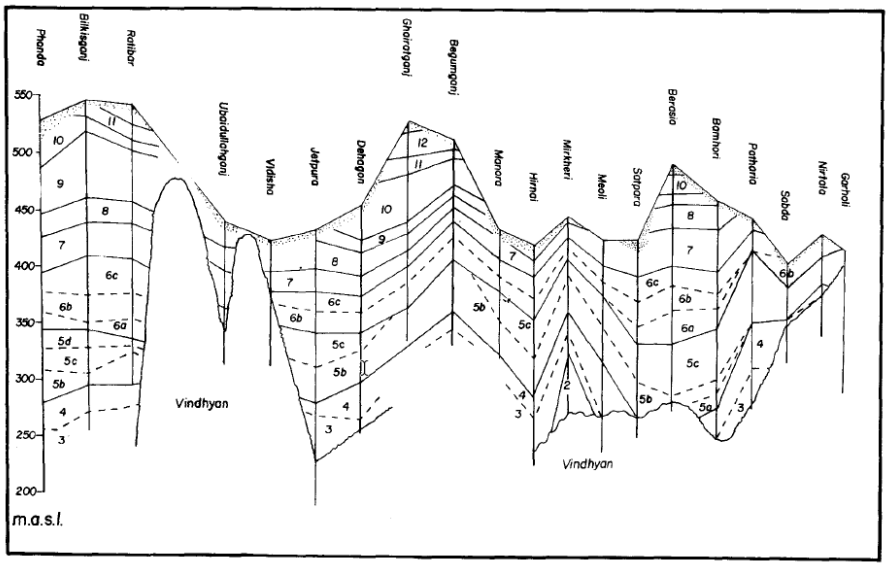


Figura 11.5.3 Sección del conjunto de traps del Deccan, identificados por capas individualizadas (Peng et al., 1994). Las inclinaciones son las resultantes de las pendientes de las coladas desde los lugares de emisión.

La precipitación media es P = 2000 mm/a en el W y 5000 mm/a en el E, pero disminuye mucho en el interior continental, hasta 300 mm/a a baja altitud y 1000 mm/a en áreas altas. El agua de escorrentía se retiene en presas. Se practica el sobreriego por anegación y eso produce salinización del suelo en zonas bajas.

Se produce recarga R durante 4 meses, con R/P = 0,03-0,13. Tras el monzón y hasta el siguiente monzón, el acuífero freático puede llegar a casi secarse. Lo ríos son estacionales.

Para regar se han construido múltiples pozos de gran diámetro, algunos hasta más de 20 m, y más recientemente muy numerosos pozos tubulares perforados con máquina. Los caudales son muy variables. Los pozos más productivos están cerca de los cauces. Los pozos perforados de 150 mm diámetro tienen de 30-100 m y sólo están entubados en la parte alta. No se obtienen caudales útiles a más de 100 m de profundidad (Limaye, 2010).

La roca meteorizada almacena agua, con porosidad drenable del 0,02 al 0,15 si la roca está muy meteorizada y de 0,0015 a 0,04 si es roca dura fracturada. Los pozos producen 1-100 m^3/d, de un medio con una conductividad hidráulica más frecuente k = 0,01-1,5 m/d (Limaye, 2010). Una cuenca media tiene unos 100 km^2 de superficie y un tiempo de renovación de τ = 2 años.

La explotación intensiva del acuífero se inició en las décadas de 1950 y 1960 como respuesta a sequías. Desde 1972 se ha tenido una promoción gubernamental, aunque con cambios recientes. En el estado de Maharahtra hay unos 90.000 pozos excavados y 220.000 sondeos. En el Deccan hay un total de 1.660.000 pozos para riego de $1{,}75 \cdot 10^6$ ha (Limaye, 2010).

Un pozo excavado de 3-8 m diámetro de 5-15 m de profundidad que pase la parte meteorizada y penetre un poco la roca fracturada puede tener agua almacenada para 8-10 h. Para su extracción se suele disponer de varias plataformas para colocar las bombas según desciende el nivel del agua. Estos pozos pueden tener catas horizontales manuales o mecánicas de 25-75 mm de diámetro y 10-15 m de longitud. También pueden haberse perforado sondeos de 100-150 mm de diámetro, hasta 50-60 m de profundidad, en el fondo de los pozos excavados.

En Valle de Betwa, los basaltos muy fluidos llegaron desde un origen distante al W, fluyendo sobre areniscas y dejando colinas residuales de un relieve original de ≥530 m de altitud. Buena parte del basalto ya está erosionado. Son coladas de hasta ≥200 m de espesor, compactas, con superficies de enfriamiento internas cerca del origen, pero sencillas a cierta distancia, cuando las costras son ya muy duras y la lava ya no la rompe, pero las levanta y da espesores de 40-50 m y fluye hacia el frente y la mueve. Al alejarse, la fluidez disminuye, el rozamiento rompe la costra y pasa a bloques, pero más tarde ya no la rompe y da columnas torcidas. Según Versey y Singh (1982), en el Deccan la lava avanzó poco a poco, empujando como una unidad, como un sill bajo su propia costra. Una colada está formada por la continua erupción de cientos de km^3 durante muchos centenares de años, quizás hasta 1 km^3/a. Las coladas se pueden seguir en más de 100 km. No hay diques.

En el Valle de Betwa el espesor es de ≥300m y contiene unas 16 coladas de espesor medio de 20 m y máximo de 50 m. El corte de una colada, de arriba abajo, es: suelo marrón obscuro o negro (vertisol), arcilla amarilla, costra escoriácea, nivel en que los poros se interconectan, basalto vacuolar con mayor densidad hacia arriba, basalto masivo, a veces con diaclasación columnar, fracturado (Versey y Singh, 1982), como muestra la Figura 11.5.4.

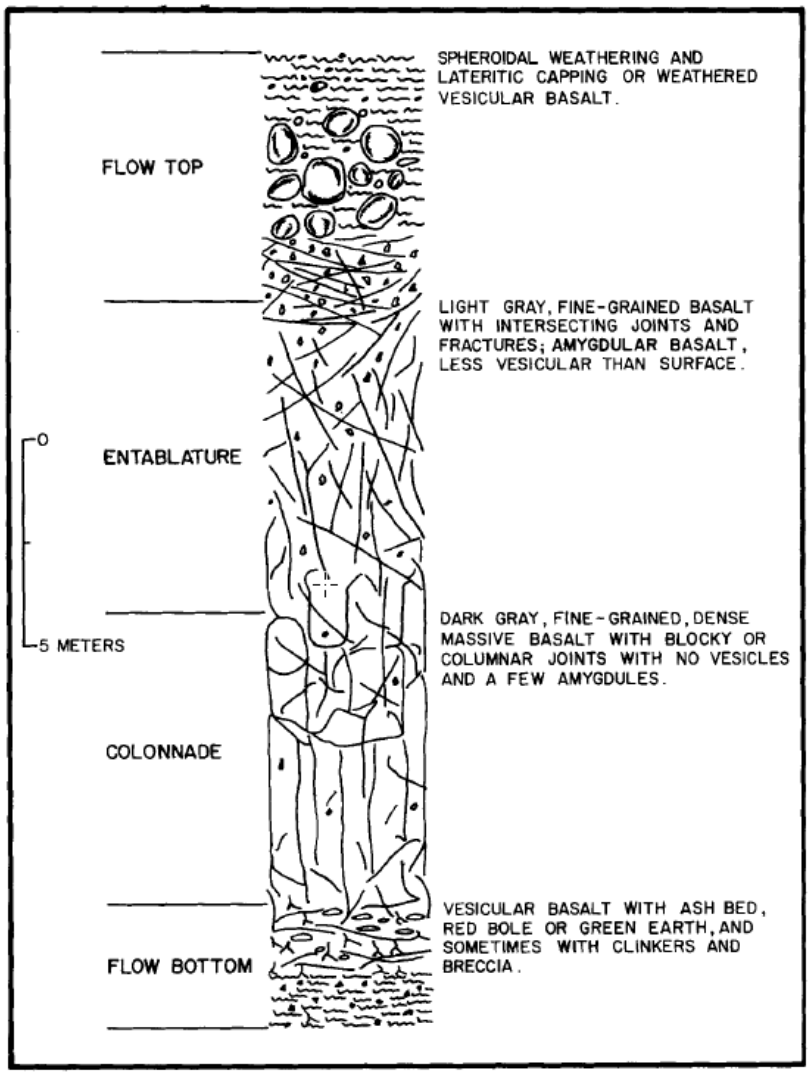


Figura 11.5.4 Corte característico de una colada basáltica de los traps del Deccan (Uhl, 1979).

El agua fluye entre coladas, pero no en la zona masiva ni en la parte amigdaloidea, salvo que la roca esté rota y muy alterada. También fluye por la capa de roca superior, si no está muy arcillificada o erosionada, y en especial si está bien desarrollada y cubierta por otra colada antes de que la alteración sea excesiva. El principal acuífero es el acuífero superficial, en parte medio alterado y de carácter local. El desarrollo es malo en terreno con colinas, pero alcanza 10-20 m en llanos o valles. El nivel freático sigue el relieve. Puede haber conexión con zonas permeables más profundas. Es difícil correlacionar sondeos próximos, salvo que estén muy cercanos. El registro geofísico ayuda a la correlación, en especial el gamma para la densidad, ya que la densidad es menor entre capas. Cada capa tiene una densidad característica.

Cada capa reacciona como si estuviese confinada, casi o sin recarga y con falta de continuidad lateral. La transmisividad T vale hasta 600 m^2/d localmente y regionalmente es <3-4 m^2/d, con una media de 14-50 m^2/d. Alta T quizás en zonas de lava rota y en bloques. La probabilidad de encontrar alta T en una colada es 1/50 y 1/6 en las 8 coladas penetradas (Versey y Singh, 1982). El gradiente hidráulico vertical en zonas de recarga vale 0,2 y 0.002 en zonas de descarga. Los acuíferos profundos son casi estacionarios.

La erosión produce arcilla amarilla marrón, si no se la lleva. Puede alterarse a arcilla roja (*bole*).

La recarga por la lluvia descarga por manantiales en los bordes de los trap, primero el superior y a partir de este de los más profundos, si el relieve lo permite (Figura 11.5.5). La Figura 11.5.6 es una esquematización.

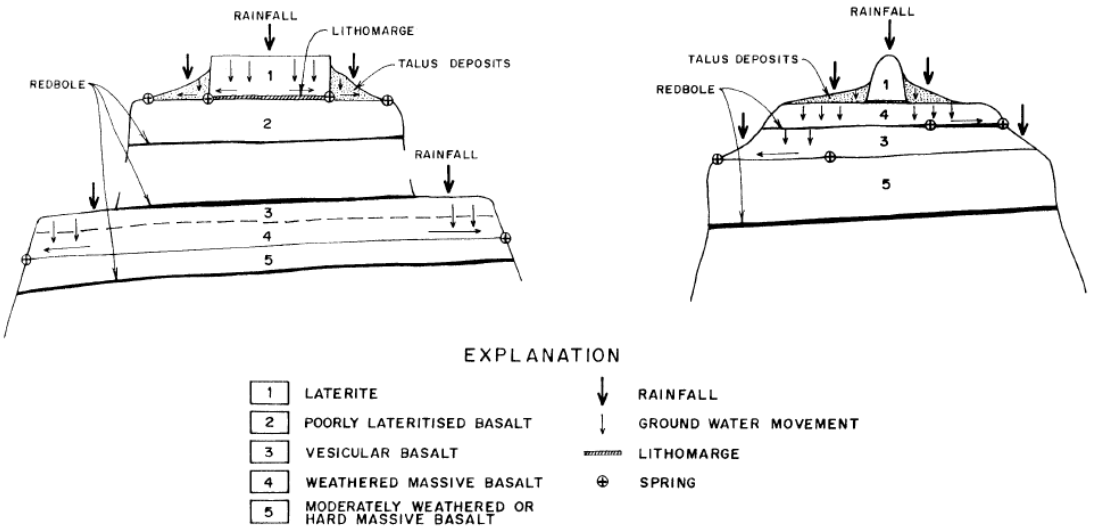


Figura 11.5.5 Cortes geológicos en la parte alta de la Cuenca de río Koina, India occidental (meseta del Deccan) que muestran las condiciones de existencia de distintos tipos de manantiales (Naik et al., 2002).

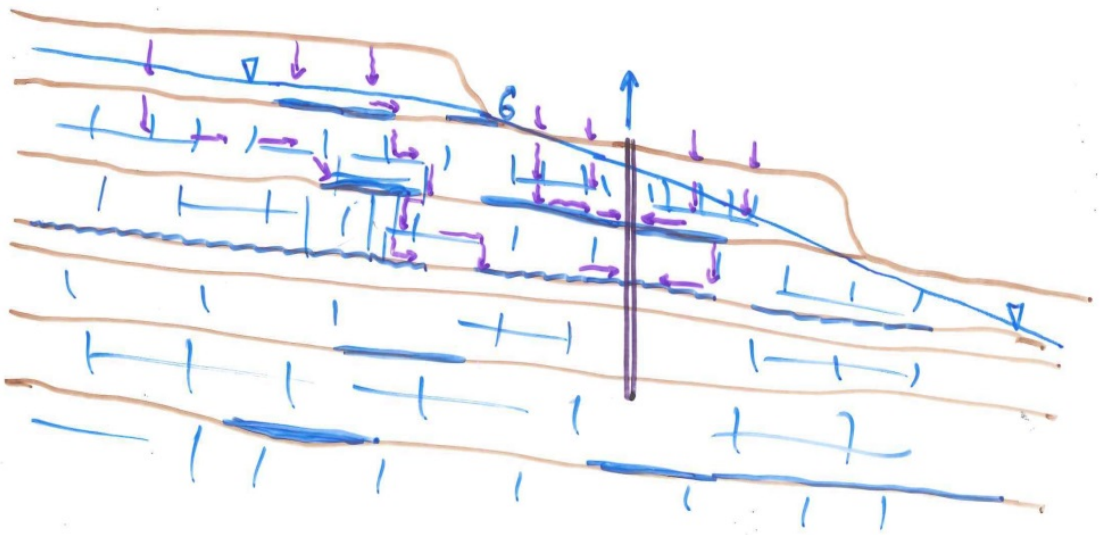


Figura 11.5.6 Esquematización del flujo en un conjunto de traps que están en una ladera suave.

Se ha calculado la recarga R en los basaltos paleocenos de los 1153 km^2 de la cuenca del río Kukadi. Se trata de coladas compactas y masivas o vesiculares, recubiertas de suelo negro de meteorización del basalto. Pare ello se realizó un marcado con 10 µCi/L de ^{3}H a la profundidad radical de unos 0,60 m, antes del monzón (Hodlur et al., 2003). Se realizaron muestreos hasta 2-3 m de profundidad en tramos de 10 cm. Se obtuvo R = 5-24 mm, equivalentes a R/P = 0,08. Se encontró una relación inversa entre R y la conductancia eléctrica longitudinal unitaria y directa con la resistividad eléctrica transversal, derivada de estudios con sondeos eléctricos verticales (SEV). Athavale et al. (1983) también calcularon la recarga por inyección de tritio.

En los basaltos de la India semiárida, para una precipitación media de P = 676 y 835 mm/a, Sharda et al. (2006) calcularon una recarga R/P de 0,115 y 0,11, respectivamente. R/P crece y luego decrece con P, según R = a(b – e^{-n}) con n = lluvia acumulada. En estructuras, a = 147 a 41; b = 1,072 a 3,323. La recarga es menor si hay fragipanes y capas sedimentarias de baja permeabilidad.

Las condiciones hidrogeológicas más favorables varían de un lugar a otro (Kulkarni et al., 2000). Según Nask y Awasti (2003a; 2003b), en los Ghats Hills occidentales, a 1600 km de la costa y paralelos a la misma, a 1000-1300 m de altitud, la precipitación media es de P = 4000-5000 mm/a. La escorrentía es grande y la recarga pequeña. En la cuenca del río Koyna, en el E, orientada N-S y con 20.136 km^2 en la meseta del Deccan, las fracturas y lineamientos favorecen el movimiento vertical del agua. Para mejorar los caudales, los pozos se ubican en o cerca de lineamientos, en la intersección de lineamientos, con preferencia por los lineamientos NE, por los pedimentos potentes en vez de las mesetas y por la proximidad del río. De la modelación de un área con 1500 pozos se deducen valores regionales de la transmisividad de 10-235 m^2/d (Narayanpethka et al., 1993).

Existen diferentes intentos de caracterización de las propiedades hidráulicas de los basaltos del Deccan a través de los datos de los pozos. La Figura 11.5.7 es un ejemplo en que se estudiaron 700 pozos, cuya productividad depende de ubicación geográfica respecto a las formas del terreno. Los pozos más productivos están en los valles y torrentes anchos y los menos productivos en las laderas y en las crestas o colinas o cerca de las mismas (Uhl, 1989). Los basaltos tienen una productividad menos variable que la de los granitos (Figura 11.5.8) y los derrames basálticos más recientes son más productivos que los más antiguos (Figura 11.5.9).

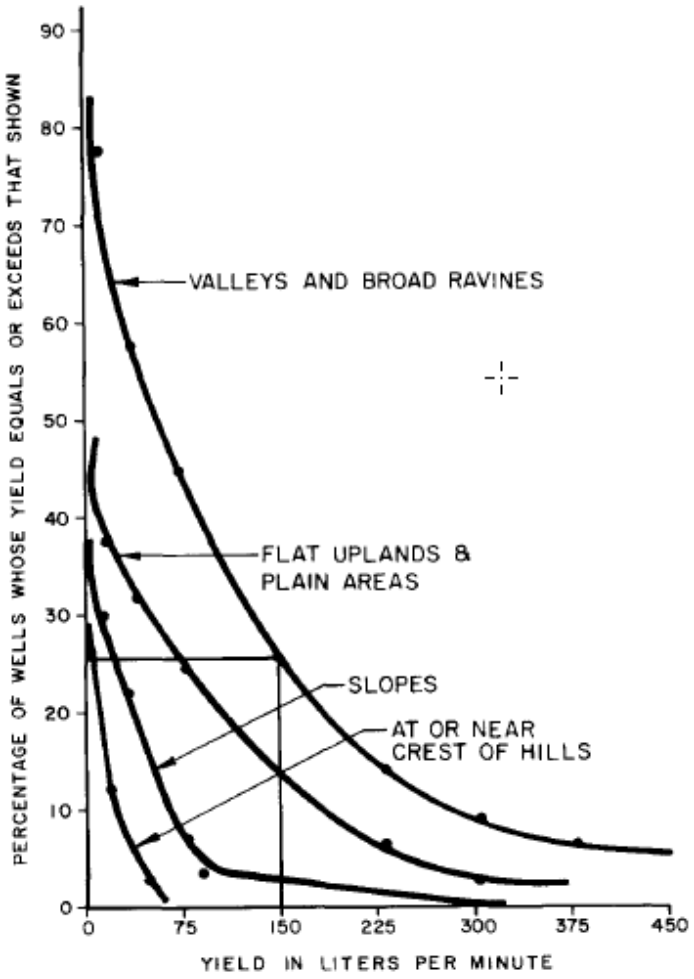


Figura 11. 5.7 Relación entre el porcentaje de pozos cuyo caudal iguala o supera un valor y el caudal en L/min según su posición morfológica (Uhl, 1979; 1986).

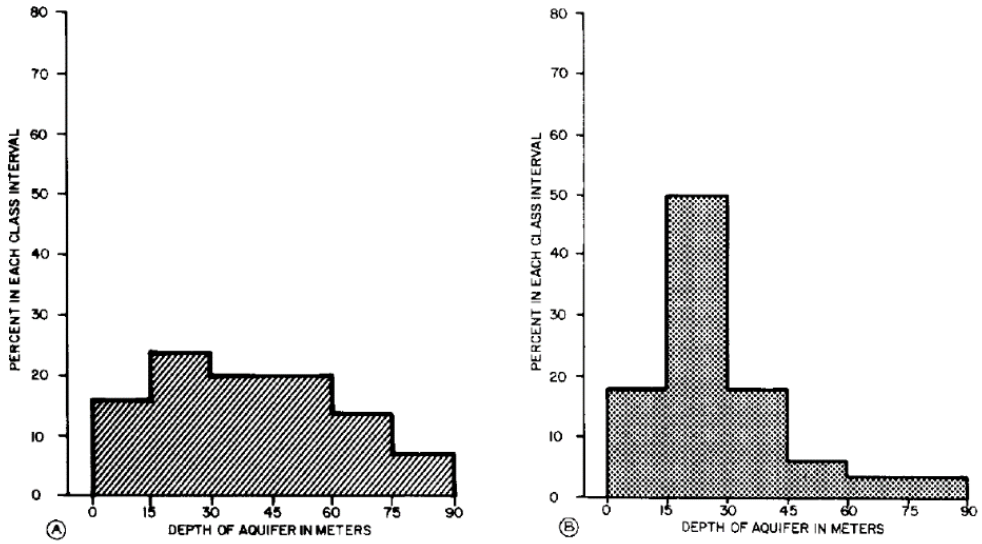


Figura 11.5.8 Porcentaje de pozos en cada intervalo de caudales de su conjunto, en función de la profundidad, según Davis (1974). Figura izquierda: basaltos del Deccan; figura derecha rocas cristalinas, principalmente granito.

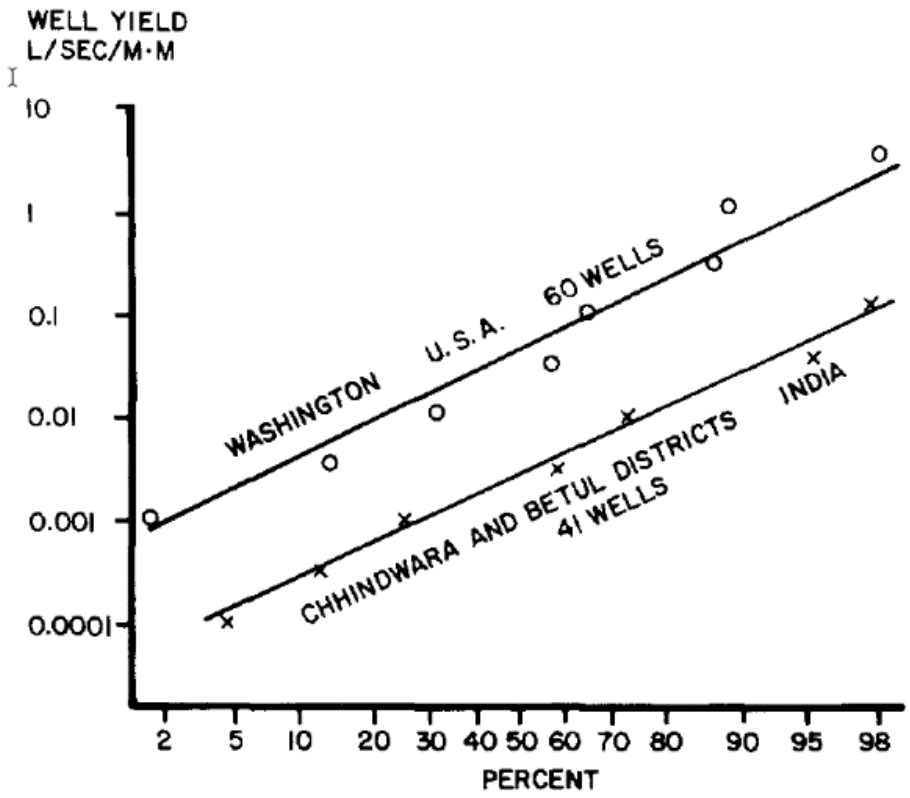


Figura 11.5.9 Distribución de la productividad de los pozos en derrames de basaltos en L/s/m/m (por metro de descenso y metro de penetración bajo el nivel freático), según Davis (1974), para los basaltos de la Meseta de Columbia en el estado de Washington y en dos distritos de los basaltos del Deccan. La productividad es proporcional a la conductividad hidráulica.

Según Saha y Agrawal (2006), para los traps del Deccan la transmisividad hidráulica es T = 10-700 m^2/d, la porosidad drenable es Sy = 0,01-0,015 y el coeficiente de almacenamiento S = 0,0001-0,1. La porosidad del basalto es m = 0,001-0,01 si es masivo y m = 0,05-0,11 si es vesicular. Según Chadha (1983), los valores extremos y el (intervalo central) de la conductividad hidráulica, en m/d, son: basalto masivo 18-50 (5-14); basalto vesicular 52-260 (10-150); basalto alterado 22-54 (4-23); basalto masivo y brecha 30-60 (8-20).

La agricultura es una causa de contaminación de las aguas someras de los basaltos por el uso de nutrientes nitrogenados, a veces en notable exceso sobre las necesidades estrictas, y también por la población y ganadería. Son frecuentes los contenidos altos en nitrato (Pawar y Shaikh, 1995; Pophare et al., 2014), sin signos claros de que haya reducción natural.

La escasez de recursos de agua subterránea en la estación seca y en años secos ha propiciado intentos de recarga artificial a partir de la escorrentía durante el monzón (Das y Ars, 1971). Bhusari et al. (2016; 2017) presentan una técnica de recarga novedosa que consiste en una pared de hormigón reforzado a modo de presa enterrada, apoyada sobre roca no permeable, para detener el flujo del agua subterránea y hacer que se almacene en los niveles permeables afectados. La pared de 6-8 m de la presa tiene 6-8 m de altura, afecta a una longitud de 50-150 m y tiene una cuenca de 10-50 km^2.

La explotación creciente de los pozos profundos tubulares ha creado la merma y secado de pozos de gran diámetro del entorno y ha originado una competencia entre explotadores para perforar pozos cada vez más profundos, en detrimento de los ya existentes.

Los aspectos sociales de la explotación del agua subterránea en los basaltos del Deccan tiene algunas particularidades, en un contexto en que no hay control oficial del agua extraída y que el agricultor tiene un fuerte sentido de su propiedad, de modo que las disputas por el agua se pueden llegar a abordar al margen de la ley (Limaye, 2010). En el caso de un nuevo pozo de caudal relativamente grande, que puede afectar a vecinos, se esperan 7-10 años para que el agricultor recupere su inversión, para después reducir el bombeo según decida el consejo de la aldea, para así permitir que otros agricultores construyan su pozo. Se hace por persuasión mejor que por ley. Un buen pozo puede convertirse en una fuente comunitaria, de modo que la mitad del agua extraída es para el propietario y la otra mitad es para los agricultores vecinos. El pozo puede ser utilizado para recarga durante el monzón.

11.6 Australia

Australia tiene formaciones volcánicas en diferentes partes de su territorio, frecuentemente en condiciones de aridez climática, con lo que hay aspectos hidrogeológicos involucrados. Normalmente los materiales volcánicos no reciben más atención que los otros, con los que se suelen considerarse integrados.

En Victoria se encuentran basaltos neógenos con >15 volcanes. Para una precipitación media P = 625 mm/a, la recarga media es R/P = 0.07 mm/a, que se produce sobre los conos volcánicos y R/P = 0,02 en las áreas llanas y meteorizadas. R se ha derivado de un balance diario de agua en el suelo, considerando un umbral para la roca fisurada (Gill et al., 2011).

Un rasgo volcánico característico de Australia es la existencia de lagos de agua salina, sin que lo sea el agua subterránea del lugar. Están en Victoria occidental (*Western Victoria*), donde la precipitación media es de 800 mm/a y la evaporación potencial de 1200 mm/a. Se trata de volcanismo terciario tardío, con dos coladas de basalto escoriáceo y tobas piroclásticas. El espesor máximo es de 30 m, con 20 m saturados, transmisividad T = 10-800 m^2/d y conductividad hidráulica, k = 0,3-25 m/d (Adler y Lawrence, 2004). Los lagos están en una llanura, pero con un contorno más alto, de unos 20 m y en general con <5 m de agua, en un área deforestada y con extracciones de agua subterránea. Se ha producido un progresivo secado y desaparición de algunos lagos. La salinidad del agua lacustre es de <1 a 90 g/L, con pH 9,2-9,7 y alto Na y K.

En el E de Australia hay campos de lava y algunos pitones y diques-capa. En el centro de Nueva Gales del Sur (*New South Wales*) hay rocas magmáticas miocenas intrusivas, extensas, desde hace 65 Ma hasta hoy. El basalto del Terciario está muy fracturado y bien conectado con la superficie. Para la planificación hidrológica se ha realizado una cartografía de manantiales, rezumes y sus asociaciones de flora y de fauna (Green et al., 2013). En el área hay 2 grandes centros volcánicos, de magma alcalino intermedio, de 30 y 15 km diámetro, 800 y 500 m de altura y 17-13 y 13-11 Ma de edad, respectivamente. Las aguas subterráneas son bicarbonatadas sódicas, con aporte de CO_2 volcánico (Schofield y Jankowski, 2004).

En los estudios de caracterización de la recarga en el SE de Australia se encontró que la precipitación aporta al agua una marca dominante en cuanto a los isótopos del Sr, comparada con la influencia de la meteorización de la roca basáltica. Esto ayuda a diferenciar la recarga difusa por la precipitación en la parte somera del acuífero, de la del acuífero profundo por debajo de los basaltos, que se realiza en los bordes de la cuenca por infiltración de agua superficial en los afloramientos marginales de roca no volcánica (Raiber et al., 2009), como muestra la Figura 11.6.1

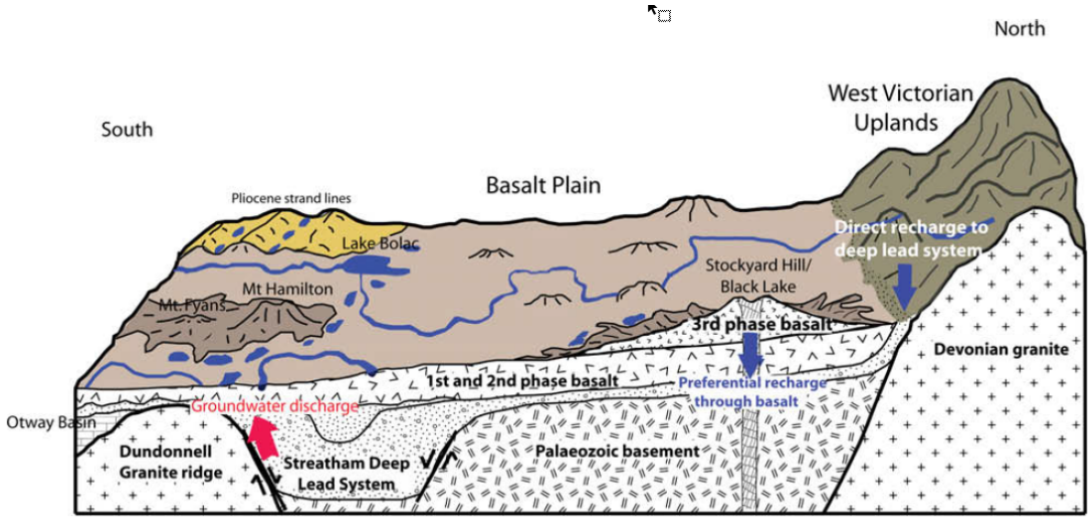


Figura 11.6.1 Modelo conceptual de las interacciones entre los basaltos recientes y las formaciones profundas del sistema acuífero del SE australiano (Raiber et al., 2009).

En Australia del Sudeste (*South-eastern Australia*) existe una extensa área de erupciones intraplaca, con 14 lugares de emisión, que resultan en numerosos conos volcánicos y cráteres y coladas de lava, de unos 5 ka de edad, parte de los cuales son maares (Figura 11.6.2), entre ellos el Blue Lake. El Blue Lake (Lago Azul) es un importante recurso humano y ambiental local asociado al agua subterránea. Está junto a la ciudad de Mount Gambier, en el lado N del complejo volcánico, y ocupa el fondo parciamente relleno de un gran cráter de explosión (Figuras 11.6.3 y 11.6.4). El lago tiene una superficie de 60 ha, una profundidad de 77 m y un volumen de 37 hm^3. Casi no hay cuenca vertiente y casi toda el agua es de origen subterráneo. El acuífero está en calizas karstificadas muy transmisivas, que forman el substrato dominante. Es una notable estructura volcánico-sedimentaria (Sección 5.3 del Capítulo 3). En el karst se diferencian dos niveles acuíferos horizontales, que están verticalmente interconectados alrededor del complejo volcánico, de acuerdo con la disposición estructural de la región. La salida volcánica probablemente coincide con debilidades estructurales profundas y episodios repetidos de fallado del basamento y la roca encima. Así, el volcanismo puede haber propiciado la karstificación a varios niveles (Telfer, 1993). Inicialmente era un lago con agua en tránsito, pero a causa de las tomas de agua, ahora es terminal gran parte del tiempo. Las aguas residuales son una gran amenaza para la calidad del agua subterránea y la nitidez del lago.

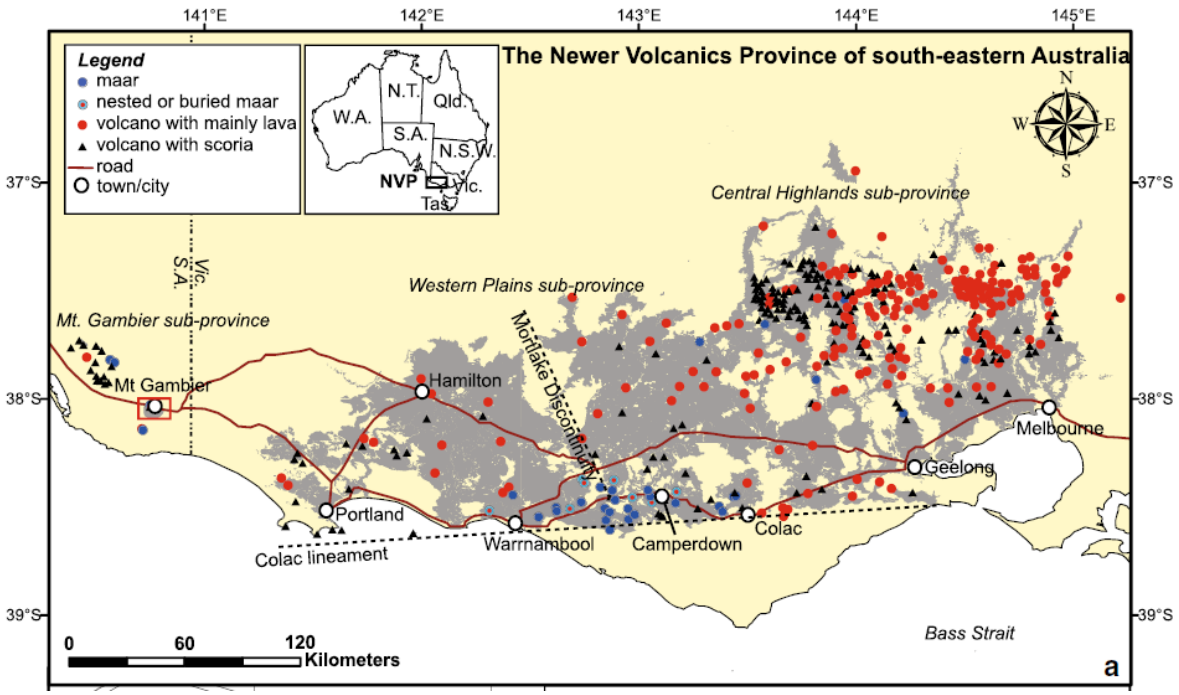


Figura 11.6.2 Reciente provincia volcánica de Australia del SE. Hay >400 puntos de erupción entre Melbourne (al E) y el Monte Gambier (al W), según Joyce-1975, en van Otterloo y Cas (2013).

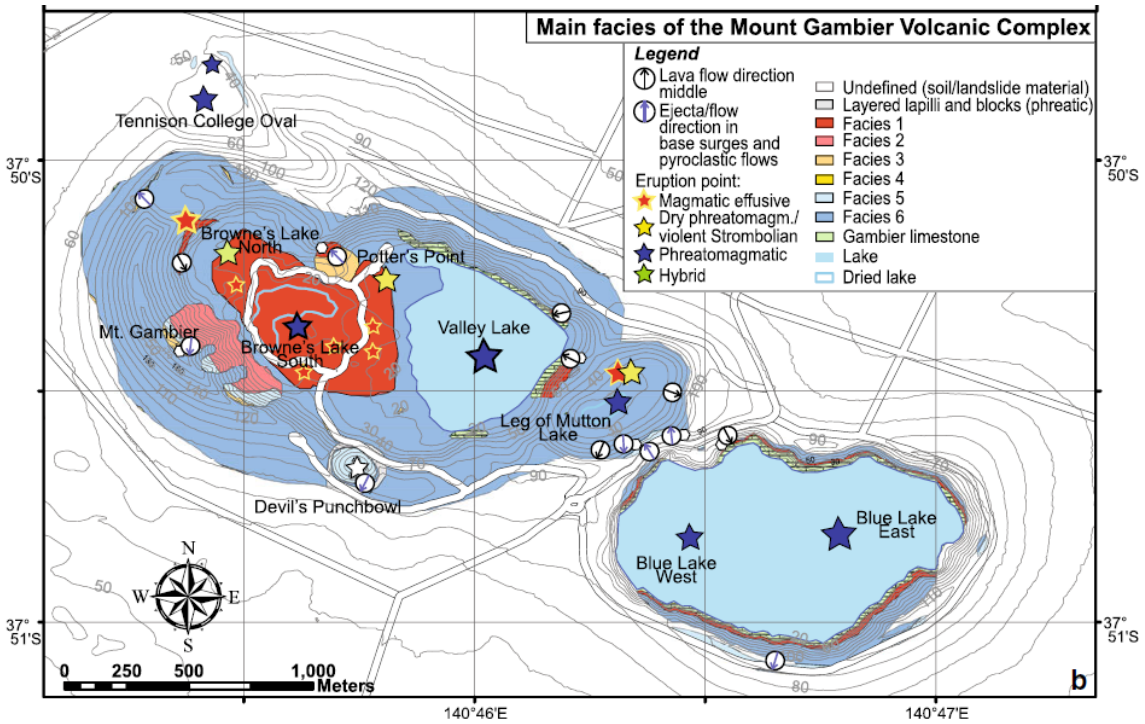


Figura 11.6.3 Complejo volcánico del Mt. Gambier, con el Blue Lake (van Otterloo y Cas, 2013).

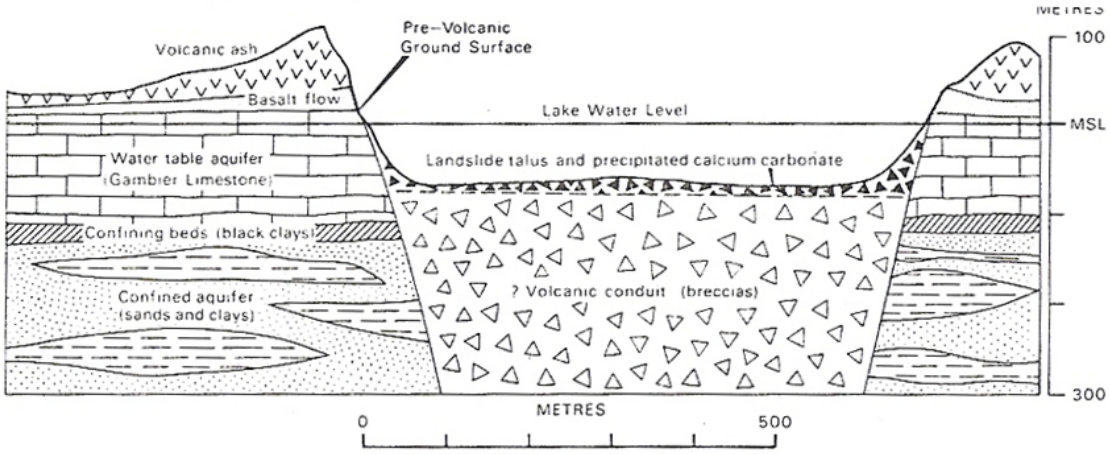


Figura 11.6.4 Corte geológico por el Blue Lake, Mount Gambier, Australia del SE (van Otterloo y Cas, 2016).

El riesgo de contaminación de los acuíferos a través de las formaciones volcánicas es de pequeño a moderado debido a la ausencia de malpaíses y tubos volcánicos y suelos bien desarrollados, salvo en los depósitos más jóvenes (Kiernan et al., 2003), aunque en situaciones como la del acuífero del Mt. Gambier el riesgo se concentra en las formaciones carbonatadas karstificadas.

11.7 Referencias

Aboubaker, M., Jalludin, M., Razak, M. 2013. Hydrochemistry of a complex-sedimentary aquifer using major ions and environmental isotopes data: Dalha basalts aquifer, southwest Republic of Djibouty. Environ. Earth Sci., 70-3335-3349.

Adler, R., Lawrence, C.R. 2004 Causes and implications of the dying of the Red Rocks crater lakes complex, Australia. In: J.J. Carrillo-Rivera and M. Adrian Ortega G., Groundwater Flow Understanding : from Local to Regional Scale. International Association of Hydrogeologists, Congress of Zacatecas. London: Taylor & Francis, 2008 Print.

Athavale, R.N., Chand, R., Rangarajan, R. 1983. Groundwater recharge estimates for two basins in the Deccan Trap basalt formation/Estimation de la recharge des eaux souterraines de deux bassins dans la formation de basalte du Deccan Trap. Hydrological Sciences J., 28(4): 525-538.

Bhusari, V., Katpatal, Y.B., Kundal, P. 2016. An innovative artificial recharge system to enhance groundwater storage in basaltic terrain: example from Maharashtra, India. Hydrogeology Journal, 24(5): 1273-1286.

Bhusari, V., Katpatal, Y.B., Kundal, P. 2017. Performance evaluation of a reverse-gradient artificial recharge system in basalt aquifers of Maharashtra, India. Hydrogeology Journal, 25(3): 689-706.

Bouh, H., Jalludin, M., 2008. Qualité et recharge des systèmes aquiféres du Djibouti. Hydrogeology of Volcanic Rocks. SIHT, Djibouti: 15-18.

Bristow, J.W., Saggerson, E.P. 1983. A review of Karoo vulcanicity in Southern Africa. Bull Volcanol 46: 135–159. https://doi.org/10.1007/BF02597582

Chadha, D.K. 1983. Ground water resource evaluation of trappean flows. Suolosottosuolo. Torino: 457-464.

Cox, K.G. 1988. The Karoo province. In: J.D. Macdougall (ed.), Continental Flood Basalts. Kluwer: 239-271.

Das, K.N., Ars, C.R. 1971. Groundwater recharge techniques for the Deccan Trap Aquifer formations. Bull. Vulcanol., 35(3): 641-650.

Davis, S.N. 1974. Change of porosity and permeability of basalt with geologic time. Intern. Symp. Hydrology of Volcanic Rocks, UNESCO, Arrecife de Lanzarote.

Demlie, M., Wohnlich, S., Wisotzky, F., Gizaw, B. 2007. Groundwater recharge flow and hydrogeochemical evolution in a complex volcanic aquifer system, central Ethiopia. Hydrogeology Journal, 15: 1169-1181.

Deolankar, S.B. 1980. The Deccan basalts on Maharashtra, India; their potential as aquifers. Ground Water, 80: 434-437.

Dewandel, B., Lachassagne, P., Boudier, F., Al-Hathali, S., Ladouche, B., Pinalult, J.-L., Al-Suleimani, Z. 2005 A conceptual hydrogeological model of ophiolite hard-rock

aquifers in Oman based on a multiscale and a multidisciplinary approach. Hydrogeology Journal, 13: 708-726.

Furi, W., Razak, M., Travi, Y., Legesse, D., Alamayehu T., 2008. Hydrological system framework of the middle Awash Basin, MER. In: Hydrogeology of Volcanic Rocks. Actes Colloque Hydrogéologie 2008 CERD, Djibouti: 7-12.

Furi, W., Razack, M., Abiye, T.A., Kebede, S., Legesse, D. 2012. Hydrochemical characterization of complex volcanic aquifers in a continental rifted zone: the Middle Awash basin, Ethiopia. Hydrogeology Journal, 20(2): 385-400.

Gill, B., Cherry, D., Adalana, M., Cheng, X., Reid, M. 2011. Using three-dimensional geological mapping methods to inform sustainable groundwater development in a volcanic landscape. Victoria. Australia. Hydrogeology Journal, 19: 1349-1365.

Green, R.T., Brodie, R.S., Williams, R.M. 2013. Groundwater dependent ecosystems associated with basalt aquifers of the Alstonville Plateau, New South Wales, Australia. In: L. Ribeiro, T.Y. Stigter, A. Chambel, M.T. Condesso de Melo, J.P. Monteiro & A. Medeiros, Groundwater and Ecosystems. International Association of Hydrogeologists Selected Papers 18, Cap. 15. CRC Press: 183-196.

Haile, T., Abiye, T.A. 2012. The interference of a deep thermal system with a shallow aquifer: the case of Sodere and Gergedi thermal springs, Main Ethiopian Rift, Ethiopia. Hydrogeology Journal, 20(3): 561-574.

Halbwachs, M., Sabroux, J.C., Grangeon, J., Kayser, G., Tochon-Danguy, J.C., Felix, A., Béard, J.C., Villevieille, A., Vitter, G., Richon, P., Wüest, A., 2004. Degassing the "killer lakes" Nyos and Monoun, Cameroon. Eos, Transactions American Geophysical Union, 85(30): 281-285.

Hodlur, G.K., Singh, U.K., Das, R. K., Rangarajan, R., Chand, R., Singh, S.R. 2003. Geographical expression of natural recharge in different geological terrains. Ground Water, 41(6): 857-866.

Jalludin, M., Razack, M. 1994. Analysis of pumping tests, with regard to tectonics, hydrothermal effects and weathering, for fractured Dalha and stratiform basalts, Republic of Djibouti. Journal of Hydrology, 155(1-2): 237-250.

Jalludin, M., Razack, M. 2004. Assessment of hydraulic properties of sedimentary and volcanic aquifer systems under arid conditions in the Republic of Djibouti (Horn of Africa). Hydrogeology Journal, 12(2): 159-170.

Jalludin, M., Gaba, A., Bouh, H., Rezak, M., Khaireh, S. 2008a. First results from the hydrogeological experimental site in a volcanic aquifer, Mawari regional project, Republic of Djibouti (Horn of Africa). Hydrogeology of Volcanic Rocks. SIHT, Djibouti: 37-43.

Jalludin, M., Razak, M. 2008b. Recharge simulation in stream bed alluviums overlaping volcanic aquifers under arid climate, Repubic of Djibouti (Horn of Africa). Hydrogeology of Volcanic Rocks. SIHT, Djibouti: 123-128.

Kampurzu, A.B., Caron, J.P.H., Lubala, R.T. 1986. The East-African rift, magma genesis and astheno-lithospheric dynamics. Episodes, 9(4): 211-216.

Kiernan, K., Wood, C., Middleton, G. 2003. Aquifer structure and contamination risk in lava flows: insights from Iceland and Australia. Environmental Geology, 43: 852–865.

Tubos de lava

Klewetti, E. 2020. Are we seeing a new ocean to form in Africa? Eos, 101, doi.org/10.1029/2020EO143740

Kling, G.W., Clark, M.A., Compton, H.R., Devine, J.D., Evans, W.C., Humphrey, A.M., Koenigsberg, E.J., Lockwood, J.P., Tuttle, M.L., Wagner, G.N. 1987. The 1986 Lake Nyos gas disaster in Cameroon, West Africa. Science, 236: 169-174.

Kulkarni, H., Deolankar, S.R., Lalusami, A., Joseph, B., Bovar, A. 2000. Hydrogeological framework of the Deccan basalt groundwater systems, West-Cental India. Hydrogeology Journal, 8: 368-378.

Limaye, Sh.D. 2010. Review: groundwater development and management in the Deccan traps (basalts) of western India. Hydrogeology Journal, 18: 543-558.

Mahoney, J.J. 1988. Deccan traps. In: J.D. Macdougall (ed.), Continental Flood Basalta. Kluwer: 151-194

Martinelli, E., Hubert, G.L. 1980. Groundwater conditions on the Farm Tweefontein, Northern Transversal Province, Republic of South Africa, with reference to the Springbok Flats Region. Fourth Intern. Symp on Groundwater. Acireale, 16 pp.

Mechal, A., Birk, S., Dietzel, M., Leis, A., Winkler, G., Mogessie, A., Kebede, S., 2017. Groundwater flow dynamics in the complex aquifer system of Gidabo River Basin (Ethiopian Rift): a multi-proxy approach. Hydrogeology Journal, 25(2): 519-538.

Mohr, P., Zanettin, B. 1988. The Ethiopian flood basalt province. In: J.D. Macdougall (ed.), Continental flood Basalts. Kluwer: 63-110.

Naik, P.K., Awasthi, A.K., Mohan, P.C. 2002. Springs in a headwater basin in the Deccan Trap country of the Western Ghats, India. Hydrogeology Journal, 10(5): 553-565.

Naik, P.K., Awasthi, A.K. 2003a. Groundwater resources assessment of the Koyna River basin, India. Hydrogeology Journal, 11(5): 582-594.

Naik, P.K., Awasti, A.K. 2003b. Groundwater resources development in the Deccan trap country of the Western Ghats, India. In, Krasny, Hrtzal, Bruthan, Groundwater in Fractured Rocks. IAH Meetins, Praha: 161-162.

Narayanpethkar, A.B., Rao, V.G., Mallick, K. 1993. Evolution of regional transmissivity pattern in Adila Basin: A nested squares finite difference model. Journal Geological Society of India, 41(1): 21-32.

Nojiri, Y., Kusakabe, J., Sato, H., Sano, Y., Shinohara, H., Njine, T., Tanyileke, G. 1990. Gas discharge at Lake Nyos. Narure, 346: 322-323.

Nono, A., Likeng, J.D.H. 2008 Influences of lithology and geological structures on groundwater in volcanic areas of Cameroon: Cameroon Volcanic Line (CVL) and Adamawa plateau. In: Hydrogeology of Volcanic Rocks. Actes Colloque Hydrogéologie 2008 CERD, Djibouti: 27-30.

Parks, Y.P., Smith, P.J. 1983. Factors affecting the flow of aflaj in Oman: a modelling study. Journal of Hydrology, 65(4): 293-312.

Pawar, N.J., Shaikh, IJ. 1995. Nitrate pollution of ground waters from shallow basaltic aquifers, Deccan Trap Hydrologic Province, India. Environ Geol 25: 197–204.

Peng, Z.X., Mahoney, J., Hooper, P., Harris, C., Beane, J. 1994. A role for lower continental crust in flood basalt genesis? Isotopic and incompatible element study of the lower six formations of the western Deccan Traps. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58(1): 267-288.

Piccirillo, E.M., Melfi, A.J., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., Ernesto, M., Marques, L.S., Nardy, A.J.R., Pacca, L.G., Roisenberg, A., Stolfa, D. 1988. Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil). In: J.D. Macdougall (ed.), Continental Flood Basalts. Kluwer: 195-238.

Pophare, A.M., Lamsoge, B.R., Katpatal, Y.B., Nawale, V.P. 2014. Impact of over-exploitation on groundwater quality: a case study from WR-2 Watershed, India. Journal of Earth System Science, 123(7): 1541-1566.

Raiber, M., Webb, J.A., Bennetts, D.A. 2009. Strontium isotopes as tracers to delineate aquifer interactions and the influence of rainfall in the basalt plains of southeastern Australia. Journal of Hydrology, 367(3-4): 188-199.

King, D.K., Ritsema, J. 2000. African hot spot volcanism: Small-scale convection in the upper mantle beneath cratons. Science, 290: 1137-1140.

Saha, D., Agrawal, A. K. 2006. Determination of specific yield using a water balance approach–case study of Torla Odha watershed in the Deccan Trap province, Maharastra State, India. Hydrogeology Journal, 14(4): 625-635.

Sen, G., Borges, M., Marsh, B. D. 2006. A case for short duration of Deccan Trap eruption. EOS, Transactions American Geophysical Union, 87(20): 197-200.

Sharda, V.N., Kurothe, R.S., Sena, D.R., Pande, V.C., Tiwari, S.P. 2006. Estimation of groundwater recharge from water storage structures in a semi-arid climate of India. Journal of Hydrology, 329(1-2): 224-243.

Schofield, S., Jankowski, J. 2004. Hydrochemistry and isotopic composition of Na–HCO_3-rich groundwaters from the Ballimore region, central New South Wales, Australia. Chemical Geology, 211(1-2): 111-134.

Singurdsson, H. 1987. Lethal gas bursts from Cameroon crater lakes. EOS, 570-573.

Telfer, A. 1993. Groundwater resource management and community consultation - Blue Lake, South Australia. Journal of Australian Geology and Geophysics, 14 (2/3), 201- 206.

Treuil, M., Varet, J., 1973. Criteres volcanologiques, petrologiques et geochimiques de la genèse et de la differenciation des magmas basaltiques; exemple de l'Afar. Bulletin de la Société Géologique de France, 7(5-6), pp.506-540.

Uhl, V.W.J. 1979. Occurrence of groundwater in the Jaypura Hills region of Central India. Journal of Hydrology, 41:123-141.

Uhl, V.G.J Jr. 1986. Results of pumping tests in Deccan trap basalts of central India. Journal of Hydrology, 86: 147-168.

Vandecasteele, I., Nyssen, J., Clymans, W., Moeyersons, J., Martens, K., Van Camp, M., ... Walraevens, K. 2011. Hydrogeology and groundwater flow in a basalt-capped Mesozoic sedimentary series of the Ethiopian highlands. Hydrogeology Journal, 19(3): 641-650.

van Otterloo, J., Cas, R.A. 2013. Reconstructing the eruption magnitude and energy budgets for the pre-historic eruption of the monogenetic ~5 ka Mt.Gambier Volcanic Complex, South-eastern Australia. Bulletin of Volcanology, 75: 769. DOI 10.1007/s00445-013-0769-3

van Otterloo, J., Cas, R.A. 2016. Low-temperature emplacement of phreatomagmatic pyroclastic flow deposits at the monogenetic Mt Gambier Volcanic Complex, South Australia, and their relevance for understanding some deposits in diatremes. Journal of the Geological Society, 173(4): 701-710.

Versey, H.R. Singh, B.K. 1982. Groundwater in Deccan basalts of the Betwa basin, India. Journal of Hydrology, 58: 279-306.

Wright, EO. 1987. The Chyulu Hills basalt aquifer in SE Kenya; correlation of rainfall, recharge estimates and spring flows. International Hydrogeology Course (PHI). UNESCO-Université de Montpéllier. Funchal, Madeira.

Yitbarek, A., Razak, M., Ayenew, T., Zamedagegnahu, E., Azagegn, T. 2008. Characterization of volcanic aquifers and assessment of the movement of groundwater in the upper Awash Basin, Central Ethiopia. In: Hydrogeology of Volcanic Rocks. SIHT, Djibouti: 31-36.

Zhang, Y. 1996. Dynamics of CO_2- driven lake eruptions. Nature, 379: 57-59.

Hidrogeología y recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas.

Tercera parte:

Aspectos y ambiente en áreas con formaciones volcánicas

Capítulo 12

Clima y ambiente en áreas con formaciones volcánicas

Contenido: Se presentan las variaciones espaciales y temporales del clima actual y su relación con las formaciones volcánicas, con énfasis en la generación de lluvia horizontal en cumbres. Se comentan los efectos climáticos de las erupciones volcánicas. Se discuten los aspectos ecosistémicos asociados a las formaciones volcánicas en cuanto a la generación de recursos de agua, principalmente en el bosque de las áreas con formaciones volcánicas, considerando la gestión de cuencas. Se comentan los aspectos básicos del cambio climático y del cambio global y sus efectos y su relación con las formaciones volcánicas y los acuíferos asociados como elementos de mitigación.

Notas generales

Lo que se presenta se orienta al conocimiento de la variabilidad climática actual y pasada y la evaluación del cambio climático y del cambio global futuros, así como algunos de los aspectos ambientales y ecosistémicos que pueden tener relación con las formaciones y las islas volcánicas, bajo el punto de vista hidrogeológico y de existencia de reservas y recursos de agua subterránea. Otros aspectos no se consideran o sólo se mencionan marginalmente.

Una parte significativa del contenido se basa en los informes MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019), disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua, y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología de los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

El enfoque no es sistemático sino secuencial sino en cuanto a su relevancia hidrogeológica, con el apoyo de algunos ejemplos, a sabiendas que hay situaciones que no se tratan o sólo se mencionan marginalmente, y que algunas se han considerado en los Capítulos 6 a 11.
Este informe-libro se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970 y en la propia experiencia directa desde la década de 1960.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de los contenidos de los mismos o por sesgos, aunque se ha tratado de compensar estas deficiencias en lo posible.
Las figuras se han tomado en buena parte de los documentos disponibles, con la calidad que tenían, que a veces es bastante deficiente. Estas se han mantenido si aportan información relevante.

Muchas de las localidades mencionadas no están expresamente identificadas o no figuran en la información gráfica. Se pueden localizar fácilmente por los lectores acudiendo a los medios de información electrónica y otros.

Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales, con la designación anglosajona cuando aparecen por primera vez, cuando se ha creído relevante. En el breve glosario y lista de símbolos se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 12

12 Clima y ambiente en áreas con formaciones volcánicas

12.1 Clima actual y variaciones

12.1.1 Consideraciones generales

12.1.2 Variaciones temporales

12.1.3 Variaciones espaciales

12.1.4 Efectos de atrapamiento de nieblas

12.1.5 Efectos climáticos de las erupciones volcánicas

12.2 Aspectos ambientales y ecosistémicos asociados a las formaciones volcánicas

12.3 Gestión ambiental de cuencas en cuanto a los recursos de aguas subterráneas

12.4 Cambio climático y cambio global

12.4.1 Consideraciones generales

12.4.2 Cambio climático

12.4.3 Cambio global

12.4.4 Papel del agua subterránea en relación con los cambios climático y global

12. 5 Referencias

12 Clima y ambiente en áreas con formaciones volcánicas

12.1 Clima actual y variaciones

12.1.1 Consideraciones generales

El clima y el medioambiente natural, con sus aspectos ecológicos, son el resultado de complejos procesos e interacciones. El que se trate de un territorio con formaciones volcánicas tiene directamente poca influencia, más allá del relieve asociado y las características de la vegetación que pueda existir o no en sedimentos volcánicos recientes o en zona árida. En formaciones volcánicas la vegetación está favorecida por la liberación de fósforo, atrapamiento de nitrógeno mineralizado y otros nutrientes y oligoelementos. Esto afecta al albedo y en ocasiones ocasiona acidez ambiental por gases volcánicos o por exceso de CO_2. Lo que se comenta en este Capítulo 12 es en función de estos considerandos y se relaciona con lo expuesto en los Capítulos 3 y 4.

El clima ha ido cambiando a lo largo de la historia, incluso de la historia relativamente reciente (fluctuaciones climáticas). Esto se refleja en cambios importantes en la recarga media, en especial en áreas semiáridas y áridas. En sistemas acuíferos extensos, con tiempos de renovación de siglos a milenios, las condiciones actuales pueden ser en parte el resultado de condiciones climáticas distintas en épocas anteriores. A lo largo de los milenios, en un determinado ambiente climático medio, se han sucedido periodos más húmedos y más secos, de modo que lo que se observa actualmente es el resultado acumulado de lo sucedido en el pasado. La variación climática natural continúa y es parte de la realidad. Esta variación sigue ciclos periódicos, pero con importantes irregularidades. A esto se suman los efectos antropogénicos, que producen el cambio climático y el cambio global, con mayor o menor importancia relativa.

12.1.2 Variaciones temporales

El estado atmosférico cambia de un año a otro, con fluctuaciones que determinan periodos secos y periodos húmedos que se repiten con cierta periodicidad, aunque con realizaciones muy irregulares. Hay ciclos del orden de 10 a 11 años y otros más largos que aparecen en las series hidrométricas suficientemente largas.

Mientras las fluctuaciones climáticas se refieren a una escala temporal de décadas, la variabilidad climática hace referencia a una escala temporal mucho mayor, de siglos a milenios. Dado que la vida humana es inferior al siglo y que la información histórica instrumental o documentada es sólo un poco más larga, únicamente los cambios climáticos más recientes tienen efectos sociales conocidos por los estudios históricos. Tal es la pequeña edad del hielo que se produjo entre el siglo XVI e inicios del XIX, principalmente en Europa, aunque sus efectos en el ámbito español y mediterráneo

fueron presumiblemente moderados. Durante el Cuaternario se han producido varios periodos glaciares e interglaciares, entre los que la temperatura media puede haber variado entre 4 y 8 °C.

La Figura 12.1 muestra la evolución simulada de la temperatura media global superficial a lo largo de los últimos 9000 años. La Figura 12.2 es un ejemplo de las variaciones en la precipitación y en la cubierta vegetal en el Sahara occidental, que muestra como al avanzar en el actual interglaciar, se ha ido evolucionando hacia una marcada mayor aridez. Esta evolución no es regular y tiene fluctuaciones, como en la región hiperárida de Atacama, en el Norte de Chile, donde hay una gran presencia de volcanismo reciente, aún activo.

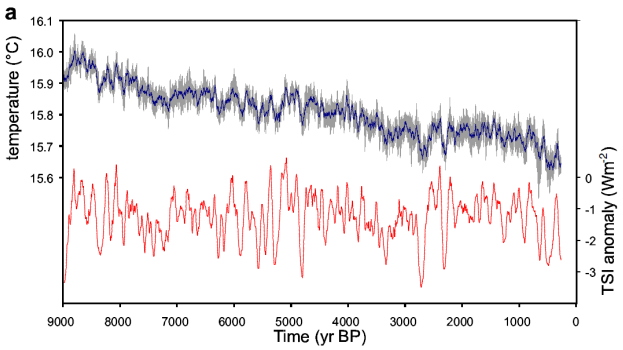


Figura 12.1. Evolución simulada de la temperatura media global superficial a lo largo de los últimos 9000 años mediante un conjunto de 5 miembros (en azul) y medias móviles de 25 años y de la irradiación solar total (TSI, total solar irradiance) (en rojo) (Renssen et al., 2006a; 2006b).

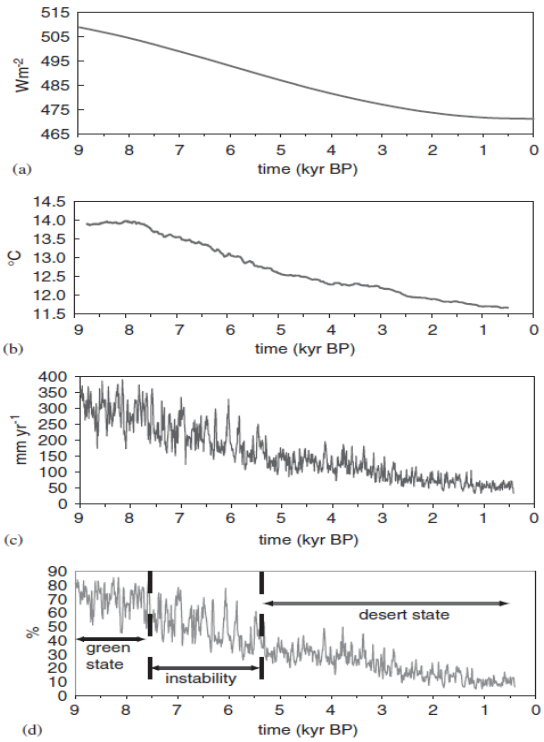


Figura 12.2. Evolución simulada de la precipitación media en los últimos 9000 años en periodos de 10 años, como consecuencia de cambios en la insolación del mes de junio en el hemisferio norte, en la región occidental del Sahara, con indicación del cambio progresivo de la vegetación, desde abundante a desértica. Se representa la insolación, en W/m², la diferencia térmica mar-océano en julio como media móvil de 500 años, en °C, la precipitación decenal, en mm/año y la fracción de cobertura vegetal (Renssen et al., 2006a; 2006b).

En la Figura 12.3 se muestran dos reconstrucciones de los cambios de la temperatura en el hemisferio norte durante el último milenio. Tras la gran bonanza medieval se produjo una época intermedia seguida de los mínimos de la pequeña edad del hielo en los siglos XVI a XIX, seguida de una recuperación y un calentamiento reciente.

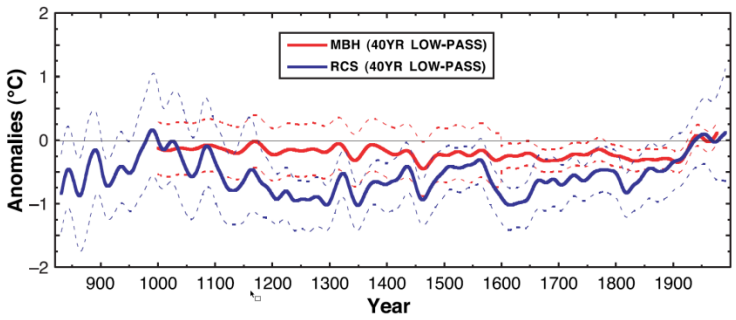


Figura 12.3 Dos reconstrucciones de los cambios de la temperatura en el hemisferio norte durante el último milenio, con los límites de incertidumbre. Tras la gran bonanza medieval se produjo una época intermedia seguida de los mínimos de la "pequeña edad del hielo" en los siglos XVII y XVIII y después una recuperación desde la primera mitad del siglo XIX, con calentamiento actual (Esper et al., 2002).

El final del siglo XX y principios del XXI han sido en Europa, y en general en el Hemisferio Norte, 0,5 °C más cálidos que cualquier periodo desde el año 1500. Sin embargo, tal afirmación queda menos clara al considerar el tiempo hasta el presente (2019). No hay evoluciones cíclicas bien definidas a escala secular y las variaciones de la energía solar por razones astronómicas son también irregulares, ya que son la suma de varios ciclos (ciclos de Milankovitch) de periodo variable milenariamente.

12.1.3 Variabilidad espacial de la recarga

En la Sección 4.2.2 del Capítulo 4 se comentan las generalidades más importantes de la precipitación en función del relieve. En formaciones volcánicas continentales e insulares es frecuente que se produzcan granes variaciones altitudinales, con un relieve agreste de valles y barrancos (quebradas) profundos, mesetas y laderas empinadas. Ello hace que la pluviometría dependa mucho de la altitud y de la orientación respecto a la circulación atmosférica.

Las Figuras 12.1.4, 12.1.5 y 12.1.6 muestran esa variabilidad para la isla volcánica de Tenerife, con una gran caldera a 2000 m de altitud y bordes de caldera hasta 2300 m y el volcán de Pico de Teide hasta 3700. La forma difiere de si se trata de un año húmedo o de un año seco y estas formas difieren a su vez de la de los valores medios (Figuras 12.1.7 y 12.1.8). También las tormentas se distribuyen de forma diferente a la media y según se trate de un sistema frontal o de lluvias tormentosas convectivas y en función del origen de las mismas.

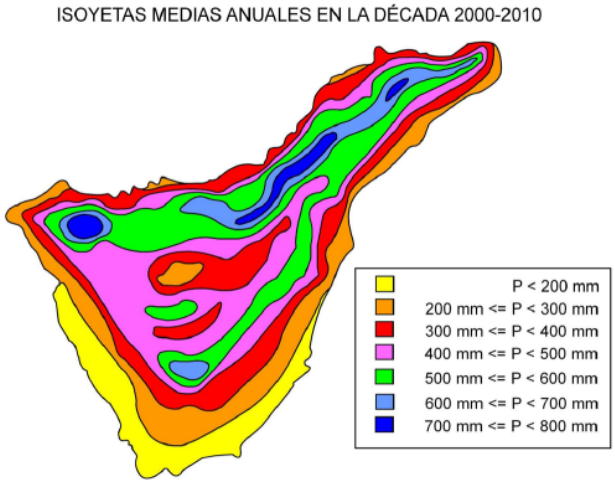


Figura 12.1.4 Distribución de las isoyetas medias anuales, en mm/a, en la década de 2000-2010 (Santana Pérez y Hernández Barrera, 2020). Los valores máximos se producen en la ladera N, que hace ascender los vientos alisios húmedos del N-NE. Los bordes de caldera producen similar efecto, amortiguado.

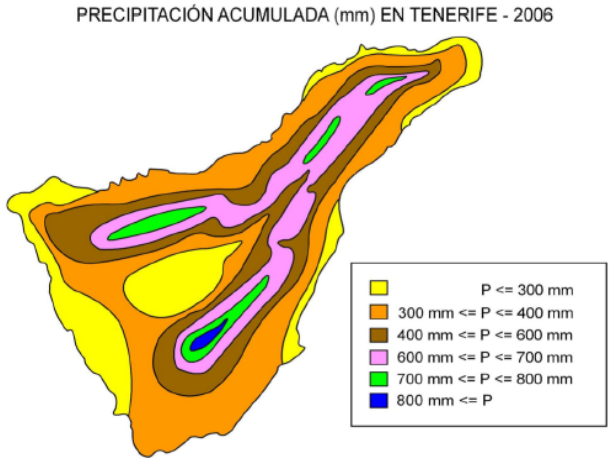


Figura 12.1.5 Distribución de las isoyetas del año pluviométricamente seco de 2006, en mm (Santana Pérez y Hernández Barrera, 2020). Los valores máximos se producen al ascender los vientos alisios húmedos del N-NE en la dorsal y bordes de caldera. Hay diferencias con los valores medios de la Figura 12.3.4

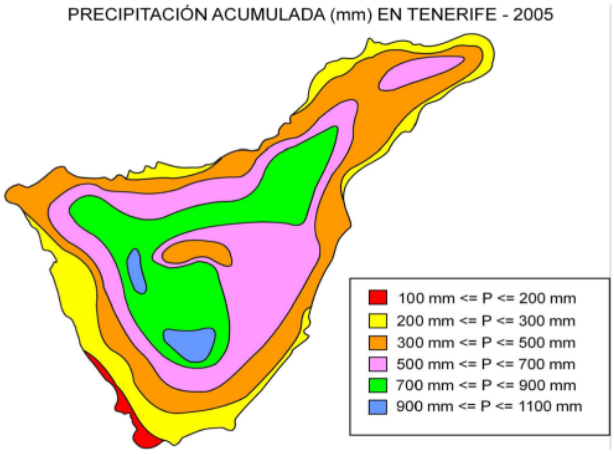


Figura 12.1.6 Distribución de las isoyetas del año pluviométricamente húmedo de 2006, en mm (Santana Pérez y Hernández Barrera, 2020). Los valores máximos se producen al ascender los vientos alisios húmedos del N-NE en las laderas N y W, superando a los de la dorsal y bordes de caldera. Hay diferencias con los valores medios de la Figura 12.3.4 y los del año seco de 2006.

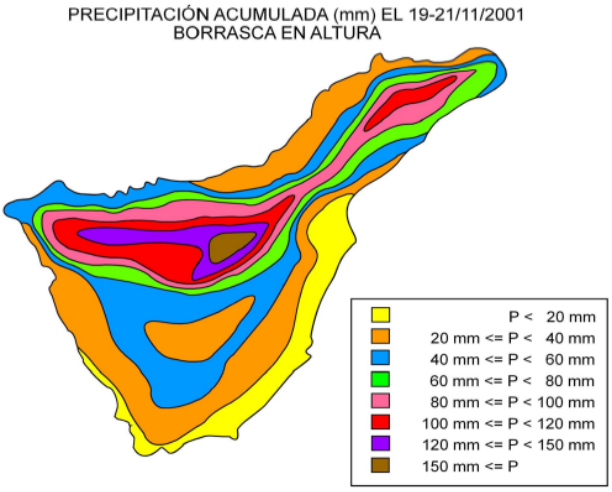


Figura 12.1.7 Precipitación dejada por la borrasca en altura procedente del N de los días 19 a 21 de noviembre de 2009 en la isla de Tenerife, en mm (Santana Pérez y Hernández Barrera, 2020). Se destaca el efecto de la ladera N.

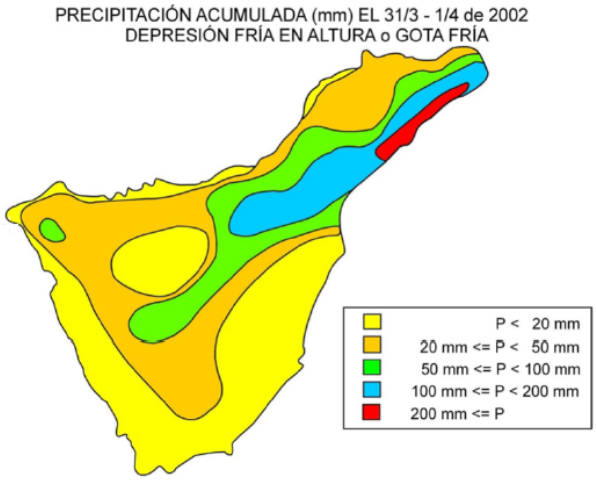


Figura 12.1.8 Precipitación dejada por una depresión fría en altura (gota fría) concentrada en el NW entre el 31 de marzo y el 1 de abril de 2002 en la isla de Tenerife, en mm (Santana Pérez y Hernández Barrera, 2020). La distribución de la precipitación se aleja notablemente de la forma general media.

12.1.4 Efectos del atrapamiento de nieblas

La principal influencia climática actual es la debida a la edificación de relieves altos en los que cambia la precipitación puntual y media y el reparto entre lluvia y nieve, además de efectos de relieve que comportan mayores movimientos verticales de la circulación atmosférica. En áreas afectadas por los vientos alisios húmedos, la precipitación se incrementa a barlovento y con la altura, mientras que disminuye a sotavento, pero el efecto de altura desaparece a partir de una determinada altitud si se entra en el dominio de los vientos contra-alisios secos. Los cambios en cantidad van acompañados de modificaciones de la composición isotópica (Valdivielso et al., 2020), como se simplifica a modo de ilustración en la Figura 12.1.9.

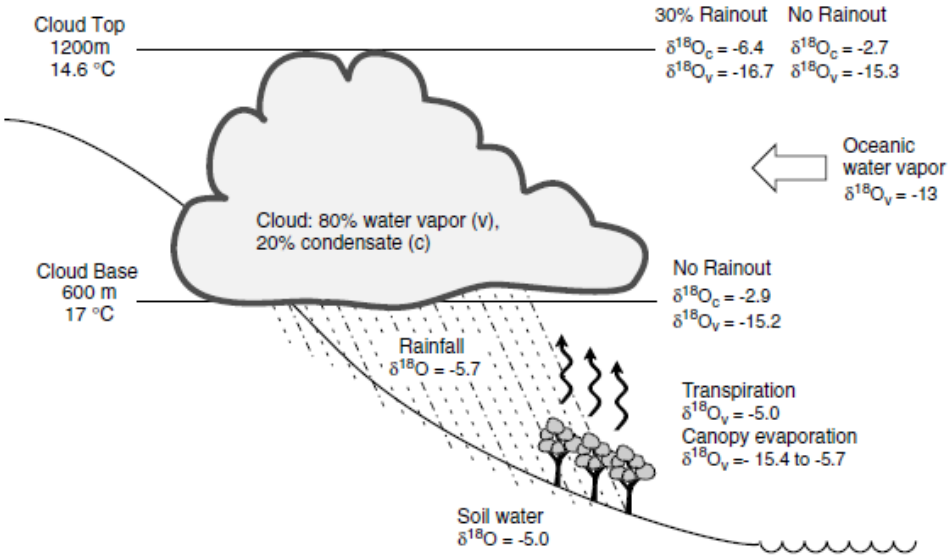


Figura 12.2.1.9 Transformaciones del ciclo del agua en un bosque de montaña, nuboso, como puede ser la ladera de un volcán. Se muestra el $\delta^{18}O$ a 600 m producido por vapor oceánico. Los cálculos de los contenidos isotópicos se han hecho mediante las ecuaciones de destilación de tipo Rayleigh a las temperaturas indicadas (ver Capítulo 5 de RAEMIA, 2019), en dos situaciones: 1) la parte superior de la nube produce el 30% de la lluvia, sin que se produzca en la parte inferior y 2) sin lluvia.

Un fenómeno en zonas altas y laderas, frecuentes en los edificios volcánicos, es la aparición de frecuentes nieblas bajas persistentes que, al interaccionar con la vegetación, producen un aumento de la precipitación local como lluvia horizontal. Es algo muy sensible a las condiciones locales y los cambios que puedan sufrir las mismas.

El aumento de la precipitación en los lugares de nieblas condensantes persistentes es un fenómeno bien conocido en algunos lugares del mundo y en especial en islas volcánicas a latitud pequeña e intermedia, aunque su importancia real en cuanto a la recarga y generación de recursos de agua es objeto de controversia. Existen numerosas narraciones sobre su papel para conseguir agua adicional para las poblaciones nativas, incluso las actuales. Véase la Sección 4.2.4 del Capítulo 4.

La Figura 12.1.10 es una representación artística de cómo los pobladores nativos (bimbaches) de la isla de El Hierro captaban el agua de goteo de los árboles (el mítico y real árbol garoé o árbol fuente).



Figura 12.1.10 Representación artística de los nativos (bimbaches) de la isla de El Hierro captando el agua que gotea de los árboles (el mítico y real árbol garoé o árbol fuente), según Pascual et al. (2011).

Son escasos los estudios cuantitativos bien documentados. El atrapamiento de la niebla y su conversión en lluvia, la lluvia horizontal, es debido principalmente al efecto del impacto sobre las hojas de la vegetación. La especie, tamaño y densidad de la vegetación son factores importantes a tener en cuenta. Los vientos húmedos alisios y las brisas marinas persistentes tienen un importante papel en la generación de nieblas condensantes cuando el aire húmedo asciende por los relieves costeros.

En lugares sin vegetación o con vegetación muy corta se puede formar rocío, que moja la superficie. Poco se sabe de la capacidad de contribuir indirectamente a la recarga, pero se estima que es en general muy pequeña, a pesar de la espectacularidad del fenómeno en algunos lugares en ciertas épocas del año, como en Haría, en la árida isla de Lanzarote, Islas Canarias. El rocío puede ser debido a corrientes descendentes de aire frío, que después circulan horizontalmente.

En RAEMIA (2019) se mencionan algunos de los lugares en que la lluvia horizontal (garúa; garujilla) es más conspicua. Muchos de ellos guardan relación con territorios e islas volcánicas. En la costa norte de Chile, hasta el Perú, las nubes condensantes reciben el nombre de camanchaca (Larrain et al., 2002), y se producen sobre la Cordillera de la Costa, principalmente de la primera fase volcánica de la formación de las cadenas montañosas andinas (Herrera et al., 2017). También se producen en Colombia y en el área peri-caribeña, como en Costa Rica y en otros lugares, como las islas del archipiélago de las Hawaii, en especial en Maui (Scholl et al., 2003; Takahashi et al., 2011). Tienen notable relevancia en las islas altas de la Macaronesia, en especial en Madeira (Figueira et al., 2012) y en las Islas Canarias, donde forman los "mares de nubes", principalmente en Tenerife (Santana, 1986; 1990; Aboal et al., 2013; Braojos Ruiz, 2015), La Gomera (Regalado et al., 2013; Ritter et al., 2005), Gran Canaria, La Palma y la cumbre de El Hierro.

En los bosques nublados parece dominar el aporte directo de agua al suelo como consecuencia del impacto inercial de las microgotas de agua presentes en la niebla sobre los elementos vegetales, de modo que su posterior precipitación puede ser poco significativa (Ritter et al., 2008). Por otro lado, la niebla propicia una reducción de la evapotranspiración como consecuencia del microclima de alta humedad relativa (>95%) y radiación solar reducida (Eugster, 2007; Regalado y Ritter, 2017), con una adaptación de las especies arbóreas y sotobosque a condiciones de escasa luminosidad y modificación del espectro de luz.

Según Santana Pérez (1987), las nieblas en Canarias son debidas a la inversión térmica a nivel del mar, por el agua fría marina. Se forma el llamado mar de nubes, que se muestra en la Figura 12.1.11 (Santana Pérez y Hernández Barrera, 2020). Según los datos de 12 años del observatorio de Izaña (a 2376 m de altitud), la fracción del mar de nubes en enero es del 29% (1570 m) y 90,3% (1240 m) en julio. El mar de nubes a >1500 m se forma el 50% de los días de octubre a marzo y a <1000 m de julio a agosto. Las nieblas en la isla volcánica de Tenerife tienen entre 0,0001 y 2 (0,2 en promedio) g/m^3 de gotículas y las nubes de 0,01 a 4 g/m^3.

En Canarias, el fenómeno de la lluvia horizontal se produce principalmente en Gran Canaria, Tenerife y La Gomera, aunque también puede ser relevante en La Palma y en El Hierro. La mayor parte de estudios sobre lluvia horizontal que se han realizado corresponden a Tenerife y La Gomera (Marzol, 2002; Aboal et al., 2013; Santana 1986; 1990), con estudios sobre la posible influencia de las áreas de nieblas en la recarga (Regalado et al., 2013; Regalado y Ritter, 2017; Ritter et al., 2015; Izquierdo et al., 2011, Marrero-Díaz et al., 2017) mediante medidas hidrométricas y determinaciones de isótopos estables en el agua, en ecosistemas de laurisilva, en el Parque Nacional de Garajonay, en la isla de La Gomera, y en el Macizo de Anaga, en Tenerife (Guerra et al., 2013; 2017).

En la Macaronesia se han realizado estudios de la recarga por nieblas (lluvia horizontal) en las áreas boscosas de los archipiélagos volcánicos de Azores, Madeira y Canarias y con situaciones similares en el archipiélago de Cabo Verde. Las nieblas condensantes se producen por efecto de los vientos alisios en las laderas con bosque de pinos, brezos y laurisilva del N y NE, a altitudes aproximadamente entre 800 y 1600 m. Los estudios realizados en Madeira (Prada et al., 2007; 2016) indican que estas nieblas pueden acontecer unos 200 días al año, preferentemente en invierno y primavera. Se ha llegado a medir un aumento de la precipitación en un factor de hasta 2,25 en brezales, aunque la cifra parece exagerada si se toma como valor general para los 2/3 de la isla que están bajo esas condiciones.

Buena parte de la experiencia sobre la importancia de la lluvia horizontal en las áreas de nieblas frecuentes de la isla volcánica alta de Tenerife ha sido recogida y analizada por Braojos Ruíz (2010; 2015). En bosques formados por la misma especie (por ejemplo, pino canario) y con la misma altura del arbolado, en terreno horizontal y con condiciones climáticas homogéneas, los mayores volúmenes específicos de captación corresponden a una densidad de vegetación del 40% a 42%; disminuye para densidades mayores (poca circulación de aire) y también para densidades menores (poca superficie de atrapamiento). La mayor eficiencia se produce en el frente del bosque que recibe el aire saturado en humedad. A una distancia del orden de 200 m del frente, la captación

se estabiliza a valores del orden de la mitad de la del frente. En bosque en ladera, la franja de alta eficiencia de captación es más extendida, ya que a cada altitud se incorpora una nueva franja de vegetación. En las evaluaciones, se tiene en cuenta como interacciona el aire húmedo con la vegetación en función de la pendiente de la ladera, lo que permite que el frente de niebla interactúe sólo con el frente arbóreo o con buena parte de la masa boscosa, según sea la inclinación.

En las divisorias entre cuencas dentro de la franja del "mar de nubes" canario se pueden atrapar más de 1000 mm/a, hasta 3000 mm/a en casos de árboles singulares. Los valores medios más frecuentes están entre 500 y 600 mm/a en las dos áreas más favorables, que son una reducida fracción de la superficie insular. En el bosque es normal que la niebla cerca de la base del árbol sea débil. La precipitación de niebla aumenta con el viento y con el descenso de temperatura. El aumento local de la precipitación se muestra en la Tabla 12.2.1.

Tabla 12.2.1 Relación entre la lluvia total en un lugar P y la lluvia sin contribución de lluvia horizontal P en el monte de Tacoronte (N de Tenerife), según el tipo de árbol, en una ladera suave con condensación, entre 900 y 1500 m, en marzo de 1983 (Santana Pérez, 1987). En otros lugares de la misma isla de Tenerife se tiene P/P* = 0,66-0,76 en Aguamansa (La Orotava) a 1100 m, con pinos canarios, 0,94-67,2 en Los Realejos-Asomadero a 1100 m, con pino insigne (mes seco), y 2-5 (hasta varias decenas) en laderas con bosque:*

Árbol	**Pino canario**	**Pino insigne**	**Laurel***	**Brezo**	**Claro sin árboles**
P, mm	58,8-75,6	68,4	93,6	24,8	37,5
Altitud, m	1200-1350	1090	1000	940	
P/P*	1,5-2	1,8	2,5	0,7	

* Especies: Laurus azorica 26%; Persea indica 14%; Myrica faya 39%; Erica arbórea 20%; Ilex platyphylla + Ilex canariensis 4%. LAI 7,8, altura máxima 17,4 m, espesor de dosel 5,5 m, transpiración máxima 7 mm/d muy variable y persiste en invierno suave; transpiración media 636 mm/a (Morales et al., 1996; Jiménez et al., 1996).



Figura 12.1.11 Mar de nubes rodeando al volcán Pico del Teide, Tenerife (Santana Pérez y Hernández Barrera, 2020).

Los balances de agua realizados en 7 cuencas del interior de la Caldera de Las Cañadas, Tenerife, muestran que la lluvia horizontal aporta unos 16 mm/a para una recarga total media de casi 200 mm/a. Se ha observado que en Tenerife el caudal de los nacientes de Aguirre, en la península de Anaga, y de algunas galerías en Las Cañadas, aumenta en los días de niebla condensante. En el bosque del Parque Nacional del Garajonay, en La Gomera, se estima que la niebla condensante añade unos 320 mm/a en áreas de pluviometría media de 800 mm/a, lo que supone un incremento de precipitación media de 70 mm/a para la totalidad de la isla.

Se citan distintos valores medios diarios (por noche) de aporte de agua a la superficie como rocío en varios lugares (Clus et al., 2008): 0,6 mm (0,8 mm teórico con el poder de enfriamiento nocturno disponible 25-100 W/m^2) en Jerusalem, 0,42 mm en Ajaccio (Córcega), (más 0,17 mm/evento de niebla) y 0,068 mm en Tahití (más 0,1 mm/evento de niebla).

La niebla tiende a estar enriquecida isotópicamente respecto a la lluvia a causa de diferencias en la temperatura de condensación e historia evolutiva. En las islas Hawaii, la mayor diferencia se produce en tormentas de escala sinóptica y parece pequeña en lluvia orográfica (Scholl et al., 2007; 2010). En la isla de Santa Cruz, islas del Canal de California, la lluvia horizontal en bosque de pinos (Pinus muricata) es capaz de humedecer ⩾15 cm de suelo en épocas secas, con deposición de gotículas de ≈10 a 50 µm, que están en equilibrio isotópico con el vapor de agua atmosférico (Fisher y Still, 2007). La representación gráfica de los contenidos isotópicos del agua sigue una recta para la lluvia y la niebla: $\delta^2H = 6{,}7\delta^{18}O + 6{,}6‰$, más ligera que el agua atmosférica de origen marino que corresponde al lugar (más ligera en la estación húmeda que en la seca) y que muestra efecto de evaporación no de equilibrio. Las nubes bajas y la niebla de terreno bajo tienen $\delta^2H < -1‰$.

Las gotículas de 0,01 a 0,1 mm de la niebla, condensan a altitud similar o mayor que la de la vegetación que la colecta y lo hace a mayor temperatura, lo que produce menor fraccionamiento isotópico. La lluvia asciende y va condensando, con lo que cada vez se hace más ligera. La niebla puede tener un mayor exceso de deuterio. Es posible que la niebla y quizás parte de la lluvia sean de origen local, de evaporación de la humedad terrestre (Ingraham y Mathhews, 1988).

Los ciclones (tifones, huracanes) no están relacionados con que una determinada área sea volcánica o no, pero sus efectos se pueden estudiar mediante la composición isotópica, ya que conllevan una alteración de la composición isotópica del agua caída. Si la lluvia ciclónica cae sobre formaciones volcánicas jóvenes, de gran permeabilidad superficial, puede estudiarse como cambia la recarga espacialmente. Según Nicolini et al. (1989), las muestras horarias y diarias de las precipitaciones ciclónicas y de las lluvias acumuladas, semanales y mensuales, incluyendo la contribución de los ciclones del Océano Índico y Mar Caribe, La Reunión, Madagascar, islas Comoros, Guadalupe y Martinica, están fuertemente empobrecidas en isótopos pesados, de modo que las precipitaciones ciclónicas son más ligeras que las no ciclónicas. Las precipitaciones ciclónicas pueden llegar al 60% de las anuales medias. El ciclón se compone de muchas bandas nubosas que corresponden a células de convección de desarrollo espiral alrededor de un ojo. El modelo de destilación fraccionada de Rayleigh no es aplicable a las lluvias de tipo cúmulo, ya que se basa en el equilibrio isotópico entre el

vapor y la lluvia, en sistema abierto, lo que no sucede. En las nubes tipo cumulonimbus coexisten las fases sólida, líquida y gaseosa. La fase condensada comporta gotas grandes, gotitas, pequeños cristales de hielo y un amasijo de cristales. Entre ellos hay reacciones con efecto isotópico (fraccionamiento, intercambio) y otras que no lo tienen (crecimiento por coalescencia de gotas o de cristales, congelación total). Se puede proponer un modelo que separa una zona de fuertes corrientes ascendentes en la parte interna, hacia el ojo, y una zona de lluvia que cae sobre la parte externa. En esa parte externa los valores son muy negativos ser de gotas grandes que proceden de grandes altitudes, que no se equilibran isotópicamente con el vapor ambiente.

12.1.5 Efectos climáticos de las erupciones volcánicas

Las erupciones volcánicas emiten gases y generan ceniza fina que puede estar en suspensión en la atmósfera desde horas a días y hasta meses. Esto afecta al balance de energía radiante en la atmósfera y por lo tanto al clima del área afectada, que según la importancia de la erupción puede ser grande, incluso continental y global. Las primeras son relativamente frecuentes y las globales muy raras, pero con buenos registros geológicos. El efecto es tanto mayor, no solo cuanto mayor es el volumen de material emitido por unidad de tiempo, sino en especial de la explosividad. El volcanismo andesítico tiene mayor efecto que el basáltico y el riolítico que el andesítico, a igualdad de las otras condiciones.

La emisión de CO_2 geogénico total, se evalúa en 150 a 440 Mt/a según Gerlach (2011) (180 a 260 Mt/a subaéreo y 260 a 440 Mt/a submarino) con relación entre generación antropogénica y volcánica de 18 en 1900, 38 en 1950 y 135 en 2010, que no incluyen ningún evento volcánico especial.

La Figura 12.1.12 es una representación simplificada idealizada del posible efecto climático local de una erupción volcánica.

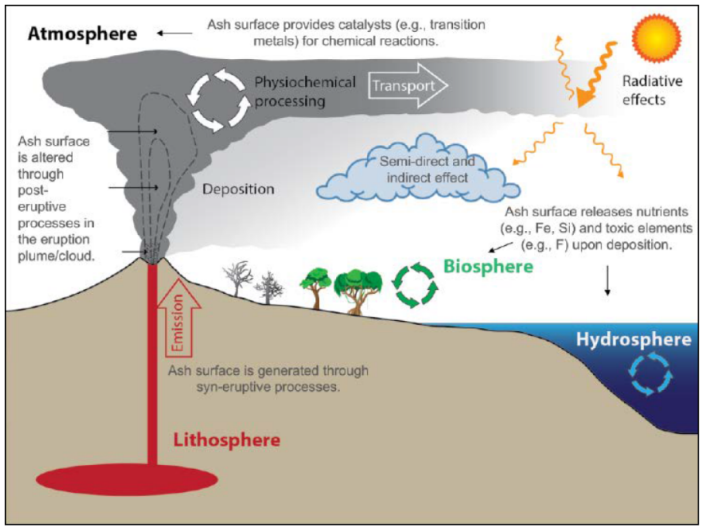


Figura 12.1.12 Representación simplificada idealizada del posible efecto climático local de una erupción volcánica (Eos, 2017, 98(8): 11-12).

Se han realizado numerosos estudios del efecto climático de las erupciones volcánicas históricas (Briffa, 1998), de las anteriores con buenos registros de los resultados y de otras de gran alcance. En la Figura 12.1.13 se muestra los resultados de uno de esos estudios para los últimos 1000 años y la Figura 12.1.14 para los últimos 2000 años. Una consecuencia climática de las erupciones volcánicas es una posible disminución de la precipitación diaria hasta del orden del 5% durante un periodo que puede llegar hasta algunos años tras el evento (Figura 12.1.15). El efecto del SO_2 volcánico es de enfriamiento climático al dispersar radiación tras su conversión en H_2SO_4.

Para separar los efectos de la actividad local de los globales se puede recurrir al estudio de testigos de hielo polares, que en el caso del volcanismo puede ser el aumento de sulfato (Mayewski et al., 1986). A partir de la composición isotópica del sulfato, según Binddeman et al. (2007), el impacto del gran meteorito de ChicXulub (Yucatán, México) hace 65 Ma introdujo de 30 a 300 Gt de SO_4 de evaporitas y marino en la atmósfera, lo que originó un enfriamiento de la superficie de 2 a 8 ºC durante 5-6 años. La erupción del volcán Tambora (Indonesia), de 1855, emitió ≈200-250 Mt de SO_2, que originaron un enfriamiento de menos de 1 ºC. El proceso de oxidación del SO_2 en la atmósfera produce una variación del contenido en ^{17}O del sulfato de $\Delta^{17}O < 0{,}3‰$. Otros valores son $\Delta^{17}O < 0{,}21‰$ en Mt. S. Helens (Washington, USA) y de 0,3‰ en Islandia; en el O_3 atmosférico es $\Delta^{17}O = 32\pm10‰$. En la lluvia subsiguiente el $\delta^{34}S$ disminuyó de +13‰ a -23‰. El valor magmático inicial era de +2‰ a +5‰.

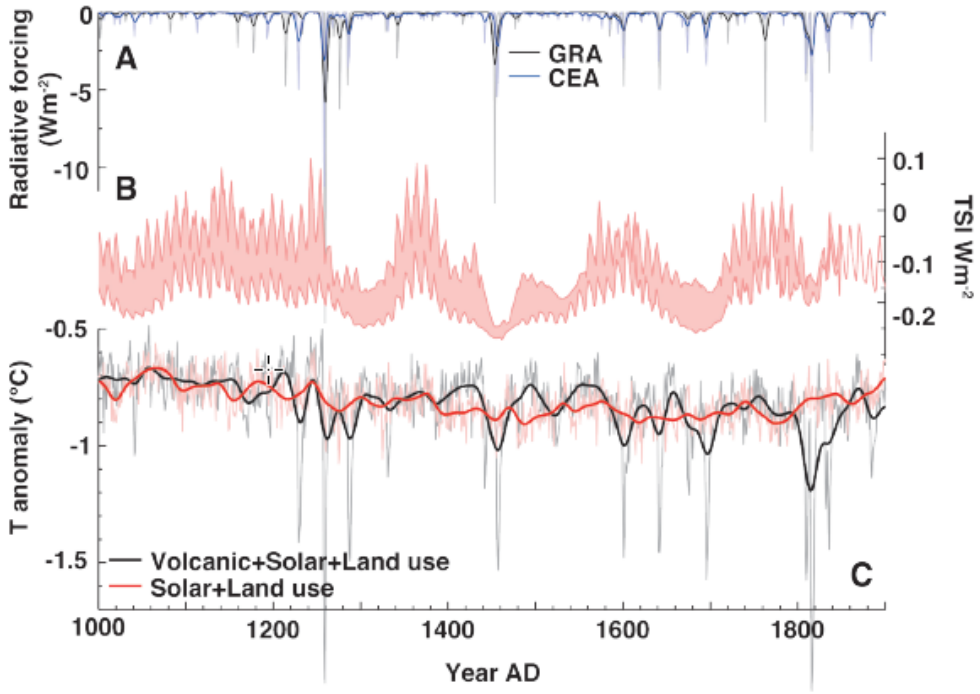


Figura 12.1.13 Forzamiento climático del último milenio y modelación de la temperatura media anual. A.- Serie bitemporal del forzamiento radiativo anual estimado mediante el escalado de la carga de sulfato global y suavizado gaussiano de 10 años (líneas gruesas). B.- rango total del PMIP3 estimado anual de las anomalías de la radiancia solar total (TSI) relativas a 1976-2006. C.- temperatura media global superficial del aire en respuesta al GISS-E2 del último milenio (CMIP5) con uso antrópico del territorio y forzamiento volcánico (Le Grande et al., 2015).

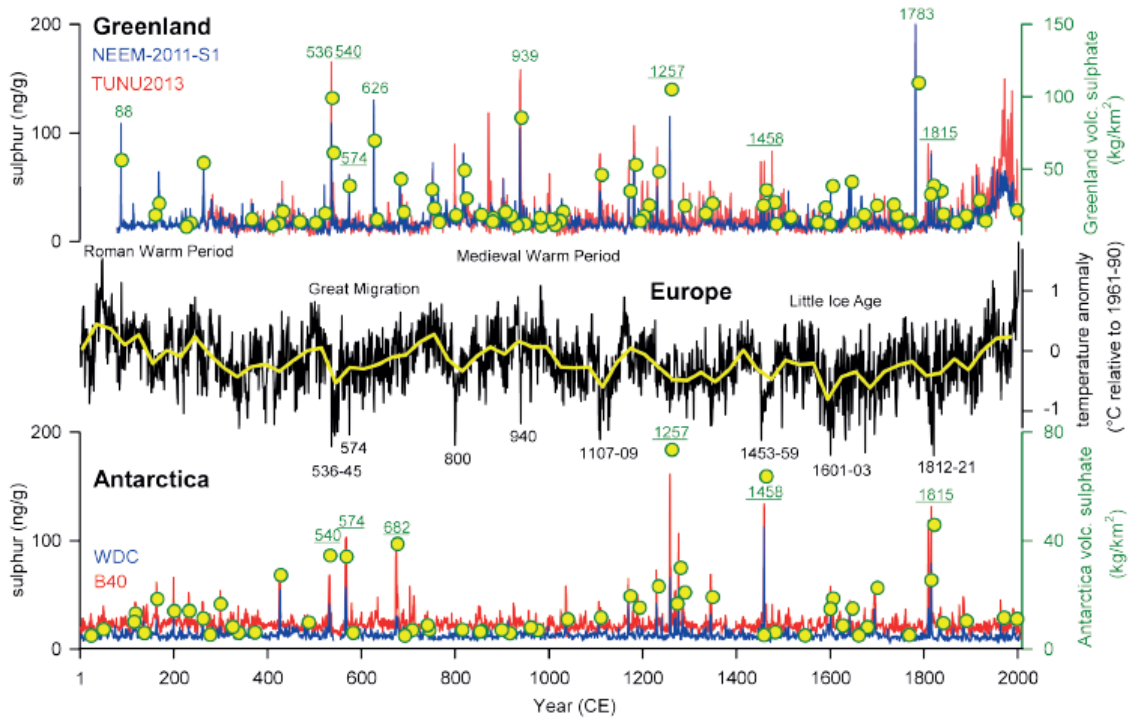


Figura 12.1.14 Contenido en compuestos del azufre en testigos de hielo de Groenlandia y en dos testigos de la Antártida, usados entre otras cosas para inferir la deposición atmosférica (círculos amarillos). Se ha reconstruido más de 100 erupciones individuales, atribuidas tanto a erupciones de media como de alta latitud (se subrayan los eventos seleccionados), basándose en el ajuste a la deposición de sulfato sobre las capas de hielo. Las cifras son los años o intervalos de años reconstruidos (Sigl et al., 2015).

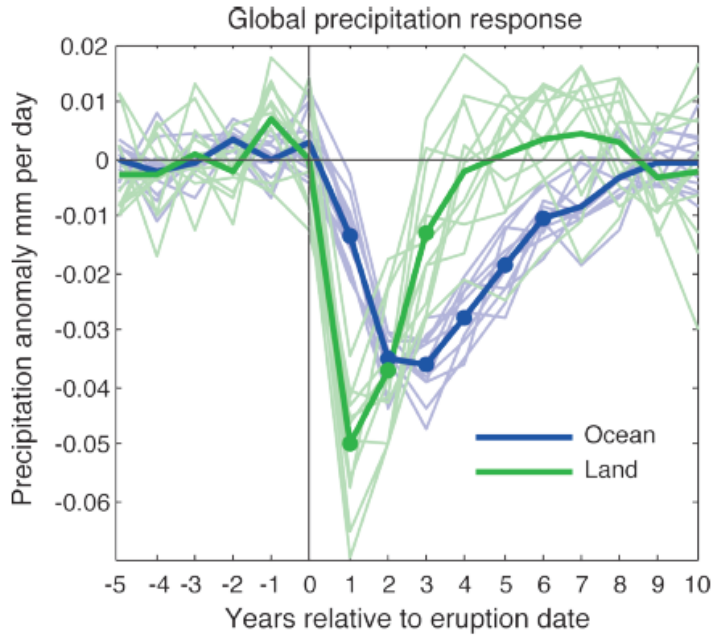


Figura 12.1.15 Estimación de la variación de la precipitación local tras un evento volcánico (Iles et al., 2015). La disminución puede notarse hasta varios años después.

12.2 Aspectos ambientales y ecológicos asociados a las formaciones volcánicas

Los aspectos ecológicos de interés hidrogeológico asociados a las formaciones volcánicas son los mismos que los que se encuentran en otras formaciones, a igualdad de condiciones. Cabe considerar la mayor disponibilidad de fósforo y de potasio en muchas formaciones volcánicas, en especial en las etapas iniciales de meteorización. Unos aspectos hacen referencia a la existencia de humedales, otros a la cobertera vegetal, otros a la descarga de agua subterránea costera y finalmente otros a la presencia de solutos inconvenientes. No se comentan los aspectos que son genéricos.

Un tipo especial de humedales son los asociados a los maares (Sección 3.3.3 del Capítulo 3), cuya existencia está ligada al clima, vegetación de ladera y edad de la formación volcánica que los acoge. Estos maares tienen similar comportamiento ecológico al de los lagos de montaña, tanto en sus aspectos naturales como en las afecciones antrópicas.

En clima semiárido son escasos los humedales en formaciones volcánicas insulares, salvo en la costa, donde en general están dominados por la dinámica litoral y la evaporación, con una aportación de agua subterránea pequeña y concentrada en general en la desembocadura de barrancos. En las Islas Canarias no hay humedales costeros de relevancia, salvo los dominantemente marinos, como los de la isla de Lanzarote, algunos de ellos transformados en salinas para producir sal en épocas pasadas o aún activos. No se conocen estudios que relacionen las características de las aguas marinas litorales con la descarga de agua subterránea insular. En el S de Gran Canaria, en la desembocadura del Barranco de Maspalomas, que aguas arriba es el barranco de Fataga, existe un notable palmeral y una lagunita, Charca de Maspalomas, separada del mar por una barra arenosa litoral en conexión con un importante campo de dunas y rodeada por establecimientos turísticos. Es un área muy antropizada, pero de notable interés turístico, por lo que se ha hecho un esfuerzo de conservación y se ha restaurado la charca. Actualmente es dominantemente artificial (Figura 12.2.1), con razonable buena calidad del agua, tras un periodo de fuerte eutrofización.

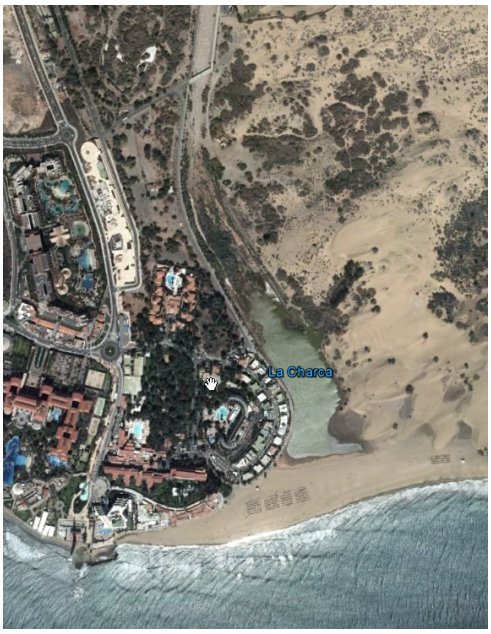


Figura 12.2.1 Vista de la Charca de Maspalomas, Sur de Gran Canaria.

La cobertera vegetal, que en muchos casos es de bosque o de matorral denso, es importante para la producción de recarga y generación de recursos de agua. Por esta razón y por depender la disponibilidad de agua dulce para sustentar la actividad humana del agua subterránea, el bosque y la cubierta vegetal son objeto de especial atención en muchas islas. La disponibilidad de agua en muchos casos se centra en el aprovechamiento de manantiales naturales o acondicionados, cuya producción depende en gran manera de la variación de la precipitación, en su caso de la fusión de nieve, y del estado de las cuencas. Se trata de agua subterránea, con una mayor o menor regulación natural en el sistema hidrogeológico volcánico y asociado. La disponibilidad de agua superficial de escorrentía rápida suele ser pequeña, difícil de retener por la falta de lugares donde construir presas de embalse y vasos lo suficientemente impermeables, de adecuada capacidad y que no se aterren rápidamente. A efectos prácticos, sólo las islas de Gran Canaria y La Gomera tienen embalses de agua de escorrentía entre las numerosas islas de la Macaronesia. El aumento de los recursos de agua disponible mediante captaciones directas de agua subterránea es poco importante en lugares lluviosos, pero hay muy numerosos pozos y galerías de agua en clima semiárido, como en las Islas Canarias, donde además se complementa la disponibilidad de agua natural mediante la llamada agua industrial. Se trata de la desalinización del agua del mar, de agua salobre y de la realización de aguas usadas tratadas.

En formaciones e islas volcánicas altas, además de la mayor precipitación mientras no se rebase cierta altitud, en diversas condiciones está el efecto de las nieblas condensantes que se comenta en la Sección 12.1.4 anterior. Si bien el aumento real de recursos puede ser pequeño a nivel local o insular, es importante su efecto en la existencia de cobertera vegetal. En la cumbre de la isla de La Gomera, Islas Canarias, el paso de la ladera N a la S supone cambiar en una distancia del orden de 1 km de bosque abundante y denso a de roca casi desnuda.
La interacción entre nubes y el ecosistema terrestre se manifiesta claramente en el ecotono que se localiza en los bosques nublados o nubosos (Azevedo y Morgan, 1974;

Bruijnzeel et al., 2011). Son ecosistemas que dependen íntimamente de la presencia de nubes bajas o niebla, en los que cohabitan especies vegetales con adaptaciones fisiológicas para sobrevivir en condiciones de baja luminosidad. En determinados periodos del año, la cubierta vegetal arbórea está casi permanentemente mojada, con la consecuente influencia en el intercambio gaseoso de las hojas. La humedad depositada sobre las hojas reduce la transpiración del árbol y reduce el estrés hídrico (Eller et al, 2013; Ritter et al, 2009) y modifica el flujo del agua en la planta (Simonin et al., 2009). Estas áreas son sensibles a periodos de aridez prolongados. La presencia de nieblas condensantes modifica el LAI (índice de superficie foliar) de la vegetación (Izquierdo et al., 2011). Estos medios proporcionan servicios ecológicos importantes (Hamel et al., 2017; Hamilton et al., 2019; Vigerstol y Ankema, 2011).

La descarga de agua subterránea al mar tiene un importante papel, a veces dominante, en la ecología y productividad del litoral y en la parte sumergida de la costa próxima. Puede ser relevante en cuanto al mantenimiento de ecosistemas y de sus servicios. Se trata de humedales de alta productividad biológica, influidos por cambios en la salinidad, la que puede ser notable en estuarios y aguas litorales. Además, las descargas concentradas en la costa y fondo marino son la razón de la existencia de vegetación y fauna especiales, con especies de alto valor ecológico y económico. Así, lo que se denomina "pérdida de agua dulce al mar" para calificar a la descarga de agua continental o insular en la costa por parte de muchas personas, es una visión parcial y sesgada por un utilitarismo inmediato y un tanto depredador y muestra desconocimiento de la importancia de esa descarga.

La medición de la descarga de agua continental o insular al mar es frecuentemente compleja y difícil, tanto si es difusa como concentrada, como se expone en la Sección 4.4 de SASMIE (2017). Estas descargas pueden ser especialmente importantes en determinados tramos costeros volcánicos (Duarte et al., 2006). En las cuantificaciones hay que distinguir entre el caudal de descarga continental o insular y el caudal de agua que descarga al mar, que es la mezcla del continental más el marino de retorno. La diferencia es tanto mayor cuanto más dinámico sea el sistema costero, en el que la marea juega un papel importante de bombeo (Sección 2.5.2 de SASMIE, 2017).

Los cambios de salinidad y de temperatura y el aporte de solutos pueden ser importantes condicionantes de los procesos químicos y biológicos litorales y de la productividad orgánica (Johannes, 1980; Simmons, 1992; Moore, 2010; Slomp y van Cappellen, 2004; Li et al., 1999). En las formaciones volcánicas es especialmente importante el aporte de sílice y de potasio.

En zonas costeras, un importante servicio ecosistémico es la pesca, el baño y los aprovechamientos balnearios. Pueden existir manantiales, declarados o no oficialmente como agua minero-medicinal, que tradicionalmente se aprovechan como de uso "curativo". El agua salina tiene un uso tradicional recreativo en piscinas de agua de mar, tanto en complejos hoteleros y como en apartamentos. Así mismo, se utiliza con fines industriales para la obtención de sal.

Los solutos en el agua subterránea asociados a las formaciones volcánicas se consideran en la Sección 4.8 del Capítulo 4.

12.3 Gestión ambiental de cuencas en cuanto a los recursos de agua subterránea

Para mantener y en lo posible aumentar la generación de recursos de agua y en particular de agua subterránea en las formaciones e islas volcánicas es importante la gestión de las cuencas fluviales. Esto es especialmente importante en áreas de montaña e islas altas que dan servicio de agua a grandes comunidades humanas y también para la conservación de espacios naturales protegidos. Estos son aspectos bien estudiados en varias de las islas del archipiélago de Hawaii (Bremer et al., 2019; 2010; Burnett et al., 2017; Derrichson et al., 2002), considerando las aguas subterráneas (Tribble, 2008). Estos estudios incluyen determinaciones del papel distribuidor de la interceptación (Brauman et al., 2010) y de los efectos de la reforestación (Farley et al., 2005), modelación de los procesos hidrológicos (Gianbelluca et al., 2009; 2011) y de la recarga (Engott, 2011) y evaluación de los beneficios hidrológicos y ambientales (Wada et al., 2017; Zuur et al., 2009; Kroeger et al., 2017).

El cálculo de la evapotranspiración real se puede hacer aplicando los métodos comunes (Sección 2.4.2 de RAEMIA, 2019), pero pueden ser engorrosos para muchos puntos territoriales. Por eso, en Hawaii, el cálculo se simplifica en cada porción de territorio mediante una relación lineal:

$$ETR = a_0 + a_1 LAI + a_2 R_N + a_3 T + a_4 U + a_5 \theta + \varepsilon$$

en la que los coeficientes a son los resultados de ajustes a partir de los datos de las estaciones y de la aplicación de fórmulas contrastadas. Para cada porción (pixel) de territorio, los valores medios anuales a considerar son:

ETR = evapotranspiración real
LAI = índice de área foliar
R_N = radiación neta
T = temperatura
U = velocidad del viento
θ = humedad del suelo
ε = incertidumbre

ε considera las autocorrelaciones espaciales entre las variables (Zuur et al., 2009). En la aplicación se procede a evaluar la colinealidad, para excluir aquellas variables cuyo factor VIF (*variance inflation factor* = varianza en un modelo con multiples términos dividida por la de un término sólo) supere un cierto umbral (por ejemplo 2,5). Después se evalúa la autocorrelación del conjunto con las variables de predicción que se mantienen, para tomar el término de autocorrelación que produce el menor AIC (*Akaike information criterion*). Los valores de AIC se utilizan para eliminar variables de predicción (Zuur et al., 2009).

La interceptación de las nubes es importante en las partes altas del bosque tropical hawaiiano (Giambelluca et al., 2011, 2009; Scholl et al., 2007). Según Takahashi et al. (2011), la interceptación de niebla en el Parque Nacional de los Volcanes, en la isla de Hawaii, dividida por la suma de la transcolación y flujo por los troncos, es de 0,29 para bosque natural y 0,16 para bosque no nativo. Para evaluarla se aplican los métodos recomendados por el USGS, como F = R + FI + FCE (Engott, 2011), siendo

F = agua interceptada de la niebla
R = precipitación
FI = fracción de interceptación, que depende de la altitud y el lugar
EC = eficiencia de captación (0 para pradera; 0,5 para matorral y arbustos; 1 para bosque)

Las observaciones locales indican que el bosque captura más agua que la que evapora en áreas de cumbre, pero no en otras circunstancias. Esto es importante al tomar decisiones de reforestación y gestión del territorio.

En general, es de esperar que la disminución de la masa vegetal en un bosque por explotación, gestión y talado lleve a una mayor transcolación (precipitación directa en el bosque, *throughfall*) y menos atrapamiento de niebla. Sin embargo, los estudios realizados en la isla de Tenerife han mostrado que una gran disminución de la masa vegetal lleva a una disminución a largo plazo de la transcolación (Aboal et al., 2000). Se ha explicado por la disminución del atrapamiento de niebla al disminuir el LAI (*leaf area index*) y la rugosidad por mayor variación de la altura de los árboles.

En la Isla Grande de Hawaii, casi la totalidad del agua potable de abastecimiento es agua subterránea (Tribble, 2008). Por esta razón se ha estudiado con detalle la recarga y su dependencia del estado del territorio en cuanto a la vegetación, su evolución y capacidad de captar niebla en las partes altas. Esto lleva a estudiar estrategias de conservación y restauración de la vegetación, es especial del bosque, en cuanto a especies invasoras y a la reversión de terrenos convertidos en prados. Se han estudiado tres áreas en condiciones diferentes, en las que se han preparado escenarios de 50 años que comparan la evolución esperable si no se actúa con la de acciones de conservación y restauración (Bremer, 2010; Bremer et al., 2020), utilizando datos meteorológicos interpolados en el territorio y una detallada división de las áreas de estudio según el suelo y vegetación. Es la misma forma de tratamiento utilizada en la isla de Tenerife (Braojos Ruiz, 2015). Los resultados en las tres áreas de la isla de Hawaii, comparado la preservación de la vegetación natural con la evolución previsible tras 50 años si no hay gestión, muestra una pérdida total de recarga entre 250 y 800 mm en esos 50 años, según los lugares.

12.4 Cambio climático y cambio global

12.4.1 Consideraciones generales

La variación climática natural sigue produciéndose y continuará en el futuro, según ciclos periódicos, aunque muy irregulares, lo que hace muy incierta la proyección al futuro. A esto se suman los efectos antropogénicos del cambio climático y del cambio global.

En áreas áridas y semiáridas, como en las islas volcánicas de Canarias Cabo Verde, las sequías son un fenómeno natural recurrente (Custodio, 2018). Las sequias importantes duran varios años, con fluctuaciones a lo largo de las mismas y con algún año húmedo intercalado. Estas sequías son bien conocidas y están documentadas desde hace siglos. Han ocasionado notables daños sociales y han propiciado grandes emigraciones.

Aunque no sean perfectas, las mejores herramientas disponibles actualmente para entender la dinámica y evolución del clima terrestre son los modelos de circulación global (GCM), que se basan en leyes físicas de conservación de masa, energía y momento, y los procesos considerados se derivan de una gran cantidad de observaciones. Estos modelos son capaces de simular los aspectos más relevantes del clima a nivel global y de reproducir lo sucedido en el pasado próximo, aunque no tanto si se consideran siglos. Los diferentes modelos disponibles son cada vez más coherentes entre sí a una escala igual o mayor que 200 km. Esta escala es aún demasiado grosera para tratar procesos hidrológicos, como la lluvia, de modo que se producen errores, que se manifiestan como más frecuentes e intensas las situaciones extremas y mayor variabilidad a diferentes escalas temporales (Ehret et al., 2012).

Para tratar los aspectos hidrológicos e hidrogeológicos se requiere además de modelos de precipitación-escorrentía-recarga (Capítulos 3 y 4 de RAEMIA, 2019). Probablemente los modelos de recarga y de respuesta de los sistemas hidrológicos sean más robustos que los actuales modelos climáticos, pero con algunos reparos. Por un lado, no todos los fenómenos hidrológicos involucrados están bien fundamentados en parámetros con sentido físico. También, la variación climática a largo plazo conlleva naturalmente una modificación de la vegetación, aún más lenta, pero con posibles efectos hidrológicos importantes. Esto está pobremente estudiado. Los modelos de recarga-escorrentía pueden ser más útiles en el estudio del cambio global, ya que los escenarios están mejor definidos y son más rápidos, con lo que la evolución natural asociada tiene un peso más atenuado.

12.4.2 Cambio climático

Se suele llamar cambio climático al debido a la introducción en la atmósfera de gases de efecto invernadero, que favorecen un calentamiento global. Se superpone a la evolución natural, que es mal conocida en signo y magnitud, y a un aumento del contenido en vapor de agua en la base de la estratosfera y también de polvo ambiental,

cuyo efecto es de enfriamiento. Esto se considera en los modelos globales de proyección del clima en las décadas futuras, con mayor fiabilidad en cuanto al incremento relativo de temperatura, pero que presentan diferencias entre ellos debido a las necesarias simplificaciones y a que no todos los procesos están incorporados o son conocidos.

El efecto del cambio climático sobre la precipitación y la recarga es mucho menos conocido. De hecho, los datos históricos no muestran un cambio significativo claro. Las previsiones más frecuentes indican también mayores fluctuaciones, con posibles sequías más intensas y persistentes. No obstante, este efecto de mayor irregularidad puede estar exagerado a causa de las imperfecciones de las herramientas de predicción (Ehret et al., 2012), aunque los actuales modelos son en sí más precisos como herramienta que lo que a veces se admite (Holman et al., 2012). Eso hace aún más incierto cómo afectará el cambio climático a la hidrogeología, recarga a los acuíferos y recursos de agua subterránea en terrenos e islas volcánicas (Willmott et al., 2017).

A pesar del gran progreso en la modelación del clima, existen errores sistemáticos (sesgos, *bias*) que impiden la interpretación directa o la aplicación de los datos obtenidos para simulación y predicción con modelos hidrológicos. El sesgo es la diferencia entre los valores medios predichos y los observados durante un cierto tiempo en un determinado lugar. Las causas principales de sesgo son la imperfecta representación de la física atmosférica, los valores iniciales incorrectos y los errores en la cadena de parametrización (Sciermeier, 2010). En cuanto a la precipitación, el sesgo total depende de una combinación de efectos variables en el tiempo y series temporales relativamente cortas, que no representan bien la variabilidad. Para algunas regiones, la influencia de la corrección de sesgo en el cambio climático puede ser mayor que la propia señal (Rojas et al., 2011). Para superar este problema, se han ideado y estandarizado técnicas para corregir los resultados para que se asemejen a las observaciones (Teutschbein et al., 2011; Ehret et al., 2012; Haerter et al., 2011), pero la corrección del sesgo altera de forma significativa las salidas del modelo y afecta a los resultados.

Para la aplicación hidrológica y para estudiar el efecto del cambio climático sobre un acuífero determinado, hay que transformar los resultados de los modelos climáticos globales a las condiciones locales mediante el proceso de detallado (*downscaling*). El detallado incrementa las incertidumbres (Holman et al., 2009). Las proyecciones hacia atrás, para tratar de reproducir la evolución observada, además de la incertidumbre de ese conocimiento requiere que se corrija el sesgo de las series de datos de las simulaciones climáticas o bien que se trabaje con el mismo y la comparación se haga indirectamente.

Los conjuntos de varios modelos son útiles para atribuir la incertidumbre a los diferentes componentes de la cadena de modelación y a la variabilidad natural. Cook et al. (2013) realizaron un estudio sobre el consenso actual sobre las tendencias del cambio climático entre los diferentes expertos e instituciones.
Debido al aumento de la temperatura ambiental, cabe esperar un aumento de la evapotranspiración y por tanto una disminución de la recarga, aunque el efecto hay que modificarlo según el viento y por la muy lenta evolución de la vegetación para irse

adaptando a las nuevas circunstancias. La simulación de los efectos del cambio climático puede hacerse con los modelos hidrológicos-hidrogeológicos disponibles, una vez que se han definidos los escenarios y los efectos a considerar.

En los lugares en que se predice un aumento de temperatura ambiental, cabe esperar un aumento de la evapotranspiración potencial y por tanto una disminución de la recarga, pero la relación es más compleja y puede llegar a ser inversa, ya que en el balance hay que tener en cuenta la evapotranspiración real, que puede diferir notablemente de la potencial y depende además de la vegetación y del suelo. Los efectos pueden estudiarse con los modelos hidrológicos-hidrogeológicos, una vez que se han definido los escenarios a considerar y los datos de los modelos climáticos globales se adaptan a las condiciones locales mediante un proceso de detallado.

Mayor precipitación media anual no necesariamente significa mayor recarga media anual a los acuíferos, y viceversa, ya que las intensidades puntuales y la distribución tienen gran peso, en un proceso que es altamente no lineal (Green et al. 2011; Taylor et al., 2013).

Se han realizado numerosos estudios de cómo posibles escenarios climáticos futuros pueden afectar a la recarga a los acuíferos (Treidel et al. 2011; Jyrkama y Sykes, 2007), a los servicios ecosistémicos relacionados (Kløve et al., 2014) y al efecto que tienen los bosques en la generación de escorrentía y recarga. En general, se trata de aplicaciones de las series de datos diarios o agregados por meses de la precipitación y variables meteorológicas proyectadas hasta 2099 y una parte del periodo, según los distintos modelos existentes, bajo distintos escenarios, en especial los elegidos internacionalmente para poder comparar resultados. Esas series son las funciones de entrada y los resultados obtenidos son simplemente la respuesta a los mismos. No son proyecciones reales y deben interpretarse como tales. Es decir, si sucediere lo que se impone como entrada, dentro de las incertidumbres de la modelación de la recarga y de los recursos de agua, cabe esperar lo simulado en cuanto a series de datos con parámetros estadísticos, no en el detalle diario, mensual o anual.

El estudio de como posibles escenarios climáticos futuros pueden afectar a la recarga a los acuíferos en terrenos e islas volcánicas, a los servicios ecosistémicos relacionados y a los bosques en la generación de escorrentía y recarga en general, se realiza utilizando las series futuras de datos diarios o agregados por meses de la precipitación y variables meteorológicas. Estas series son las funciones de entrada que responden a escenarios y los resultados obtenidos son la respuesta a los mismos. No son proyecciones reales y muestran como valores estadísticos lo que sucedería en el escenario considerado, dentro de las incertidumbres de la modelación de la recarga y de los recursos de agua.

Se ha estudiado para pequeñas islas (Brickner, 2009). De la comparación de lo calculado con lo observado en el pasado, Tillman et al. (2107) encuentran que las recargas medias simuladas mensuales y anuales son similares a las observadas en la cuenca alta del río Colorado, pero con diferencias notables entre los valores mensuales y anuales simulados y observados, en especial entre 1970 y 2000, con mucha mayor variabilidad en los datos simulados.

12.4.3 Recarga y cambio global

El cambio global es el debido a las acciones antrópicas que modifican el ambiente natural y humano en un lugar determinado o por acciones que derivan de actuaciones de mayor alcance. Unas acciones son territoriales, como el ascenso actual del nivel del mar (SASMIE, 2017), la disminución de la biodiversidad y la introducción de nuevas especies, el talado masivo del bosque, las grandes acciones de reforestación, la gran agricultura extensiva, el abandono del medio rural, el descenso generalizado del nivel freático por extracción a gran escala del agua subterránea y la urbanización de áreas extensas. Otras acciones son de carácter social, como una población cada vez más numerosa, más longeva y con mayor nivel de vida, los cambios en los hábitos sociales, la economía, los condicionantes legales y administrativos y los principios morales y éticos aplicables. Una parte de las acciones son cuantificables o calificables, pero otras son inmateriales y no se pueden medir. Aun para las acciones cuantificables, la combinación de factores no lineales introduce una componente incierta adicional, que difícilmente se puede simular mediante modelos hidrogeológicos convencionales.

El cambio global puede suponer una mayor presión sobre los recursos de agua y por tanto también sobre los recursos de agua subterránea. Esto se hace en competencia con el agua que necesitan los ecosistemas para su funcionamiento y para mantener los servicios que proporcionan al ser humano. El cambio global también tiene una componente que relaciona la explotación del agua subterránea con la climatología local, por la evaporación en los regadíos y en terrenos no ocupados por la población y, en clima árido y semiárido, debido al descenso de la evapotranspiración al descender el nivel freático.

En general, el cambio global es de mayor alcance a nivel local y regional que el climático, aunque se habla menos del mismo, ya que es más complejo localmente y se carece de muchos de los datos necesarios para crear escenarios futuros y de criterios para evaluarlos.

12.4.4 Papel del agua subterránea en relación con los cambios climáticos y globales

El agua subterránea y el buen manejo de los acuíferos constituyen uno de los medios eficaces para la mitigación de los efectos del cambio climático y global a través de la inercia que proporcionan sus grandes reservas, a condición de una gestión apropiada y adecuada gobernanza. El papel de las aguas subterráneas en la disponibilidad de agua ante un eventual aumento de la irregularidad pluviométrica, tanto si afecta positiva o negativamente a la recarga a los acuíferos, se obtiene valorando la resiliencia de los acuíferos a estos cambios. Esta resiliencia está relacionada con los tiempos medios de tránsito o renovación del agua subterránea.
De hecho, las aguas subterráneas mitigan los problemas de los abastecimientos urbanos que disponen de acuíferos y los hace menos sensibles a la sequía. En las islas volcánicas de Canarias, a causa del gran peso que tiene el agua subterránea en el conjunto de recursos de agua, la sequía es sólo moderadamente sentida a nivel general, aunque tiene repercusión por el aumento de la demanda de agua subterránea

para la agricultura que en condiciones normales depende de la precipitación, total o parcialmente.

Bajo un punto de vista más general, los acuíferos en las formaciones volcánicas, aunque muchas de ellas sean de moderaba y baja permeabilidad, dado que pueden ser de gran espesor, pueden contener reservas importantes de agua subterránea que permitan una mayor regulación, con la condición de una buena gestión de la cantidad y de la calidad. El hecho de que muchos de estos acuíferos estén en lugares montañosos o poco habitados, favorece su utilización planificada, con menos conflictos legales, aunque debe darse la debida importancia a la parte legal.

12.5 Referencias

Aboal, J.R., Jiménez, M.S., Morales, D., Gil, P. 2000. Effects of thinning on throughfall in Canary Islands pine forest—the role of fog. Journal of Hydrology, 238(3-4): 218-230.

Aboal, J.R., Regalado, C.M., Ritter, A., Gómez, L.A., Fernández, A. 2013. Interceptación de lluvia y niebla en bosques de laurisilva y pinar de las Islas Canarias. En: F. Belmonte Serrato y A. Romero Díaz (eds.), La Interceptación de la Lluvia por la Vegetación en España. Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua: 47-78.

Azevedo, J., Morgan, D.L. 1974. Fog precipitation in coastal California forests. Ecology 55: 1135–1141.

Bindeman, I.N., Eiler, J.M., Wing, B.A., Farquhar, J. 2007. Rare sulfur and triple oxygen isotope geochemistry of volcanogenic sulfate aerosols. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71(9): 2326-2343.

Braojos Ruiz, J.J. 2010. Una metodología para la evaluación de la lluvia horizontal (aplicación en la isla de Tenerife). En: El conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias Cuatro Décadas Después del Proyecto SPA-15. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 43-51.

Braojos Ruíz, J.J. 2015. La nube, el pino y la "otra" lluvia: una metodología para evaluar el potencial de captación de agua de niebla y su aprovechamiento: natural o artificial. Consejo Insular de Aguas de Tenerife: 1-339. ISBN: 978-84-15012-11-5.

Bremer, L.L., Wada, C.A., Medoff, S., Page, J., Falinski, K., Burnett, K.M. 2019. Contributions of native forest protection to local water supplies in East Maui. Sci. Total Environ. 688: 1422–1432.

Bremer, L.L., DeMaagd, N., Wada, C., Burnett, K.M. (2020). Identifying priority watershed management areas for groundwater recharge for drinking water on Hawai'i Island. Journal of Environmental Management. JEMA-D-20-02272 (en evaluación).

Brauman, K.A., Freyberg, D.L., Daily, G.C. 2010. Forest structure influences on rainfall partitioning and cloud interception: A comparison of native forest sites in Kona, Hawai'i. Agric. For. Meteorol. 150: 265–275.

Bricker, S.H. 2009. Impacts of climate change on small island hydrogeology - a literature review. British Geological Survey Groundwater Science Programme, open report or/09/025: 1-28.

Briffa, K.R., Jones, P.D., Schweingruber, F.H., Osborn, T.J. 1998. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. Nature. Jun 393(6684): 450-455.

Bruijnzeel, L.A., Mulligan, M., Scatena, F.N. 2011. Hydrometeorology of tropical montane cloud forests: emerging patterns. Hydrological Processes, 25(3): 465–498.

Burnett, K., Wada, C., Balderston, A. 2017. Benefit-cost analysis of watershed conservation on Hawai'i Island. Ecol. Econ. 131: 262–274. https://doi.org/10.1016/j.ecolecon.2016.09.013

Clus, O., Ortega, P., Muselli, M., Milimouk, I., Beysens, D. 2008. Study of dew water collection in humid tropical islands. Journal of Hydrology, 361(1-2): 159-171.
Cook, J. Nuccitelli, D., Green, S.A., Richardson, M., Winkler, B., Painting, R., Way, R., Jacobs, P., Skuce, A. 2013. Quantifying the consensus on anthropogenic global warming in the scientific literature. Environ. Res. Lett. 8 (2013) 024024 (7pp).

Custodio, E. 2018. Las aguas subterráneas en la regulación y atenuación de las sequías a corto y largo plazo. En: A. Embid (ed.), Sequía e Inundaciones como Fenómenos Hidrológicos Extremos, XXII Jornadas de Derecho de Aguas. Universidad de Zaragoza.

Derrickson, S. a K., Robotham, M.P., Olive, S.G., Evensen, C.I., 2002. Watershed management and policy in Hawaii: coming full circle and water resources on which their lives depend. JAWRA, 38: 563–576.

Duarte, T.K., Pongkijvorasin, S., Roumasset, J., Amato, D., Burnett, K. 2010. Optimal management of a Hawaiian Coastal aquifer with nearshore marine ecological interactions. Water Resour. Res., 46, W11545, doi: 10.1029/2010WR009094.

Ehret, U., Zehe, E., Wulfmeyer, V., Warrach-Sagi, K.W., Liebert, J. 2012. Should we apply bias correction to global and regional climatemodel data? Hydrol. Earth Syst. Sci., 16: 3391–3404
Eller, C.B., Lima, A.L., Oliveira, R.S. 2013. Foliar uptake of fog water and transport belowground alleviates drought effects in the cloud forest tree species, Drimys brasiliensis (Winteraceae). New Phytol, 199: 151–162.

Engott, J. A. 2011. A water-budget model and assessment of groundwater recharge for the island of Hawai'i. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2011–5078.

Eugster, W. 2007. The Relevance of Fog for the Vegetation: is it the Water or the Nutrients That Matter?. Fog, 4(2), 0.

Esper, J., Cook, E.R., Schweingruber, F.H. 2002. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. Science, 295(5563): 2250-2253.
Farley, K. A., Jobbagy, E.G., Jackson, R.B. 2005. Effects of afforestation on water yield: a global synthesis with implications for policy. Glob. Chang. Biol. 11: 1565–1576.

Figueira, C., Menezes de Sequeira, M., Vasconcelos, R., Prada, S. 2012. Cloud water interception in the temperate laurel forest of Madeira Island, Hydrological Sciences Journal, 58(1): 152-161.

Fischer, D.T., Still, C J. 2007. Evaluating patterns of fog water deposition and isotopic composition on the California Channel Islands. Water Resources Research, 43(4).
Gerlach, T. 2011. Volcanic versus anthropogenic carbon dioxide. Eos, Transactions American Geophysical Union, 92(24): 201-202.

Giambelluca, T.W., Martin, R.E., Asner, G.P., Huang, M., Mudd, R.G., Nullet, M.A., Delay, J.K., Foote, D., States, U. 2009. Evapotranspiration and energy balance of native wet montane cloud forest in Hawai'i 149: 230–243.

Giambelluca, T.W., DeLay, J.K., Nullet, M.A., Scholl, M.A., Gingerich, S.B. 2011. Canopy water balance of windward and leeward Hawaiian cloud forests on Haleakala, Maui, Hawai'i. Hydrologycal Processes, 25: 438–447.

Green, T. R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Hiscock, K.M., Treidel, H., Aureli, A. 2011. Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. J. Hydrol., 405(3–4): 532–560.

Guerra García, J.C., Ritter, A., Regalado, C., Arencibia Pérez, M.T., 2013. Uso de isótopos estables para el estudio de la contribución del agua de niebla a la hidrología de los bosques nublados en Canarias. XI Congreso Nacional de la Asociación Española de Ecología Terrestre: 1-108. Doi.: 10.7818/AEET.XICongress.2013.

Guerra, J.C., Regalado, C.M., Ritter, A., Iribarren, I., Marrero, R., Poncela, R., Arencibia, M.T., Skupien, E., Socorro, A., León, M. 2017. Estudio isotópico del agua en los flujos hídricos de un bosque de laurisilva. Estudios en la Zona No Saturada del Suelo Vol. XIII-ZNS'17.

Haerter, J.O., Hagemann, S., Moseley, C., Piani, C. 2011. Climate model bias correction and the role of timescales. Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 1065–1079.

Hamel, P., Riveros-Iregui, D., Ballari, D., Browning, T., Célleri, R., Chandler, D., Chun, K.P.,
Destouni, G., Jacobs, S., Jasechko, S., Johnson, M., Krishnaswamy, J., Poca, M., Pompeu, P.V.,
Rocha, H. 2017. Watershed services in the humid tropics: Opportunities from recent advances in ecohydrology. Ecohydrology, 11.

Hamilton, S.H., Fu, B., Guillaume, J.H.A., Badham, J., Elsawah, S., Gober, P., Hunt, R.J., Iwanaga, T., Jakeman, A.J., Ames, D.P., Curtis, A., Hill, M.C., Pierce, S.A., Zare, F. 2019. A framework for characterising and evaluating the effectiveness of environmental modelling. Environ. Model. Softw. 118: 83–98.

Herrera, C., Gamboa, C., Custodio, E., Jordan, T., Godfrey, L., Jódar, J., Luque, J.A., Vargas, J., Sáez, A. 2017. Groundwater origin and recharge in the hyperarid Cordillera de la Costa, Atacama Desert, northern Chile. Science of the Total Environment, 624:114-132.

Holman, I.P., Tascone, D., Hess, T.M. 2009. A comparison of stochastic and deterministic downscaling methods for modelling potential groundwater recharge under climate change in East Anglia, UK: implications for groundwater resource management. Hydrogeology Journal, 17: 1629–1641.

Holman, I.P., Allen, D.M., Cuthbert, M.O., Goderniaux, P. 2012. Towards best practice for assessing the impacts of climate change on groundwater. Hydrogeology Journal, 20: 1–4.

Ingraham, N.L., Mathhews, R.A. 1988. Fog drip as a source of groundwater recharge in Northern Kenya. WRR, 24(8): 1406-1410.

Izquierdo, T., de las Heras, P., Márquez, A. 2011. Vegetation indices changes in the cloud forest of La Gomera Island (Canary Islands) and their hydrological implications. Hydrol. Process., 25: 1531–1541.

Jiménez, M.S., Cermák, J., Kucera, J., Morales, D. 1996. Laurel forests in Tenerife, Canary Islands: the annual course of sap flow in Laurus trees and stand. *Journal of Hydrology*, *183*(3-4): 307-321.

Jyrkama, M.L. Sykes, J.F. 2007a. The impact of climate change on groundwater. In: J.W. Delleur (ed.), The Handbook of Groundwater Engineering, 2nd ed.: 28–1/28–42.

Johannes, R.E. 1980. The ecological significance of the submarine discharge of groundwater. Mar Ecol. Prog. Ser., 3: 365–373.

Kroeger, T., Klemz, C., Boucher, T., Fisher, J.R.B., Acosta, E., Targa, A., Dennedy-frank, P.J., Posner, S.M., McKenzie, E., Ricketts, T.H. 2016. Policy impacts of ecosystem services knowledge. Proc. Natl. Acad. Sci. United States Am. 113: 1760–1765.

Kløve, B., Ala-Aho, P., Bertrand, G., Gurdak, J. J., Kupfersberger, H., Kværner, J. Pulido-Velazquez, M. 2014. Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems. J. Hydrol, 518: 250–266.

Larrain, H.; Velasquez, F.; Cereceda, P.; Espejo, R.; Pinto, R.; Osses, P.; Schemenauer, R. 2002. Fog measurements at the site "Falda Verde" north of Chañaral compared with other fog stations of Chile. Atmos. Res., 64: 273 –284.

Le Grande, A.N., Anchukaitis, K.J., von Gunten, L., Goodwin, L (eds.) 2015. Volcanoes and climate. In: N.A. Le Grande & K.J. Anchukaitis, Volcanic Eruptions and Climate. Past Global Changes Magazine, 23(2): 1-41-47.

Li, L., Barry, D.A., Stagnitti, F., Parlange, J.Y. 1999. Submarine groundwater discharge and associated chemical input to a coastal sea. Water Resour. Res., 35(11), 3253–3259, doi:10.1029/1999WR900189.

Marrero-Díaz, R., Regalado, J.M., Guerra, J.C., Ritter, A., Socorro, A., Poncela, R., Iribarren I., Skupien, E. 2017. Características físico-químicas de los flujos hídricos en un bosque de laurisilva en Tenerife, Islas Canarias (España). Estudios en la Zona No Saturada del Suelo Vol. XIII- ZNS'17.

Marzol, M.V. 2002. Fog water collection in a rural park in the Canary Islands (Spain). Atmospheric Research, 64: 239–250.

MASE 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para UPC and AQUALOGY–CETAQUA. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona. e-books: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272

Mayewski, P. A., Lyons, W. B., Spencer, M. J., Twickler, M., Dansgaard, W., Koci, B., ... , Honrath, R. E. (1986). Sulfate and nitrate concentrations from a south Greenland ice core. Science, 232(4753), 975-977.

Moore, W.S. 2010. The effect of submarine groundwater discharge on the ocean. Annu. Rev. Mar. Sci., 2: 59–88.

Morales, D., Jiménez, M.S., González-Rodríguez, A.M., Cêrmák, J. 1996. Laurel forests in Tenerife, Canary Islands. *Trees*, *11*(1): 34-40.

Nicolini, E., Jusserand, C., Blavoux, B., Coudray, J., Eberschweiler, C., Mairine, P. 1989. Apauvrissement en isotopes lourds des précipitations liés aux cyclones. Hydogéologie/Hydrogeology, C.R. Acad. Sci. Paris, t. 309, Série II: 1255-1260.

Pascual, J.A., Naranjo, M.F., Payano, R., Medrano, O. 2011. Tecnología para la recolección de agua de niebla. En: IV Simposio Internacional Tecnohistoria, Chiapas, México: 20 pp.

Prada, S., Oliveira da Silva, M., Figueira, C., Meneses, M., Pontes, A. 2007. Fog water collection in Madeira Island (Portugal). In Proceedings 4th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew, La Serena, 277–283.

Prada, S., Cruz, J. V., Figueira, C. 2016. Using stable isotopes to characterize groundwater recharge sources in the volcanic island of Madeira, Portugal, J. Hydrol. 536, 409-425.

RAEMIA 2019. Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España. Preparado por E. Custodio con la colaboración de J. Jódar, J.V. Giráldez y A. Sahuquillo para UPC-SUEZ-CETAQUA. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona: e-books: 1-1206. http://hdl.handle.net/2117/182282.

Regalado, C.M., Guerra, J.C., Ritter, A. Arencibia, M.T. 2013. Estudio de la contribución del agua de niebla a la ZNS mediante isótopos estables. En: J. Dafonte Dafonte, J.J. Cancela Barrio, A. López Fabal, N. López López, E.M. Martínez Pérez y M. Valcárcel Armesto (eds.), Estudios en la Zona No Saturada del Suelo (Lugo), XI: 119-125.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2017. The performance of three fog gauges under field conditions and its relationship with meteorological variables in an exposed site in Tenerife (Canary Islands). Agric. Forest Meteor., 233: 80–91.

Renssen, H., Goosse, H., Muscheler, R. 2006a. Coupled climate model simulation of Holocene cooling events: oceanic feedback amplifies solar forcing. Climate of the Past, European Geosciences Union (EGU), 2(2): 79-90.

Renssen, H., Brovkin, V., Fichefet, T., Goose, H. 2006b. Simulation of the Holocene climate evolution in Northern Africa: The termination of the African Humid Period. Quaternary International, 150(1): 95-102.

Ritter, A., Regalado, C.M., Aschan, G., Gómez, L.A. 2005 Contribución hídrica de la captación de niebla al balance de un bosque de laurisilva en el Parque Nacional de Garajonay En: J. Samper Calvete y A. Paz González (eds.). VII Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo. Universidade da Coruña: 351-358.

Ritter, A., Regalado, C.M., Aschan, G. 2008. Fog water collection in a subtropical elfin laurel forest of the Garajonay National Park (Canary Islands): a combined approach using artificial fog catchers and a physically-based impaction model. J. Hydrometeorology, 9: 920–935.

Ritter, A., Regalado, C.M., Aschan, G. 2009. Fog reduces transpiration in tree species of the Canarian relict heath–laurel cloud forest (Garajonay National Park, Spain). Tree Physiol., 29: 517–528.

Ritter, A., C.M. Regalado y J.C. Guerra. 2015. Quantification of fog water collection in three locations of Tenerife (Canary Islands). Water, 7: 3306-3319.

Rojas, R., Feyen, L., Dosio, A., Bavera, D. 2011. Improving pan-European hydrological simulation of extreme events through statistical bias correction of RCM-driven climate simulations, Hydrol. Earth Syst. Sci., 15: 2599–2620.

Santana, L. 1986. En: Silva et al. (eds.), Estudio de la precipitación de niebla en Tenerife. ICONA: 1–97.

Santana Pérez, L.M. 1987. Las precipitaciones de niebla de Tenerife. Simposio Canarias Agua 2000. Puerto de La Cruz, 1987: 1-28.

Santana, L. 1990. La importancia hidrológica de las nieblas en las cumbres del parque Nacional de Garajonay. En: Pérez de Paz, L. (ed.) Parque Nacional de Garajonay, Patrimonio Mundial. Excmo. Cabildo de La Gomera., ICONA,: 66-71.

Santana Pérez, L.M., Hernández Barrera, S. 2020. Precipitaciones anuales siglo XXI en Tenerife. Agro-Cabildo, Cabildo de Tenerife, Santa Cruz de Tenerife. Primera parte: 1-228; Segunda parte: 1-230.

SASMIE 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio, para UPC y Suez Solutions–CETAQUA, Barcelona. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, e-books: 1–852. http://hdl.handle.net/2117/111515.

Scholl, M.A., Gingerich, S.B., Giambelluca, T.W., Nullet, M.A., Loope, L.L. 2003. Quantifying the role of cloud water in the hydrology of two montane forest sites on East Maui, Hawaii. EOS, Transactions American Geophysical Union 84: F687.

Scholl, M.A., Giambelluca, T.W., Gingerich, S.B., Nullet, M.A., Loope, L.L. 2007. Cloud water in windward and leeward mountain forests: The stable isotope signature of orographic cloudwater. Water Resources Research, 43: 1–13.

Scholl, M., Eugster, W., Burkard, R. 2010. Understanding the role of fog in forest hydrology: stable isotopes as tools for determining input and partitioning of cloud water in montane forests. Hydrological Processes. DOI: 10.1002/hyp.7762.

Sciermeier, Q. 2010. The real holes in climate science. Nature 463: 284-287.

Sigl, M., McConnell, R.J.., Toohey, M., Plunkett, G., Ludlow, F., Winstrup, M., Kipfstuhl, S., Motizuki, Y. 2015. The history of volcanic eruptions since Roman times. In: N.A. Le Grande & K. J. Anchukaitis, Volcanic Eruptions and Climate. Past Global Changes Magazine, 23(2): 48-49.

Simmons, G.M. 1992. Importance of submarine groundwater discharge (SGWD) and seawater cycling to material flux across sediment/water interfaces in marine environments. Mar. Ecol. Prog. Ser., 84: 173–184.

Simonin K.A., Santiago, L.S., Dawson, T.E. 2009. Fog interception by *Sequoia sempervirens* (D. Don) crowns decouples physiology from soil water deficit. Plant, Cell and Environment, 32: 882–892.

Slomp, C.P., Van Cappellen, P. 2004. Nutrient inputs to the coastal ocean through submarine groundwater discharge: controls and potential impact. Journal of Hydrology, 295(1–4): 64–86.

Taylor, R.G., Scanlon, B., Döll, P., et al. 2013. Ground water and climate change. Nature Climate Change, 3 April 2013. www.nature.com/natureclimatechange
Takahashi, M., Giambelluca, T.W., Mudd, R.G., DeLay, J.K., Nullet, M.A., Asner, G.P. 2011. Rainfall partitioning and cloud water interception in native forest and invaded forest in Hawai'i Volcanoes National Park. Hydrol. Process., 25: 448–464.

Teutschbein, C., Wetterhall, F., Seibert, J. 2011. Evaluation of different downscaling techniques for hydrological climate-change impact studies at the catchment scale. Climate Dynamics, 37(9-10): 2087-2105.

Tillman, F.D., Gangopadhyay, S., Pruitt, T. 2017 Understanding the past to interpret the future: comparison of simulated groundwater recharge in the upper Colorado River basin (USA) using observed and general-circulation-model historical climate data. Hydrogeol. J., 25: 347–358.
Tribble, G. 2008. Ground water on tropical pacific Islands-understanding a vital resource. US Geol. Surv. Circ.: 1–37.

Treidel, H., Martin–Bordes, J. L., Gurdak, J. J. 2011. Climate change effects on groundwater resources: A global synthesis of findings and recommendations. CRC Press Taylor & Francis Group.

Valdivieso, S., Vázquez-Suñé, E., Custodio, E. 2020. Origin and variability of oxygen and hydrogen isotopic composition of precipitation in the Central Andes: A review. Journal of Hydrology, 587 (124899). doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124899.

Vigerstol, K.L., Aukema, J.E. 2011. A comparison of tools for modeling freshwater ecosystem services. Journal of Environmental Management, 92, 2403–9.

Wada, C.A., Bremer, L.L., Burnett, K., Trauernicht, C., Giambelluca, T., Mandle, L., Parsons,
E., Weil, C., Kurashima, N., Ticktin, T. 2017. Estimating cost-effectiveness of Hawaiian dry forest restoration using spatial changes in water yield and landscape flammability under climate change. Pacific Sci. 71.

Willmott, C.J., Roberson, S.M., Matsuura, E. 2017. Climate and other models may be more accurate than reported. Eos, 98(9) (21 June 2017), 4 pp.

Zuur, A., Ieno, E.N., Walker, N., Saveliev, A.A., Smith, G.M. 2009. Mixed effects models and
extensions in ecology. R. Springer Science & Business Media.

Capítulo 13

Obtención de recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

Contenido: Se aportan consideraciones específicas sobre los métodos de exploración, reconocimiento y evaluación de los recursos de agua subterránea en formaciones volcánicas. Se comentan algunos métodos de captación de los recursos de agua específicos o comunes en determinadas formaciones e islas volcánicas. Se consideran las reservas y recursos de agua en las formaciones e islas volcánicas orientadas a su explotación y a su gestión. Se aportan algunos comentarios de contenido hidrogeológico sobre el aprovechamiento de la energía geotérmica. Se apuntan algunos aspectos del riesgo volcánico en relación con la hidrogeología.

Notas generales

Lo que se presenta se orienta al conocimiento, exploración, explotación y gestión del agua subterránea en formaciones e islas volcánicas en aquellos aspectos que son específicos o frecuentes, ya que las situaciones generales se encuentran en diversos textos comunes.

Una parte significativa del contenido se basa en los informes MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019), disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua, y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología de los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

El enfoque no es sistemático sino ocasional en cuanto a su relevancia hidrogeológica, con el apoyo de algunos ejemplos, a sabiendas que hay situaciones que no se tratan o sólo se mencionan marginalmente, y que algunas se consideran en los Capítulos 6 a 11.

Este informe-libro se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970 y en la propia experiencia directa desde la década de 1960.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de los contenidos de los mismos o por sesgos, aunque se ha tratado de compensar estas deficiencias en lo posible.

Las figuras se han tomado en buena parte de los documentos disponibles, con la calidad que tenían, que a veces es bastante deficiente. Estas se han mantenido si aportan información relevante.

Muchas de las localidades mencionadas no están expresamente identificadas o no figuran en la información gráfica. Se pueden localizar fácilmente por los lectores acudiendo a los medios de información electrónica y otros.

Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales, con la designación anglosajona cuando aparecen por primera vez, cuando se ha creído relevante. En el breve glosario y lista de símbolos se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 13

13 Obtención de recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

13.1 Introducción

13.2 Exploración, evaluación y prospección

13.3 Métodos de captación y explotación

13.4 Técnicas de gestión de los recursos de agua subterránea

13.5 Gestión de los recursos y reservas de agua subterránea

13.6 Geotermalismo

13.7 Aspectos hidrogeológicos del riesgo volcánico

13.8 Referencias

13 Obtención de recursos de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

13.1 Introducción

La obtención de recursos de agua y en especial de agua subterránea en las formaciones e islas volcánicas, desde la prospección y evaluación a la captación y las acciones de gestión, sigue las líneas generales en hidrología subterránea y en hidrogeología, tal como se desarrolla en Custodio y Llamas (1976/1983) y se puede también encontrar en MASE (2015) y SASMIE (2017). Estos aspectos generales no se van a considerar en este Capítulo. Se pone el énfasis en aspectos específicos que guardan estrecha relación con la génesis y evolución de las formaciones volcánicas, según se expone en los Capítulos 3, 4 y 5 de este trabajo, además de los que hacen referencia al clima, posición continental o insular, tipo e intensidad relativa de la demanda de agua y experiencia local. Cabe aquí considerar que puede haber diferencias notables entre territorios próximos. Por ejemplo, cada una de las 7 islas del archipiélago de Canarias tiene diferentes características en cuanto a recursos de agua subterránea y explotación.

No se presenta un inventario de situaciones y acciones en formaciones e islas volcánicas, que en parte ya se hecho en casos destacados en los Capítulos 6 a 11, sino algunos ejemplos, con énfasis en lo que sucede en las Islas Canarias y en especial en las dos más importantes económica y socialmente: Gran Canaria y Tenerife, donde son más agudos los problemas de disponibilidad de agua.

En lugares con relativamente alta pluviosidad y buena recarga, donde la agricultura es principalmente de secano (dependiente de la lluvia, *rainfed*), dominan los aspectos relativos al abastecimiento humano en cantidad y calidad y destaca la necesidad de resiliencia a la sequía y en la costa el control de la salinización. En lugares semiáridos, pero con buen clima y buenos suelos, el regadío es una actividad económica frecuentemente muy importante y que demanda muchos más recursos que el abastecimiento humano, incluido el turismo y la industria local. En esos lugares puede haber notables situaciones de estrés debidas a disponibilidad de recursos de agua y es dónde se han desarrollado técnicas de gestión más elaboradas y adaptadas a las peculiaridades del lugar.

13.2 Exploración, evaluación y prospección

Las peculiaridades más destacadas que condicionan la exploración de las aguas subterráneas en formaciones volcánicas se presentan en el Capítulo 3, con consideraciones complementarias en los Capítulos 4 y 5. Se parte de los mapas geológicos, pero para que estos sean lo más útiles posible deben incluir indicaciones de la naturaleza hidrogeológica de las formaciones volcánicas y su disposición y sobre la fracturación y la naturaleza de las coladas y acumulaciones piroclásticas, con preferencia a enfoques que se centren en la volcanología, en la geoquímica y en la minería. Esto último suele ser lo más frecuente y por eso la cartografía geológica disponible puede ser de utilidad limitada.

Una cartografía geológica orientada y cuidadosa puede aportar información relevante. Puede identificar variaciones verticales y laterales en el espesor de las coladas y acumulaciones de piroclastos e identificar zonas con intensa inyección de diques. Con vistas a los fines hidrogeológicos, el énfasis debe ponerse en los siguientes aspectos:

- Diferenciar series
- Señalar los rasgos primarios y secundarios que informen sobre la permeabilidad, grado de alteración y su efecto en la permeabilidad
- Determinar las principales orientaciones e inclinaciones de la fracturación, diques, almagres y otros rasgos, tanto en afloramientos como en excavaciones y pozos.
- Localizar puntos de surgencia de agua y humedales y su importancia y permanencia
- Señalar la probable existencia de paleorelieves y sus puntos de menor altitud
- Cuantificar la densidad de drenaje, tras establecer una norma para que los resultados sean comparables.

La densidad de drenaje en Gran Canaria es de 1,3-2,1 km^{-1}, mientras que, en Tenerife, más joven y menos alterada, es de 1,5-8 km^{-1}.

Con frecuencia no se dispone de perforaciones, ya que son costosas, frecuentemente deben ser profundas y deben ser descritas bajo un enfoque hidrogeológico, cuando en general lo son litológica y vulcanológicamente.

La geofísica puede aportar información descriptiva y cuantitativa de relevancia, pero la interpretación adecuada es con frecuencia difícil dada la génesis de las formaciones volcánicas y su heterogeneidad y anisotropía. A estos condicionantes se unen los contrastes no claros y que se deben alcanzar profundidades grandes. Todo esto limita los métodos que se pueden emplear con eficacia. Actualmente, las antiguas limitaciones de contacto en la superficie de los electrodos de los métodos geoeléctricos o derivadas de que el terreno y contactos no sean planos, se pueden superar con instrumental apropiado, mayor excitación y programas de análisis más potentes (Sección 6.4 de RAEMIA, 2019). Puede obtenerse información adicional en cuanto a 1) la prospección geoeléctrica en Bose y Ramakrishna (1978), en los basaltos del Deccan (India) 2) la prospección electromagnética en dominio de tiempos en López-Linares García (2000), en las Islas Canarias, 3) los métodos magnetotelúricos en Cagniard (1953) y Simpson y Bahr (2005) y 4) los métodos de potencial espontáneo en Boubekraoui y Aubert (1999) y Aubert y Atangane (1995) en la isla de La Reunión, con

base en la correlación entre anomalías negativas de potencial espontáneo y espesor de medio no saturado, si hay gran contraste entre la resistividad de la zona no saturada y las resistividades del substrato y la zona no saturada (también se ha encontrado en las Azores; Aubert, 1987). El trap vesicular produce inversión de velocidad sísmica, por lo que su utilización no es recomendable.

La reflectometría en dominio de tiempo TDR permite determinar las características del suelo (Greco y Guada, 2008). En un suelo de ceniza volcánica en el Deccan (India) permitió determinar la infiltración de la lluvia con error de ±0,1 (Hasegawa, 1997). Se determinó una capacidad de campo de 640 mm en el primer 1 metro en condiciones secas (humedad volumétrica de 0,60) y 160 mm en los 30 cm superiores (humedad volumétrica de 0,47). Las lluvias intensas producen una costra de suelo por golpeteo. Para una lluvia P > 10 mm/d, se infiltra el 20% de agua caída, lo que supone el 16% anualmente, de la que 25-65 mm pasan el suelo sin ser embebidos (<0,55P). Se produce flujo preferencial en el suelo, en bandas estrechas, condicionado por el microrelieve y la vegetación. La interceptación y ondulaciones hacen que la infiltración no sea uniforme en esos suelos de cenizas volcánicas de baja densidad aparente, alto contenido de humedad (-0,1 a 1,5 MPa), conductividad hidráulica saturada k > 1 m/d.

En muchas situaciones, las técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales son muy eficaces para definir el modelo conceptual de una determinada situación (Sección 4.3 de Capítulo 4), a condición de que las muestras de agua analizadas sean representativas y la interpretación se haga correctamente y con un suficiente buen conocimiento de la herramienta, como se expone en el Capítulo 5 de RAEMIA (2019) y en las referencias allí incluidas. Esas referencias pueden complementarse con Carrera et al. (2004) para mezclas de aguas, Larson et al. (2000) y James et al. (2000) para los isótopos del agua en basaltos, Siebert et al. (2019) para otros isótopos de los solutos y gases disueltos y tierras raras en basaltos.

Se ha tratado de localizar las descargas de agua insular a lo largo de la costa en las islas volcánicas mediante reconocimientos aerotransportados de sensores de barrido infrarrojo, volando a baja altura, en marea baja, con mar en calma y cuando es de esperar una mayor diferencia térmica. Algunos resultados positivos se obtuvieron en la isla de La Reunión (Clerc et al., 1987), donde la alta recarga es favorable. Las Islas Canarias fueron voladas en la primera mitad de la década de 1960, pero los resultados fueros inciertos, dadas la menor recarga, aunque se identificaron descargas urbanas y agrícolas en la costa (Paredes, 1974; Custodio, 1978).

Los métodos de testificación (registro) de sondeos (*well logging*) que se aplican son los comunes, con la diferencia de que en las formaciones volcánicas las variaciones verticales son menores o poco identificables, en especial las relacionadas con la alternancia de depósitos porosos de granulometría fina y gruesa, potencial espontáneo, radiación gamma, atenuación neutrónica, etc. El calibre puede separar bien los tramos de escoria o entre-coladas de las coladas. El registro de temperatura y conductividad eléctrica y la aplicación de testificaciones especiales en sondeos, como la medida de la velocidad vertical natural o con bombeo o la dilución de trazador, pueden localizar fracturas e identificar variaciones verticales de potencial hidráulico (Figura 13.2.1).

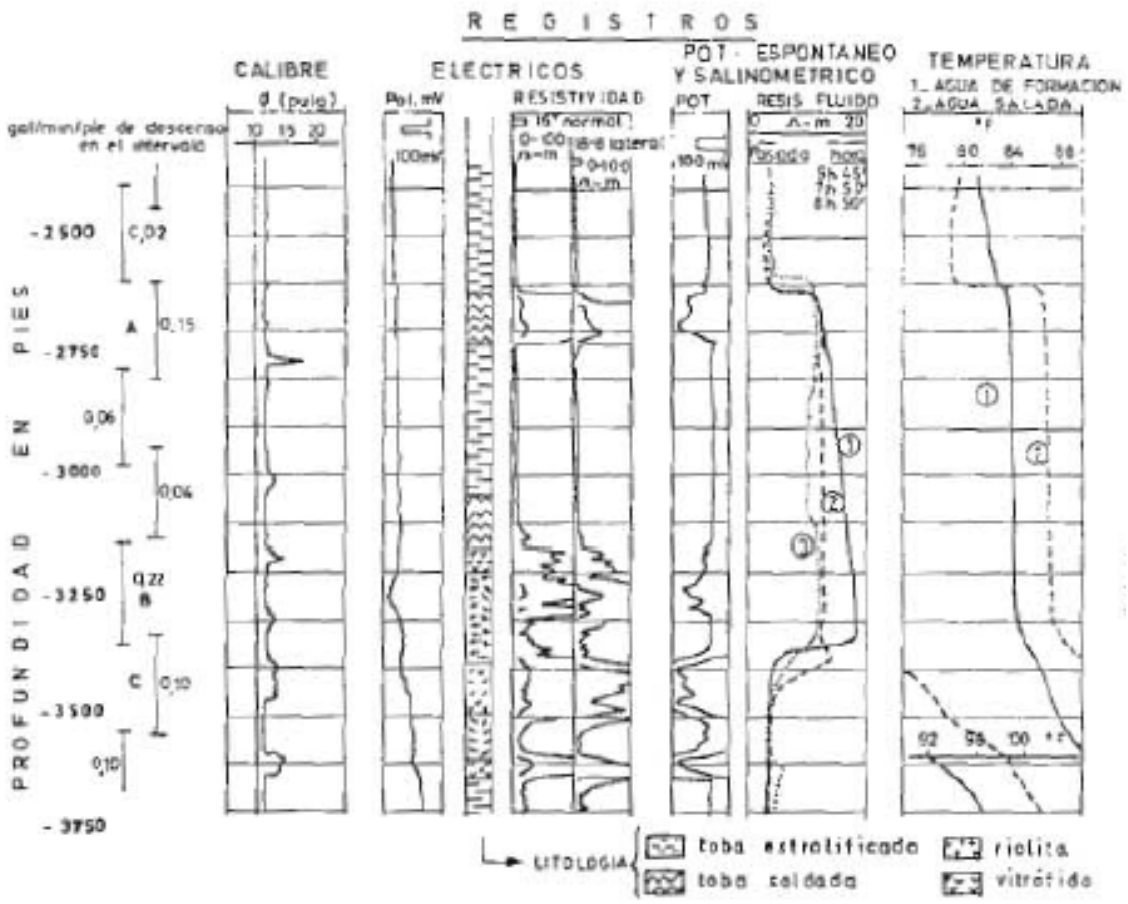


Figura 13.2.1 Registros en un sondeo de exploración en Pahute Mesa (Nevada Test Site, Nevada). Además de los registros comunes, hay pruebas de admisión y calibre. En los últimos registros, el sondeo se había llenado previamente con agua salada para seguir su movimiento y dilución (Blankennagel, 1968).

13.3 Métodos de captación y explotación

Hay diversos métodos de captación del agua subterránea y para su extracción en formaciones e islas volcánicas, adaptadas a cada situación particular y según la capacidad tecnológica y conocimiento de sus habitantes. No obstante, la tendencia es hacia el sondeo común dotado de una bomba vertical de motor sumergible, aunque puede que no sea lo más apropiado, en especial en áreas costeras o con gran relieve y niveles freáticos profundos. No se considera aquí la captación de manantiales ni cómo hacer obras para reunir en un determinado lugar los caudales de descarga.

En áreas volcánicas con relieve acentuado, como la representada esquemáticamente en la Figura 13.3.1, bajo un punto de vista hidrogeológico las formaciones son generalmente muy heterogéneas, frecuentemente anisótropas y a menudo poco o moderadamente permeables. La perforación para captar el agua subterránea del conjunto de acuíferos y acuitardos debe cortar el mayor número posible de rasgos permeables y lo suficientemente profundos para poder producir un descenso del nivel piezométrico que permita obtener los caudales deseados. Esto se puede conseguir mediante (Custodio, 1978; 2007; Custodio y Cabrera, 2002):

- Galerías de agua horizontales que penetran desde una ladera inclinada hasta penetrar suficientemente en el nivel saturado (Figura 13.3.2), sea este colgado o general
- Pozos verticales de gran diámetro hasta alcanzar el nivel freático o penetrar el primer acuífero importante y aumentar el drenaje mediante galerías horizontales o perforaciones horizontales en el fondo
- Sondeos verticales de diámetro suficiente para acomodar la maquinaría de bombeo y suficientemente penetrantes como para cortar un número suficiente de rasgos permeables
- Una combinación de lo anterior, según las circunstancias, como un pozo en el fondo del cual se inicia una galería de agua, una galería con pozos y/o sondeos de pequeño diámetro a su largo y en especial cerca del extremo interior, una galería en rampa hasta alcanzar una cierta profundidad a partir de la cual continua horizontal (pozo Maui o hawaiano, pozo en trancada) o un pozo vertical de gran diámetro con una galería seca intermedia hasta salir al exterior, por la que se extrae el agua, evitando así elevarla hasta la boca.
- Diseños que buscan limitar la intrusión marina en áreas costeras, como galerías muy cercanas al nivel del mar, incluso con represas para controlar el nivel o con numerosos pozos y sondeos cortos para hacer una extracción con muy pequeño descenso.

Muchas de estas obras producen al inicio un régimen dinámico de descensos, de modo que hay que mantener y continuar obras que aumenten progresivamente la capacidad drenante. En áreas húmedas, con buena recarga, se puede llegar a un régimen estacionario, pero, cuando la recarga no es grande, puede ser que no se llegue a un régimen permanente antes de que no se pueda seguir ampliando, por alto coste, deterioro de la calidad, o penetrar en formaciones, volcánicas o no, poco permeables, tanto en la vertical como en la horizontal o bien de muy difícil penetración. El agua subterránea captable máxima es una fracción de la recarga en el área de influencia y el resto fluye hacia lugares más bajos.

Con gran relieve y una combinación de gran recarga o pequeña permeabilidad, los niveles piezométricos decrecen en profundidad, por razones puramente hidrodinámicas, de modo que a mayor penetración de un pozo o sondeo vertical, más profundo es el nivel del agua en la perforación, como se expone en la Sección 4.4.2 del Capítulo 4. Esto se puede hacer en continuo o a saltos discretos, de acuerdo con los cambios de locales de la permeabilidad de las formaciones volcánicas. Es un efecto parecido al de atravesar acuíferos colgados, pero siempre en medio saturado.

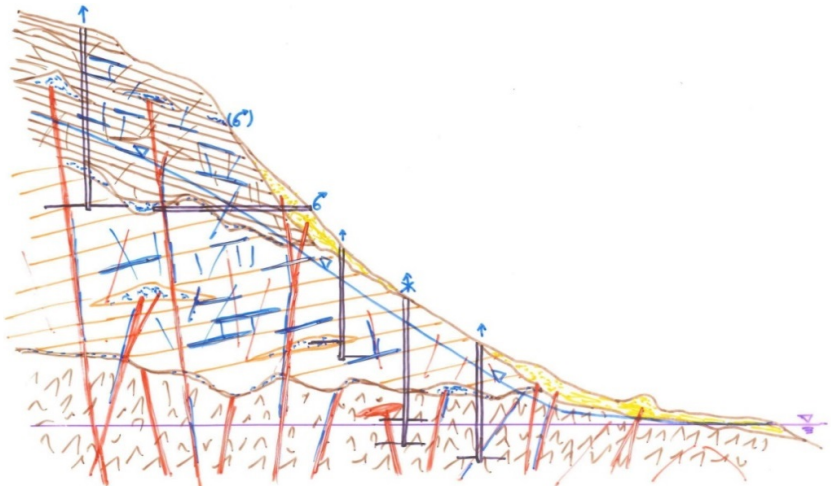


Figura 13.3.1 Representación esquemática de las posibilidades de captación de agua subterránea en relieves de formaciones volcánicas muy heterogéneas. Los caudales de los pozos son muy variables. Para mejorar la frecuencia de éxito en la captación y obtener caudales mayores y más regulares se perforaban pozos de gran diámetro con drenes horizontales en el fondo y actualmente sondeos de gran penetración.



Figura 13.3.2 Galería de captación en una ladera volcánica (Hernández-Gutiérrez y Santamarta, 2015).

Las galerías de agua, o simplemente galerías, se denominan también túneles de agua, en especial en la parte luso-parlante de la Macaronesia. Aunque en las islas volcánicas de Canarias están muy desarrolladas, en especial en Tenerife, La Palme y Gran Canaria, con tecnología típicamente minera adaptada a las circunstancias locales y con consideración de la posibilidad de aportes de gases volcánicos, obras horizontales.

Se empezaron a construir galerías de agua en épocas históricamente tempranas en Persia y luego se extendieron por oriente y el Mediterráneo, unas veces en grandes laderas y otras en laderas suaves en que gran parte de la galería tiene un papel de conducto hasta el lugar de destino del agua. Se utilizan distintos nombres, recopilados por J.C. Santamarta, como *foggara* (Sahara), *qanat/kariz* (Persia), *falaj* (aflaj en plural) (Arabia), *madjrirat* (Al Andalus), caño (Almería), galería (Canarias), hoya (Perú, México), *sarangam/thuramgam/mala* (India), *gobrikarez* (Beluchistan) y *karez* (China). En el centro

de la península ibérica se denominaron *mayrat*, plural mayrit, corrupción de la designación latina *matrix aquae*, de la que deriva Madrid. Según Telesforo bravo, los diques volcánicos recibieron en Tenerife la designación de taparucha, que podría ser de origen guanche-bereber.

Posiblemente las islas volcánicas con mayor desarrollo de distintas formas de captación del agua subterránea sean las Islas Canarias, aunque con ciertas diferencias entre unas y otras.

Desde una perspectiva técnica e hidrogeológica, las formas más comunes de captación de aguas subterráneas, que coincide con lo presentado anteriormente, son:

a) Nacientes (manantiales). En general tienen obras para concentrar el caudal y conducir el agua al lugar de utilización. Los caudales de muchos nacientes han ido mermando a lo largo del tiempo o se han secado, siendo substituidos por pozos y galerías. La obra realizada para reunir el agua y permitir su acceso y en su caso transporte, en Portugal se denomina *chafariz* y el término se usa comúnmente en Azores.

b) Galerías. Son horizontales, de hasta 6 km de longitud. La mayor parte de ellas están en régimen dinámico, de modo que deben ser prolongadas periódicamente para mantener sus caudales, mientras sea posible hidrogeológica y administrativamente. En su interior unas veces tienen ramales y más raramente sondeos horizontales (catas) para incrementar el drenaje de las formaciones volcánicas. El número de galerías respecto al número de pozos es notablemente mayor en las islas de Tenerife y La Palma. Unas galerías son la continuación de los esfuerzos de captación de nacientes, pero otras fueron planeadas como obras de drenaje desde el inicio.

c) Pozos canarios tradicionales (Figura 13.3.3). Son excavaciones verticales, en general de 3 m de diámetro y que suelen tener varias decenas de metros de profundidad y algunos superan los 300 m. Debido al descenso progresivo de los niveles freáticos, en amplias áreas de medianías y de cumbre de las islas deben ser profundizados periódicamente para tratar de mantener los caudales. Para aumentar el caudal captado se recurrió inicialmente a excavar galerías horizontales y posteriormente a perforar largos sondeos horizontales (catas) desde el fondo del pozo (hasta de algunos centenares de metros), para aumentar la probabilidad de intersectar rasgos permeables. Con el paulatino descenso de niveles del agua, diversos pisos de obras horizontales de drenaje pueden haber quedado en seco o con sólo aguas colgadas. En Gran Canaria hay más pozos que galerías.

d) Sondeos. Son perforaciones mecánicas construidas a partir de la década de 1970. Pueden penetrar hasta algún centenar de metros bajo el nivel freático para así aumentar la probabilidad de intersectar rasgos permeables. Inicialmente se perforaban a percusión con cable y actualmente a rotopercusión con aire y martillo de fondo. Muchos pozos canarios se están reprofundizando actualmente mediante sondeos a partir del fondo de los mismos o bien se construye un sondeo de substitución al lado. Es frecuente llamar pozos a los sondeos.

En las áreas costeras dominan los pozos y sondeos, cuya penetración suele estar limitada por el riesgo de salinización.

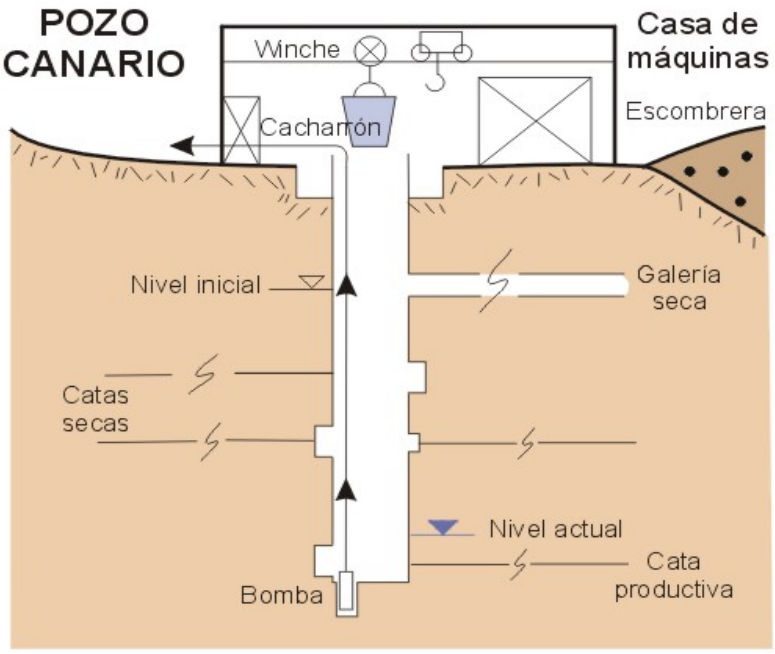


Figura 13.3.3 Dibujo simplificado de un "pozo canario" de los habituales en Gran Canaria, con sucesivas profundizaciones, atestiguadas por los niveles de galerías drenantes de fondo y más modernamente de las perforaciones (catas) horizontales.

En la Figuras 13.3.4 se muestra un pozo canario y en la Figura 13.3.5 una típica maquinaria de ascenso y descenso en el pozo para el mantenimiento, trabajos en el fondo y conductos. Para la extracción del agua subterránea se utilizó una gran variedad de generadores eléctricos y motores (Fernández González, 1975). La Figura 13.3.6 muestra un momento de la perforación de un sondeo profundo. Las Figuras 13.3.7 a 13.3.11 muestran diferentes aspectos de galerías de agua de Tenerife y la Figura 13.3.12 el enorme número de estas obras y su trazado.



Figura 13.3.4 Captación de agua subterránea en la parte final de un barranco con aluviones y sedimentos volcanoclásticos, construida cuando no se disponía de la moderna tecnología de extracción. Pozo-museo La Noria, de finales del siglo XIX. Final del Barranco de Telde, isla de Gran Canaria. El agua era extraída mediante una noria de cangilones accionada por caballerizas, elevando el agua a la parte superior del edificio mayor, para así poder distribuirla a los regantes por gravedad. El edificio en blanco es posterior, para albergar el generador eléctrico y la maquinaria que se instaló más tarde para el bombeo mecánico.



Figura 13.3.5 Maquinaria de ascenso y descenso a un pozo canario en Gran Canaria.



Figura 13.3.6 Captación mediante pozos perforados (sondeos) con gran penetración. Perforación a rotopercusión con aire.



Figura 13.3.7 Entrada a una galería en las formaciones volcánicas del N de Tenerife y sistema de aforo (Hernández-Gutiérrez y Santamarta, 2015.)



Figura 13.3.8 Interior de una galería en las formaciones volcánicas de Tenerife, con tubería de salida del agua del frente (pequeño diámetro) y la de ventilación (gran diámetro) (Hernández-Gutiérrez y Santamarta, 2015).



Figura 13.3.9 Frente de una galería en las formaciones volcánicas de Tenerife, con las perforaciones para los explosivos de avance (Hernández-Gutiérrez y Santamarta, 2015).



Figura 13.3.10 Frente de una galería en las formaciones volcánicas de Tenerife, con las aportaciones de agua del frente (Hernández-Gutiérrez y Santamarta, 2015).



Figura 13.3.11 Frente de galería en Tenerife (Carracedo y Tilling, 2003.)

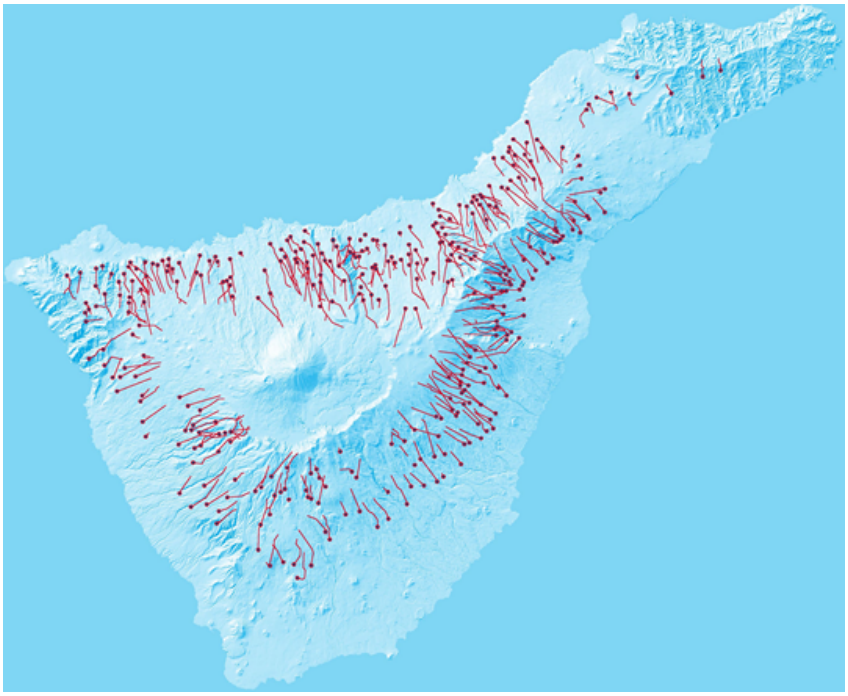


Figura 13.3.12 Posición de las galerías en la isla de Tenerife (modificado de Plan Hidrológico Insular de Tenerife-1989).

13.4 Técnicas de gestión de los recursos de agua subterránea

Las técnicas de gestión de las aguas subterráneas en formaciones volcánicas hacen referencia a aquellas técnicas que buscar acoplar de la mejor forma posible los recursos de agua y la demanda humana y de la naturaleza para mantener sus servicios ecosistémicos a los habitantes. Forman parte de un conjunto más amplio de medidas referidas al conjunto de recursos de agua, que, además de las de naturaleza técnica, comprenden las administrativas, legales y económico sociales, en un marco ético y moral, que en su conjunto conforman la buena gobernanza del agua. En general, en las formaciones volcánicas se aplican las mismas medidas que en otras circunstancias hidrológicas e hidrogeológicas, tal como se expone en MASE (2015) y SASMIE (2017), en los que se incluye una parte dedicada a las islas volcánicas de Canarias.

Unas técnicas son estructurales, es decir requieren de obras y actuaciones físicas, y otras son no estructurales, como las que se basan en regulaciones, incentivos o restricciones económicas o basadas en normas de instituciones dedicadas a la gestión comunitaria de los recursos de agua.

Entre las técnicas estructurales, las de recarga artificial, en sus diversas variantes (Custodio 1986), buscan modificar el balance de agua de un sistema acuífero para poder alcanzar ciertos objetivos o para mejorar la calidad del agua disponible para recarga artificial, en lo que se suele llamar recarga artificial gestionada (*managed artificial recharge*, MAR). En los distintos simposios MAR (Fernández-Escalante, 2020) no hay una clara significación de las formaciones volcánicas, aunque hay algunas realizaciones mediante actuaciones en cauces de ríos y barrancos en áreas semiáridas, como en la meseta basáltica del Deccan (India). La menor permeabilidad vertical macroscópica de las formaciones volcánicas y en especial la existencia de capas de muy baja permeabilidad horizontal intercaladas a poca profundidad, puede ser un limitante de la capacidad de infiltración de balsas superficiales, cuando este es el método elegido.

Para estudiar la infiltración de agua superficial por un potente medio no saturado, con vistas a recarga artificial por extensión y encharcamiento en balsas, en los basaltos del Snake River (Idaho) se realizaron experiencias en un área casi sin suelo, que se comenta en la Sección 4.3 del Capítulo 4. Se observó que dominaba el flujo por las principales fracturas verticales, siendo más lento por fisuras mayores y matriz.

En la isla volcánica de Gran Canaria se han realizado intentos preliminares de recarga en el cauce de barrancos para aprovechar escorrentías pequeñas, sin que se hayan mantenido. Tienen más relevancia las obras realizadas en la isla volcánica de Fuerteventura, principalmente, para el aprovechamiento de aguas escorrentía mediante las gavias y nateros. Una gavia es una estructura transversal al cauce de un barranco para retener el agua esporádica de escorrentía de tormenta y el natero es un terreno llano, en parte de depósitos de crecidas, que recibe directamente o por derivación las aguas de escorrentía de tormenta, para cultivar aprovechando la humedad que adquiere la parte superior del suelo. Gavias y nateros están frecuentemente relacionados. Además, en la parte aguas arriba de la gavia se infiltra agua que recarga a la formación volcánica o de arrastres allí existente, de modo que se puede extraer después el agua subterránea mediante un pozo en la gavia o aguas abajo y aprovecharla para extender el periodo de humedad del terreno para la agrícultura.

En similares condiciones a las antes descritas, en las islas de Fuerteventura y en especial de Lanzarote, para usos comunales, en áreas más o menos planas se construyeron estructuras de retención de aguas de escorrentía de tormenta llamadas maretas (Figura 13.4.1). Están en lugares en que el agua tenía pocos arrastres sólidos o existían obras de atrapamiento previo de sedimentos para evitar actuaciones de desentarquinado (de retirada de sedimentos) demasiado frecuentes. En el vaso de la mareta aumenta la recarga y puede existir agua subterránea menos salobre que la de recarga general en clima árido, aprovechable mediante algunos pozos someros.



Figura 13.4.1 Foto histórica de la mareta de Teguise, Lanzarote.

El riego con agua residual tratada se practica en agricultura cuando otras fuentes de agua son escasas o no pueden utilizarse según la normativa, como en los campos de golf en Canarias. En estos casos se aplica agua urbana residual tratada, con el riesgo no siempre bien estudiado de inducir recarga con contaminantes diversos y entre ellos varios de los de interés emergente. Hay estudios sobre su persistencia en el entorno volcánico de la Caldera de Bandama, en la isla de Gran Canaria (Montesdeoca-Esponda et al., 2021).

El enarenado (Sección 6.4.6 del Capítulo 6) es otra forma de cultivar en clima árido con algunas lluvias intensas en determinados momentos de año, que se practica principalmente en campos de lapilli en la isla volcánica de Lanzarote (Islas Canarias) desde hace 200 años y con una variante eólica en el jable de la de Fuerteventura. La técnica consiste en cubrir el terreno (naturalmente cubierto o realizado artificialmente) mediante una capa de arena eólica o de lapilli joven (picón) que retenga sólo una parte del agua de tormenta, dejando que el resto se almacene como humedad en el suelo debajo. La capa de arena limita la evaporación e impide que las cortas raíces de la vegetación herbácea alcaqncen al suelo, al que sólo llegan las raíces de los cultivos, o porque son más largas o por estar estas plantas dentro de una pequeña depresión, además rodeada de un murete para limitar el efecto del viento seco directamente sobre las hojas (Figura 13.4.2).



Figura 13.4.2 Cultivo de la vid en La Geria, en enarenados de picón joven (color negro) de las erupciones volcánicas con abundante tefra de los siglos XVII y XIX de la isla de Lanzarote. El picón (lapilli) puede estar naturalmente o ser colocado artificialmente. Al irse oxidando por meteorización, aumenta su retención de agua y debe reemplazarse por otro nuevo.

Una típica granulometría del picón (lapilli) nuevo es (Acosta Baladón, 1973): arena 95,90% (56% muy gruesa), limo 2,1% y arcilla 1,4%, con densidad del sólido de 2,6 y aparente de 0,92. En condiciones medias tiene una humedad volumétrica del 3,83% y de 2,76% en el punto de marchitez permanente, un albedo de 0,10 y una capacidad calorífica (calor específico) de 0,16 kcal/m^2/^{o}C. Dura unos 9 años, tras los que merman demasiado sus propiedades originales, por oxidación. Para las arenas eólicas (jable, arenas voladas), que incluyen fragmentos de conchas marinas, la granulometría típica es: arena 91,8% (37% muy gruesa), limo 1,2% limo y arcilla 9,0%. La superficie de enarenados de picón en las Islas Canarias es de 5000 ha en Lanzarote, 2080 ha en Tenerife y 40 ha en Gran Canaria.

Según Alejandro González Morales (Com. personal, 2018, en ilha Terceira), en El Rubicón (S de la isla de Lanzarote) hay pozos en las formaciones volcánicas de edad púnica (cartaginesa, posiblemente del siglo II antes de Cristo) para obtener el agua que se necesitaba para cultivar los cactus de los que se obtenía la cochinilla para elaborar tinte rojo, utilizando como mano de obra esclavos norteafricanos traídos por los romanos.

Un método de gestión local anecdótico es el riego a calabazos, en la isla volcánica de La Palma. Se estableció en el siglo XVI en las acequias de las Haciendas de Argual y Tazacorte, con referencias documentales de 1868. Era práctica común en Los Llanos de Aridane. Consiste en elevar agua a terrenos colindantes por el este del canal, mediante un cucharón accionado a brazo. El cucharón consiste en un palo con una calabaza curtida en un extremo, con la persona sentada al borde del canal. Se trata de depositar el agua en una poceta que alimenta una atarjea que deja el paso del agua a los sembrados. Es algo similar al *cabaco* portugués y posiblemente del mismo origen. Esto limita el caudal de agua a la posibilidad de esfuerzo humano y así se establece en las escrituras o acuerdos por pago de servidumbres. Los intentos para obtener permisos para hacerlo mecánicamente con igual caudal han fracasado pues el caudal no se puede cuantificar ya que el esfuerzo humano disponible es variable.

La observación y control de los recursos de agua en formaciones volcánicas, que es esencial para la gestión y buena gobernanza de las aguas subterráneas, no tiene diferencias notables con lo que es habitual en hidrología subterránea. No obstante, en detalle hay que considerar la génesis de las formaciones volcánicas en cuanto a la heterogeneidad y en muchos casos de la gran profundidad del nivel freático y del posible gran espesor de los sistemas de flujo del agua subterránea. Esto refuerza aún más la concepción tridimensional de esos sistemas hidrogeológicos y el general mayor coste de instalación, operación y mantenimiento. Muy frecuentemente las cuencas superficiales no coinciden con los acuíferos, en especial en áreas de volcanismo activo y joven.

En sistemas estresados, la gestión del agua subterránea ha de integrarse en el conjunto de recursos de agua y en una visión más amplia, que considere los recursos energéticos, territorio, medio ambiente y socio-economía. Los acuíferos aportan almacenamiento de agua a medio y largo plazo, en general, y las aguas superficiales caudales de agua irregulares. Esta es la situación más común, pero en lugares con alta demanda de agua en relación con los recursos de agua disponibles, como en un buen número de islas volcánicas en áreas áridas y semiáridas, se han puesto a disposición otros recursos de agua producidos mediante instalaciones. En ocasiones se hace referencia a esos recursos como agua industrial.

En los basaltos del Deccan (India) y en otras áreas similares, la proliferación de sondeos de extracción de agua subterránea ha dejado en seco a numerosos pozos excavados someros (*dug-cum-wells*) y costes altos de extracción para el usuario si debe pagar la energía utilizada, o para los Estados si se subsidia el precio de la electricidad. Se ha propuesto la solución de mantener niveles freáticos altos elevar mediante prácticas de recarga artificial sencillas (Jain et al., 2008), pero no se ha valorado su viabilidad técnica y administrativa, ni el beneficio económico real que se puede derivar.

13.5 Gestión de los recursos y reservas de agua subterránea

La evaluación de las reservas de agua subterránea de una isla volcánica es una terea compleja, sin respuesta única. Depende del descenso admisible de los niveles del agua subterránea, de la variación vertical y lateral de la porosidad drenable, de la naturaleza de las rocas acuíferas profundas y del posible empeoramiento de la calidad del agua al aumentar la profundidad y en el entorno de la costa. El conocimiento de las reservas por encima de cierta elevación, por ejemplo, el nivel del mar, aparte de su difícil evaluación, puede tener poco sentido práctico en islas altas porque una parte de esas reservas están a una profundidad inaccesible, físicamente, por el coste de captación y/o por el posible deterioro de la calidad en profundidad. Las cifras que a veces se ofrecen son frecuentemente poco fiables si no se explicita cómo se han obtenido y la verosimilitud de los valores de los parámetros utilizados.

En las islas volcánicas altas canarias, que están relativamente bien recargadas, el nivel freático puede ascender hasta por encima de 1000 m de altitud. Se pueden hacer conjeturas razonables sobre los materiales existentes en profundidad. Aunque los materiales volcánicos son progresivamente más compactos y alterados en profundidad, evolucionan lentamente cuando se trata de la misma formación, pero puede haber cambios notables al pasar de unas formaciones a otras. Tal sucede cuando se pasa de las formaciones recientes a las antiguas y de las básicas a las menos básicas o cuando existen cuerpos intrusivos importantes, hay enjambres de diques y se han producido alteraciones hidrotermales extensas, entre otras situaciones. No siempre hay una disminución de las propiedades hidráulicas favorables al almacenamiento en profundidad, sino que puede haber inversiones, como la posible presencia de basaltos de escudo bajo formaciones más recientes de naturaleza fonolítica y andesítica.

Son importantes las salidas difusas de agua subterránea a lo largo de la costa, que además pueden estar irregularmente repartidas. Por razones técnicas, no es posible captar una proporción importante de esas descargas. En promedio, en estado natural, toda la recarga menos la que descarga en el interior de la isla en nacientes y áreas de evapotranspiración freática es descarga al mar. La explotación del agua subterránea mediante galerías y pozos, que en general se han construido en áreas elevadas para poder luego distribuir el agua por gravedad, produce un descenso freático que apenas modifica los gradientes piezométricos en la costa, de modo que la descarga al mar se reduce en una magnitud mucho menor que el aumento de extracción. Así, una gran proporción del agua extraída procede de la disminución de reservas, menos el posible incremento de recarga por retornos de riegos e infiltración de fugas de agua, en especial en las áreas de baja altitud, en tanto que los descensos se mantengan moderados con respecto a la elevación del nivel freático sobre el nivel del mar. Eso no quiere decir que los descensos no sean importantes en valor absoluto y que puedan llegar a comprometer la posibilidad de mantener la captación de agua.

Las aguas subterráneas han sido y continúan siendo el recurso natural de agua más importante en las islas volcánicas de Canarias, en especial si se tiene en cuenta que las aguas superficiales de escorrentía aprovechables son escasas y en la práctica están limitadas a las islas de Gran Canaria y La Gomera.

Aunque la recarga insular en Gran Canaria y Tenerife supera a la extracción de agua subterránea, hay consumo de reservas. Se trata de sistemas insulares en los que el tiempo que transcurre desde que se produce una perturbación hasta que se llega a la mitad del cambio piezométrico es del orden de 5000 a 20.000 años. Por lo tanto, lo que actualmente se observa es el inicio de un régimen transitorio de larga duración. Así, aun manteniendo el valor de la recarga y extracciones existentes en un cierto momento, los descensos continuarían. Eso no excluye que se puedan producir reacciones más rápidas de carácter local en formaciones hidráulicamente más transmisivas y con respecto a manantiales y a las propias obras de captación, para las que los tiempos de semi-respuesta pueden ser del orden de 10 a 100 años, dependiendo de las circunstancias locales, y siempre superpuestas a la lenta evolución insular.

Hay una importante diferencia entre Gran Canaria y Tenerife en cuanto a las descargas al mar, que se evalúan respectivamente en 40 hm^3/año y 300 hm^3/año, con gran incertidumbre. Depende más de la estructura de los materiales que del tamaño y forma de las islas.

Una estimación muy grosera del volumen de agua subterránea extraíble sobre el nivel del mar, basada en el volumen del cuerpo de agua subterránea y una porosidad drenable entre 0,005 a 0,01 para los basaltos antiguos de escudo, entre 0,01 a 0,02 para los basaltos post-escudo y mucho menor para el núcleo volcánico, es de unos 2 a 5 km^3 para Gran Canaria y hasta 10 a 20 km^3 para Tenerife, pero la parte explotable por razones técnicas, de calidad y económicas es bastante menor. La porosidad drenable tiene un valor muy incierto y varía según la formación y la profundidad.

El continuado descenso de los niveles del agua subterránea conlleva un consumo de reservas (minería del agua subterránea), que es una situación que no se produce en otras islas altas volcánicas (quizás con la excepción de algunas de las islas de Cabo Verde), por ser más húmedas y con menor presión por el agua, en especial para agricultura.

En Tenerife domina la explotación mediante galerías a media y moderadamente alta altitud, con descensos del nivel del agua subterránea de hasta más de 300 m y desplazamientos del tramo productivo en las galerías de más de 1 km hacia el interior de la isla. Las tasas medias de descenso del nivel freático se evalúan entre 0,2 y 2,6 m/a desde 1970 y entre 0,1 y 0,9 m/a en el periodo 2000-2010.

Según PHGC (2008), de unas reservas iniciales de 2,1 km^3 en Gran Canaria, se han consumido algo más de la mitad de las explotables, con descensos frecuentemente superiores a 50 m, hasta 200 m. En Tenerife, PHTF (2013/2014) y Braojos Ruiz (1992) indican una tasa actual de consumo de reservas entre 125 y 150 hm^3/a, con un total acumulado de 8,7 km^3. Eso supone un consumo del orden del 50% de las reservas. Se trata de cifras muy inciertas, posiblemente menores, ya que se incluye una parte que es de renovación anual por recarga. El consumo total de reservas se puede estimar groseramente en 2 km^3 a partir de la estimación de los descensos freáticos y de una porosidad drenable entre 0,01 y 0,02, ya que el descenso afecta preferentemente a materiales volcánicos recientes y sub-recientes. El consumo de reservas varía mucho según la parte de la isla. Podría alcanzar el 50% en una sección a través de la Cordillera Dorsal, que es estrecha y donde se concentra una gran proporción de galerías y a diferentes alturas, con abatimientos freáticos de varios centenares de m

bajo la divisoria. Es mucho menor en otros perfiles, con la incógnita de si la parte aún no penetrada es captable, de buena calidad y con una alta porosidad drenable. Es posiblemente aceptable en los macizos antiguos menos productivos, pero es dudoso o no aprovechable en parte de los edificios volcánicos jóvenes y con actividad residual.

Si se clausurasen todas las extracciones, se produciría una progresiva recuperación de los niveles freáticos en Gran Canaria y Tenerife, pero con una evolución de décadas de duración, que se superpone a la aún más lenta respuesta insular. Sin embargo, no es posible la recuperación, ni a largo plazo, allí donde la forma dominante de captación es mediante largas galerías, puesto que se ha alterado profundamente y de forma permanente el comportamiento hidráulico de las formaciones volcánicas afectadas. De este modo se ha producido una verdadera minería del agua, principalmente en Tenerife, que afecta a más de 300 m de espesor de lo que inicialmente fue terreno saturado de agua.

En teoría es posible restaurar en parte las características hidráulicas de las partes drenadas mediante galerías si estas se obstruyen mediante la instalación de cierres-barrera (diques artificiales, compuertas) apoyados en roca de muy baja permeabilidad, principalmente diques naturales. Pero es muy costoso dado el gran número de galerías afectadas, que muchas de ellas están abandonadas al haberse quedado sin producción y que es técnicamente muy difícil ya que hay pocas situaciones favorables para anclar cierres. No obstante, aun asumiendo ciertas descargas de agua inevitables, que se pueden canalizar y aprovechar, se tendría una regulación importante al permitir atenuar las extracciones en las épocas de menor demanda de agua.

Las aguas subterráneas salobres, principalmente las próximas a la costa, bien sea por efecto climático, de retorno de riegos y por contaminación marina, son una fuente de recursos de agua tras su tratamiento con membranas. Se están utilizando de forma creciente y con riesgo de ser minadas, bien sea por disminución de volumen (caso de Amurga en Gran Canaria) o por creciente salinización. La minería del agua no es necesariamente mala y puede ser beneficiosa temporalmente (MASE, 2015).

En la década de 1960 se introdujo en las Islas Canarias la desalinización de agua del mar para abastecimiento urbano. Inicialmente fueron plantas de destilación multiefecto, pero actualmente son de ósmosis inversa. Desde la década de 1980 se ha introducido la desalinización de aguas salobres subterráneas (desalobración) mediante instalaciones de ósmosis inversa y algunas de electrodiálisis. También se generan recursos de agua por regeneración de aguas residuales tratadas, parte de las cuales con reducción de salinidad.

La gestión de las aguas subterráneas en estos casos de islas volcánicas requiere herramientas de toma de decisión. Esta decisión es en buena parte es una acción político-administrativa, ya que no hay una solución científica y técnica si previamente no se fijan las condiciones de contorno del problema, lo que incluye, además de los aspectos hidrológicos e hidrogeológicos, los que hacen referencia a la economía, sociedad y marco legislativo y de costumbres.

La isla de Hawaii es un buen ejemplo del uso de modelos para evaluar el caudal sustentable de los acuíferos, aunque en ocasiones se parte del supuesto desviado de que este valor coincide con el de recarga de manantiales y extracciones mediante pozos. El caudal sustentable se ha de calcular y actualizar cada 5 años en el Plan

Hidrológico. Esto supone identificar el nivel piezométrico medio de equilibrio, que se relaciona de forma parabólica con la extracción (Elshall et al., 2020). Este valor se estima en 50-75% del nivel piezométrico inicial, para limitar la salinización por intrusión marina. Estas evaluaciones no consideran otras salidas y transferencias de agua subterránea ni las preferencias sociales en cuanto a los servicios sistémicos. Para tenerlo en cuenta se requiere la modelación numérica, que predice mayores descensos que los cálculos analíticos y minora el caudal sustentable.

13.6 Geotermalismo

En formaciones volcánicas recientes puede existir un alto gradiente térmico mantenido por inyección de magma en profundidad, masas de magma en enfriamiento o escape de gases endógenos, de modo que los acuíferos que existan pueden tener agua caliente a muy caliente.

Si esos acuíferos no están confinados, se produce vapor que migra hacia el exterior, calentando el terreno encima y que sale a la atmósfera de forma difusa o concentrada en determinados rasgos geológicos o morfológicos. Las fumarolas (Sección 2.4.4 del Capítulo 2) son una de las formas de manifestación. En los lugares de descarga del acuífero, el agua puede estar a la temperatura de ebullición, que es la que corresponde a la presión a la altitud de emergencia (Figura 13.6.1). En otros lugares, el medio no saturado puede estar a gran temperatura cerca de fracturas por las salen gases a alta temperatura (Figura 13.6.2), en su mayoría no condensables.

Si el acuífero está confinado, la evacuación del calor es principalmente por conducción. Como consecuencia se pueden alcanzar temperaturas elevadas. El confinante puede ser una formación poco permeable, volcánica o no, o el resultado de alteraciones térmicas y depósitos de minerales de evaporación del agua. Como la temperatura de ebullición aumenta con la presión, en profundidad el agua puede estar a temperatura por encima de 100 ^{o}C, con todo el medio saturado o con la parte superior vaporizada. La Figura 13.6.3 muestra un ensayo para medir presiones en un sondeo profundo.

La capacidad térmica (calor específico) de la corteza terrestre c_p, su conductividad térmica K y la difusividad térmica a dependen de la temperatura (Whittington et al., 2009).

c_p = 199,50 + 0,0857T – 5,0·10^{6}T^{-2} J/mol/K para T< 846 K, para 30% de cuarzo y 60% de albita.

= 229,32 + 0,0023T – 47,9·10^{6}T^{-2} J/mol/K para T> 846 K

Densidad $\boldsymbol{\delta}$ = 2700 kg/m^3

K = 3,8 W/m/K à 1,9 en la transición alfa-beta de cuarzo; crece con T

a = K/($\boldsymbol{\delta}$.c_p) ≈10^{-6} m^2/s; decrece a 1,5-2,5·10^{-6} m^2/s a temperatura ambiente hasta 0,5 ·10^{-6} m^2/s a la T media de la corteza terrestre.



Figura 13.6.1 Manantial en una fractura profunda que mana agua hirviente a 82 ºC a unos 3500 m de altitud. Vertiente de Collazas, Altos de Tacna, Perú (foto EC, 2012).



Figura 13.6.2 Montañón de piroclastos recientes en el Parque Nacional de Timanfaya, isla de Lanzarote, Islas Canarias, formado por las erupciones volcánicas del primer cuarto del siglo XVIII. El medio no saturado debajo está a alta temperatura por el flujo de gases profundos por algunas fracturas principales, que modo que al verter agua en un sondeo corto (15 a 20 m), esta se vaporiza con rapidez, produciendo una descarga brusca (Carracedo y Tilling, 2003).



Figura 13.3.3 Medida de la presión en un sondeo del campo geotérmico de 3 MW, en la hendidura (rift) del volcán Kilauea, isla de Hawaii (Hawaii Geothermal Project).

La composición química e isotópica ambiental del agua y de los gases disueltos y emanados permite, en determinadas condiciones, evaluar la temperatura en profundidad, en el reservorio, compensando el efecto de generación de vapor durante la salida y el muestreo (Custodio y Llamas, 1976/1983). Se dispone de diversos geotermómetros, cada uno con sus ventajas y limitaciones, como se comenta en la Sección 2.5 del Capítulo 2.

Son muy numerosas las manifestaciones de calor y de vapor, que son bien conocidas desde tiempos remotos y con aprovechamientos para calefacción, fines balnearios y otros usos por simple captación o con sólo obras menores. Se han realizado inventarios mundiales y de países por diversos organismos, tanto de las manifestaciones, como de los potenciales, como de los aprovechamientos. El potencial en las Islas Canarias se resume en Hidalgo et al., (2010). Mediante perforaciones es posible obtener agua sobrecalentada, vapor a alta temperatura o una mezcla de agua y vapor, según las circunstancias y modo de operación, de modo que es posible generar energía eléctrica en plantas apropiadas, similares a las de combustible fósil, salvo por el contenido de gases no condensables. Hay algunas diferencias importantes en cuanto a las temperaturas de alimentación y de descarga y a que como el vapor obtenido va acompañado de gases, en los condensadores se debe mantener el vacío con

extractores. Si en el lugar no se dispone de agua para operar los condensadores, se recurre a circuitos cerrados con torres de refrigeración. Donde hay escasez de agua, la refrigeración se hace con aire o se opta por perder parte de la energía por descarga a la presión atmosférica. Esto último es en ocasiones la opción más económica, aunque energéticamente sea poco eficiente. En muchos casos, el yacimiento geotérmico está insuficientemente recargado naturalmente, con lo que puede evolucionar hacia cada vez más proporción de vapor, lo que no es favorable. Para que no suceda, el agua extraída el yacimiento geotérmico se suele inyectar en el mismo, en condiciones que permitan extraer el calor sin forzar un enfriamiento.

La energía geotérmica no es sustentable si el calor se extrae a una tasa mayor que el de transmisión desde el entorno. Se requiere una buena gestión y un plan de acomodo a las variaciones progresivas que se vayan produciendo. La planta de Larderello, en Italia, tiene más de 100 años de funcionamiento, pero otras se han enfriado excesivamente en pocas décadas con la captación instalada.

La energía geotérmica no es ambientalmente limpia, pues el agua captada puede ser salina o contener solutos inconvenientes, lo que es una razón adicional para la inyección. Los gases que salen y se extraen del agua en el proceso suelen contener componentes indeseables, además del CO_2, como H_2S y algunos ácidos volátiles que, no sólo incrementan la corrosión de las instalaciones, sino que suelen producir un entorno desolado hasta cierta distancia.

Una correcta explotación geotérmica requiere que a un buen proyecto de la instalación energética se unan estudios hidrogeológicos, observación, control y modelación al nivel adecuado, con una buena base vulcanológica.

Otra posibilidad de utilización de las formaciones volcánicas profundas, en especial las extensas de basalto (coladas o grandes diques-capa), es para el secuestro en profundidad del CO_2, que se propone para paliar el efecto del exceso de introducción de CO_2 en la atmósfera por quemado de combustibles fósiles en plantas termoeléctricas (Cartier, 2020). La Figura 13.6.4 muestra la vista de una instalación de ensayo. El atrapamiento se produce al reaccionar el CO_2 disuelto a presión en el agua en superficie y luego inyectado en profundidad, con el Ca y Mg que se disuelven en la alteración del basalto, para dar calcita y magnesita.



Figura 13.6.4 Planta geotérmica de Hellisheiði, Islandia, la tercera mayor del mundo, donde se hacen ensayos de fijación profunda de CO_2 por carbonatación en basaltos (foto Árni Sæberg, en Cartier, 2020). Es parte del proyecto CarbFix, iniciado en 2012.

La combinación de las ecuaciones de la conservación de masa de agua y de calor, aplicando las leyes de Darcy y Fourier, permiten simular numéricamente el funcionamiento de un sistema geotérmico, aunque parte de los procesos no son lineales (en especial los de agua-vapor) y los parámetros son inciertos, en especial los hidrogeológicos (Ingebritsen et al., 2010). A efectos termodinámicos, para el agua pura, la temperatura y presión en el punto crítico son aproximadamente 374 ºC y 22,06 MPa para agua pura y 400 ºC y 30 MPa agua marina, respectivamente.

La Figura 13.6.5 muestra el modelo conceptual de un sistema geotérmico en áreas volcánicas recientes. En cualquier caso, es necesario disponer y validar hasta donde sea posible, el modelo hidrogeológico de flujo de agua, de distribución de la temperatura y, en su caso, de transporte de masa.

Un geyser se puede modelar como un conducto permeable dentro de roca de matriz menos permeable. Considerando la permeabilidad y la tasa lateral de recarga, se puede explicar buena parte de la ciclicidad y la influencia de otras acciones, como la presión atmosférica, marea terrestre y eventos sísmicos (Ingebritsen y Rojstacter, 1993).

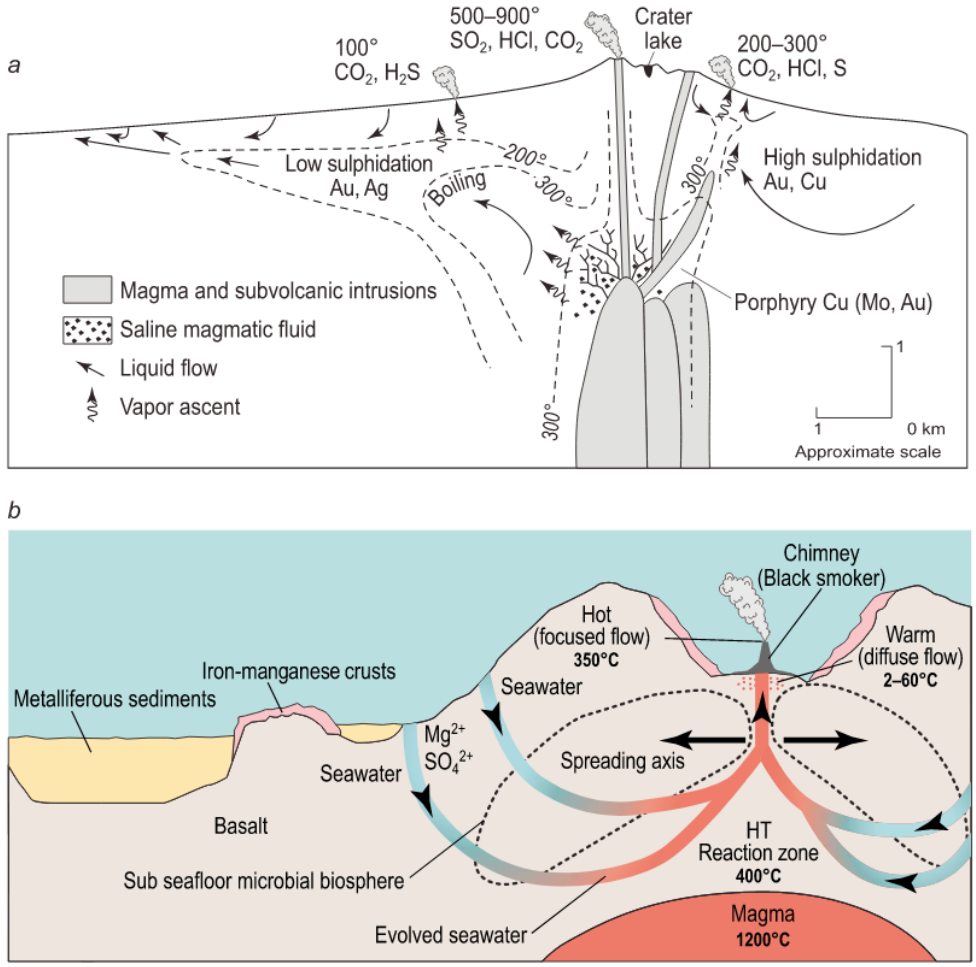


Figura 13.6.5 Modelos conceptuales de sistemas magmáticos hidrotermales continentales (a) y de dorsal medio oceánica (b). En los continentes, el flujo del agua subterránea va dominantemente de áreas altas a áreas bajas, topográficamente, mientras que en ambientes submarinos el flujo es frecuentemente desde áreas bajas a áreas altas, topográficamente (Ingebritsen et al., 2010).

13.7 Aspectos hidrogeológicos del riesgo volcánico

La actividad volcánica es un riesgo importante para los seres humanos y sus actividades, bien conocido y estudiado y acompañado de una gran incertidumbre. Hay unos 600 volcanes activos actualmente y unas 50 tienen erupciones anuales. Este asunto está fuera del alcance y objetivos del presente trabajo, en que sólo se consideran algunos aspectos en relación con la hidrogeología. Hay distintas fuentes de información generales de la NASEM (2017) y de la IAVCE. En promedio hay menos de una erupción volcánica catastrófica cada 10^5 años. La frecuencia es variable. Según Witman (2017), entre hace 7000 y 9000 años la actividad volcánica fue el triple de la actual y se quintuplicó la emisión de SO_2.

En la Tabla 13.7.1 se presenta una clasificación de la intensidad de la actividad volcánica en relación con el riesgo a la población, que es una de las diversas existentes, y en la Figura 13.7.1 se muestra la ubicación. Otros datos pueden encontrarse en Iwasaki (1971) y Simkin y Sieber (2000). A la explosividad asociada al volcanismo propiamente dicho puede asociarse la de colapsos que dan origen a calderas y grandes deslizamientos y a lahares (López y Williams, 1993), que se comentan en la Sección 3.5.4 del Capítulo 3.

Tabla 13.7.1 Clasificación de la intensidad de la actividad volcánica en relación con el riesgo a la población, según Cagnoli (1998).

Categoría	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Explosividad	no	poco	moderada	moderada-grande	grande	muy grande	muy grande	muy grande	muy grande
Volumen de ejecta, hm^3	<0,01	0,01-1	1-10	10-100	100-1000	$1\text{-}10^4$	$10^4\text{-}10^5$	$10^5\text{-}10^6$	$>10^6$
Altura de columna, km	<0,1	0,1-1	1-5	3-15	10-25	>25	>25	>25	>25
Clasificación	hawaino	stromboliano-hawaino	stromboliano-vulcaniano	pliniano-vulcaniano	pliniano-ultraplinia no.	pliniano-ultraplinia no	pliniano-ultraplinia no	pliniano-ultraplinia no	pliniano-ultraplinia no
Duración de explosions continuadas, horas	<1	<1	<1	<1	>12	>12	>12	>12	>12
A troposfera	despreciable.	menor	moderado	importante	importante.	importante	importante	importante	importante
A estratosfera	no	no	no	posible	si	importante.	importante	importante	importante

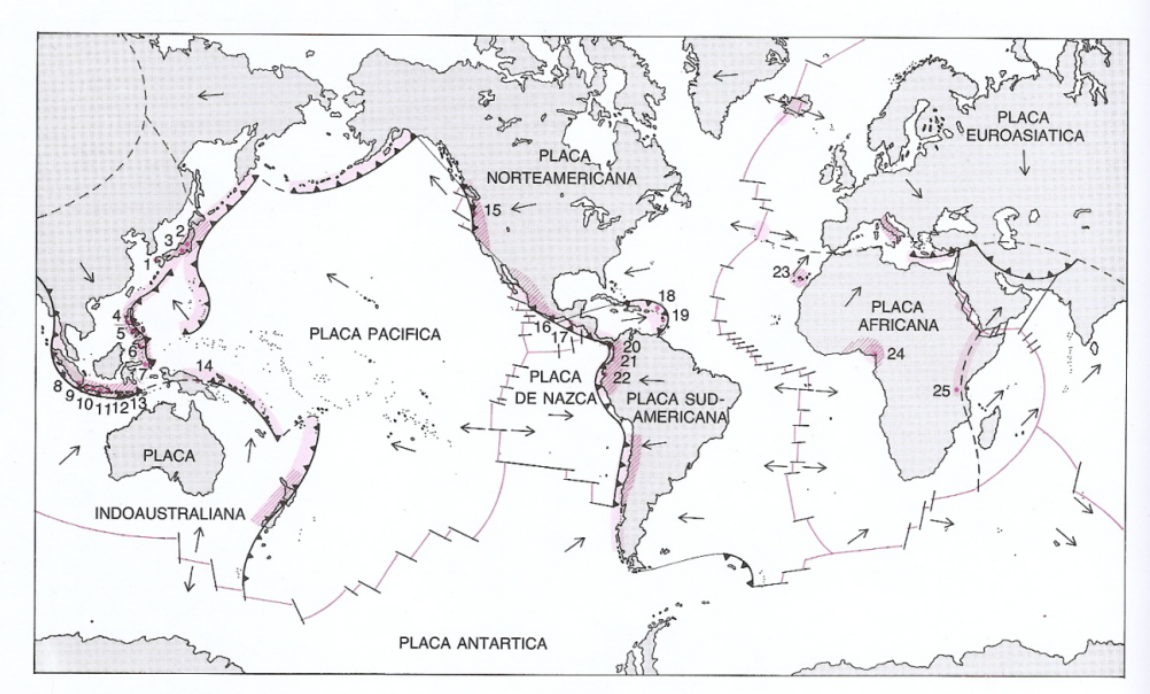


Figura 13.7.1 Ubicación de los volcanes más peligrosos en el contexto de la tectónica de placas (Carracedo-1997, en Carracedo y Tilling, 2003).

Una relación de erupciones violentas con daños y alteraciones importantes es la de la Tabla 13.7.2.

Tabla 13.7.2 Principales erupciones en últimos 250 años, según Robock (2000). La mayor es la de Toba (Indonesia), hace 71.000 años.

1783	Grimsvotn (Lakagigar)	Islandia	
1815	Tambora, Sumbawa	Indonesia	Sin verano en 1816
1835	Cosiguina	Nicaragua	
1875	Askja	Islandia	
1883	Krakatau	Indonesia	La más sonora
1886	Okataina (Tarawera, isla N)	Nueva Zelanda	
1902	Santa María	Guatemala	
1907	Kardach (Kamchatka)	Rusia	
1912	Novarupta (Katmai, Alaska)	USA	
1963	Agung, Bali	Indonesia	
1980	Mount St. Helena, Washington	USA	Casi sin aportar S a la atmósfera. Muy explosiva. Pocos efectos climáticos
1982	El Chinchón, Chiapas	México	
1991	Monte Picacho, Luzón	Filipinas	

El volcán Kilauea se suele tomar como ejemplo de erupción no explosiva, con dominio de lava que se acumula formando un escudo. Tal ha sido lo que se ha observado, pero ha habido episodios explosivos (Swanson et al., 2014) que se relacionan con la formación de maares en los cráteres y la posible consiguiente actividad freatomagmática. Una erupción violenta se produjo en 1790 y se ha repetido, más atenuada, en 1924, y en septiembre de 2018, cuando previamente se vació el lago de lava de 35 km^2 del cráter y parte de la cámara magmática superior, que había permanecido una década (Anderson et al., 2019). Tras el vaciado el cráter colapsó y dejó un cráter mayor, de más de 500 m de profundidad y 25 hm^3 de volumen, que recibía agua. Otras erupciones violentas tuvieron lugar entre hace 2,2 y 1 ka (Nadeau et al., 2020). No hay un aumento de la emisión de SO_2 asociada a la erupción, como es de esperar del nuevo aporte de magma, sino que parte del SO_2 queda disuelto en el agua, con aumento del contenido en SO_4^{2-} y de la acidez (pH = 4) tras la erupción de 2018. En otros volcanes, la acidez es mucho mayor (pH < 1), como en los maares de Poás (Costa Rica), Kawahljen (Indonesia) y Whakaari (isla al NE de Nueva Zelanda) y algo más moderado en el de Kusatsu-Shirane (Japón) (Nadeau et al., 2020).

Los riesgos más posiblemente más notables en relación con la hidrogeología, después de la generación de lahares que se expone en la Sección 3.5.4 del Capítulo 3, sea la liberación brusca de altos contenidos de CO_2 en las aguas de lagos profundos en cráteres y depresiones volcánicas.

Los gases emanados por las cámaras magmáticas, lavas y materiales volcánicos de erupciones pasan a la atmósfera, donde el agua se dispersa como vapor y eventualmente se suma a la precipitación. El CO_2 también se dispersa, aunque puede producir aumentos locales en la concentración en el aire exterior y en el del suelo. El comportamiento de los gases con azufre es más complejo pues se oxidan a sulfato que se suma al contenido salino atmosférico y da acidez, aunque una parte puede depositarse sólido como azufre. El HCl y HF producen acidez en la precipitación local y se suman a la deposición atmosférica local.

En el caso de lagos profundos, que generalmente están asociados al volcanismo (fosas, cráteres, calderas, valles encajados cerrados por coladas de lava), puede suceder que el CO_2 que proviene de reservorios magmáticos se vaya acumulando disuelto en el agua, favorecido por especiales circunstancias de presión y temperatura. En estos casos, cuando se alcanza la saturación o estando esta próxima, si se produce algún proceso dinámico perturbador (terremoto, deslizamiento de terreno), se puede producir una desestabilización con fuerte convección en la masa del lago. Esto puede dar origen a una liberación rápida del CO_2. Como este CO_2 es más denso que el aire, ocupa las capas inferiores de la atmósfera durante un tiempo, antes de dispersarse y, en caso de existir un relieve notable, da lugar a lenguas gaseosas de descenso. Esto puede ser la causa de muerte de animales y personas por asfixia, como en algunos casos documentados (lagos Mourne y Nyos, en Camerún) (Halbwacks et al., 2004). Las Figuras 13.7.2 y 13.7.3 son explicaciones gráficas de lo sucedido en el lago Nyos (Nios). Para evitarlo en el futuro, se ha propuesto forzar artificialmente la circulación del agua en el lago pare evitar la estratificación, lo que se puede hacer extrayendo agua profunda y vertiéndola, pero existe el problema de la alta concentración de hierro disuelto y del alto pH residual.

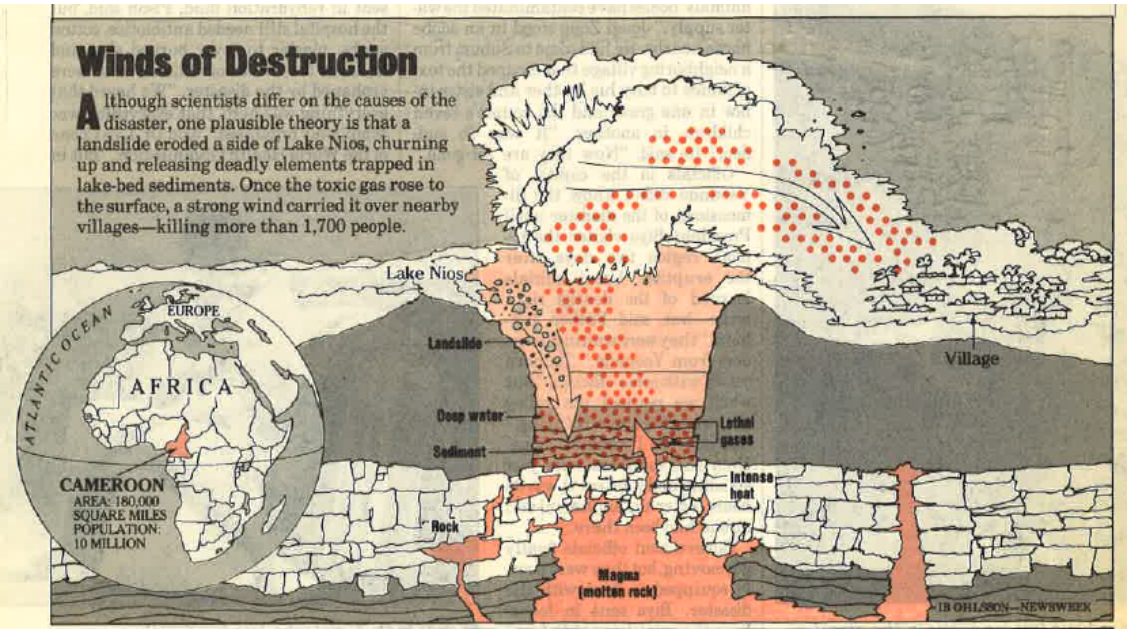


Figura 13,7.2 Representación periodística de la liberación brusca de CO_2 del lago Nyos (Camerún) en septiembre de 1986 (Newsweek, 1986).

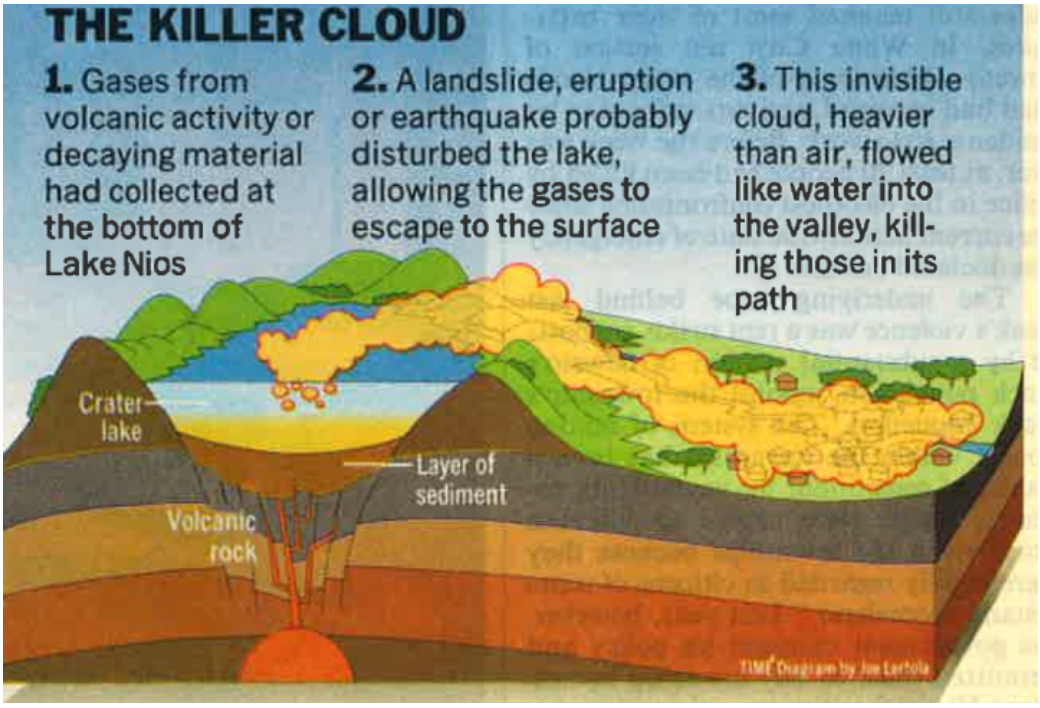


Figura 13.7.3 Representación periodística de la liberación brusca de CO2 del lago Nyos (Camerún) en septiembre de 1986 (Time, September 8, 1986).

La posible relación entre grandes sucesos en tiempo geológico y el volcanismo, como las extinciones masivas de la biosfera (White, 1988), quedan fuera del alcance del presente trabajo.

13.8 Referencias

Acosta Baladón, A.N. 1973. Cultivos en enarenados. Servicio Meteorológico Nacional. Madrid, Publ. A.55: 1-224

Anderson, K.R., et al. 2019. Magma reservoir failure and the onset of caldera collapse at Kīlauea Volcano in 2018, *Science*, 366(6470), eaaz1822.

Aubert, M. 1987. Utilisation géothermique et hydrogéologique de la méthode des potentiels spontanés en terrain volcanique Course d'Hydrogéologie International (PHI) UNESCO- Université de Montpellier. Funchal. Madeira.

Aubert, M., Atangana, Q.Y. 1995. Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. Ground Water, 34(6): 1010-1016.

Blankennagel, R.K. 1968. Geophysical logging and hydraulic testing, Pahute Mesa, Nevada Test Site. Ground Water, 6(4): 24-31.

Bose, R.N., Ramakrishna, T.S. 1978. Electrical-resistivity surveys for groundwater in the Deccan trap country of Sangli District, Maharashtra. Journal of Hydrology, 38(3-4): 209-221.

Boubekraoui, S., Aubert, M. 1999. Self-potential method applied to the geological and hydrogeological investigation of shallow structures at Grand-Brûlé (Réunion Island, Indian Ocean). Hydrogeologie (France).

Braojos Ruiz, J.J. (1992). Análisis estadístico de la evolución histórica de los alumbramientos de agua mediante galerías en la isla de Tenerife. Plan Hidrológico Insular, Cabildo Insular de Tenerife, Área de Infraestructura, Santa Cruz de Tenerife: 1–23.

Cagniard, L. 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 18(3): 605-635.

Cagnoli, B. 1998. Fuzzy logic in volcanology. Episodes 21(8): 194-196.

Carracedo, J.C., Tilling, R.I. 2003. Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas. Caja General de Ahorros de Canarias y Gobierno de Canarias, Santa Cruz de Tenerife. http://hnd.handle.net/10261/4423

Carrera, J., Vázquez-Suñé, E., Castillo, O., Sánchez-Vila, X. 2004. A methodology to compute mixing ratios with uncertain end-members. Water Resources Research, 40(12).

Cartier, K. M. S. (2020), Basalts turn carbon into stone for permanent storage, Eos, 101, Published on 20 March 2020. https://doi.org/10.1029/2020EO141721.

Clerc, J.M., Burkhalter, R., Coudray, J. 1987. Apport de la télédétection infra-rouge á l'investigation hydrogéologique des aquifères côtiers d'une île volcanique; la Réunion (Océan Indien occidental). Course d'Hydrogéologie International (PHI) UNESCO-Université de Montpellier. Funchal, Madeira.

Custodio, E. 1978. Geohidrología de formaciones e islas volcánicas. Centro de Estudios Hidrográficos e Instituto de Hidrología. CEDEX Publ. 128. Madrid: 1-303.

Custodio, E. 1986. Recarga artificial de acuíferos: avances y realizaciones. Boletín del Servicio Geológico–M.O.P.U. 45, España: 1-176.

Custodio, E. 2007. Groundwater in volcanic hard rocks. En: J. Krásný and J.M. Sharp Jr. (eds.), Groundwater in Fractured Rocks. Selected Papers 9. International Association of Hydrogeologists. Taylor & Francis, London: 95–108.

Custodio, E., Llamas M.R. (eds.) 1976/1983. Hidrología subterránea. Ediciones Omega. Barcelona: 1-2350.

Custodio, E., Cabrera, M.C. 2002. ¿Cómo convivir con la escasez de agua? El caso de Canarias. Boletín Geológico y Minero, Madrid, 113 (3): 243–258.

Elshall, A.S., Arikc, A.D., El-Kadi, A., Piercee, S., Ye, M., Burnetta, K., Wada, C.A., Bremera, L.L., Chunh, G. 2020. Groundwater sustainable yield: A review of the interactions between science and policy. Environmental Research Review (under revision).

Fernández-Escalante, E. (ed,). (2020). Managed aquifer recharge: Solutions to the global water crisis. In: Proceedings International Symposium on Aquifer Recharge (ISMAR-10). Madrid. TRAGSA. Madrid. ISBN-13:978-84-09-15736-5

Fernández González, E. 1975. Un poco de historia: curiosidades sobre las captaciones de agua en Gran Canaria. Simposio de Lanzarote 1975, II: 1151-1187.

Greco, R., Guida, A. 2008. Field measurements of topsoil moisture profiles by vertical TDR probes. *Journal of hydrology*, *348*(3-4): 442-451.

Halbwachs, M., Sabroux, J.C., Grangeon, J., Kayser, G., Tochon-Danguy, J.C., Felix, A.,..., Wüest, A. 2004. Degassing the "killer lakes" Nyos and Monoun, Cameroon. Eos, Transactions American Geophysical Union, 85(30): 281-285.

Hasegawa, S. 1997. Evaluation of rainfall infiltration in a volcanic ash soil by time domain reflectometry method. Hydrology and Eath System Sciences, 1(2): 303-312.

Hernández-Gutiérrez, L.E., Santamarta, J.C. (eds.) 2015. Ingeniería geológica en

terrenos volcánicos. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos. Madrid: 1- 434.

Hidalgo, R., Pérez, N., Marrero, R. 2010. En la búsqueda de recursos geotérmicos en Canarias. En: E. González Cárdenas, E. Escobar Lahoz, R. Becerra Ramírez, R.V. Gosálvez Rey & J. Dóniz Páez. Aportaciones Recientes en Vulcanología 2005-2008. Centro de Estudios Calatravos, Almagro (Ciudad Real): 341-343. ISBN 978-84-614-1025-5.IAVCE (several years). Active volcanoes of the world. International Association of Vulcanology and Chemistry of the Earth's Interior. Series edited by C. Cimarelli & S. Muller. Springer Nature. +Poás volcano (extraordinary sulfur volcanism of Poás from 1928-2018),

+Colima volcano (Monitoring the recent activity: understanding a complex system),

+Azores volcanoes (Azores geosyndrome plate tectonicas research activity, synthesis and unsolved puzzles),

+Nyros volcano (Geology of Nyros volcano),

+W Indian Ocean (perception of a risk for volcano hazard in Indian Ocean: La Réunion Island case study),

+Coahue volcano (Risk assessment and migration at Copahue volcano)...

Ingebritsen, S.E., Rojstacter, S.A. 1993. Controls on geyser periodicity. Science, 262: 889-891.

Ingebritsen, S.E., Geiger, S., Hurwitz, S., Driesner, T., 2010. Numerical simulation of magmatic hydrothermal systems. Reviews of Geophysics, 48(1).

Iwasaki, I. 1971. Chemical surveillance and prediction of volcanic activity. In: The Surveillance and Prediction of Volcanic Activity. Earth Sciences 8, UNESCO: 1-166.

Jain, R.C., Sinha, A.K., Anand, R. 2008. Managed aquifer recharge – A succor for the watwer stressed aquifers of Sabarmati Basin Gujarat and its potential for energy savings and carbon credits. In; Hydrogeology of volcanic rocks. SIHD-2008, Djibouti: 219-224.

James, E.R., Manga, M., Rose, T.P., Hudson, G.B. 2000. The use of temperature and the isotopes of O, H, C, and noble gases to determine the pattern and spatial extent of groundwater flow. *Journal of Hydrology*, *237*(1-2): 100-112.

Larson, K.R., Keller, C.K., Larson, P.B., Allen-King, R.M. 2000. Water resource implications of ^{18}O and ^{2}H distributions in a basalt aquifer system. Ground Water 38: 947–953.

López, D.L., Williams, S.N. 1993. Catastrophic volcanic collapse: relation to hydrothermal processes. Science, 260: 1794-1796.

López-Linares García, M. 1987. Evaluación de los métodos convencionales y nuevas tecnologías en la prospección geoeleléctrica aplicada a la hidrogeología de las islas Canarias. Canarias 2000: 20pp.

MASE 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para UPC and AQUALOGY–CETAQUA. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona. e-books: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272

Montesdeoca-Esponda, S., Palacios-Díaz, M.P., Estévez, E., Sosa-Ferrera, Z., Santana-Rodríguez, J.J., Cabrera, M.C. 2021. Occurrence of Pharmaceutical Compounds in Groundwater from the Gran Canaria Island (Spain). Water 2021, 13, 262. https://doi.org/10.3390/w13030262

Nadeau, P. A., Diefenbach, A.K., Hurwitz, S., Swanson D.A. 2020. From lava to water: A new era at Kīlauea, *Eos, 101,* 25 September 2020.

NASEM 2017. Volcanic eruptions and their repose, unrest, precursors, and timing. National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine. National Academies Press.

Newsweek 1989. The wrath of Lake Nios: how it killed. Newsweek, September 8, 1986: p.20

Paredes, J. 1974. Desarrollo de la termografía infrarroja a la hidrología. Simposio Internacional sobre Hidrología de Terrenos e Islas Volcánicas. Arrecife de Lanzarote. UNESCO-Gobierno Español.

PHGC (2008). Plan hidrológico de Gran Canaria. Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria. Las Palmas de Gran Canaria.

PHTF (2013/2014). Plan hidrológico de Tenerife. Memoria del documento de información. Consejo Insular de Aguas de Tenerife. Cabildo Insular de Tenerife: 1–95.

RAEMIA 2019. Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España. Preparado por E. Custodio con la colaboración de J. Jódar, J.V. Giráldez y A. Sahuquillo para UPC-SUEZ-CETAQUA. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona: e-books: 1-1206. http://hdl.handle.net/2117/182282.

Robock, A. 2000. Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, *38*(2): 191-219.

SASMIE 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio, para UPC y Suez Solutions–CETAQUA, Barcelona. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, e-books: 1–852. http://hdl.handle.net/2117/111515.

Simkin, T., Sieber, L. 2000. Earth's volcanoes and eruptions: an overview. In: H. Sigursson, B., Houghton, B. McNutt, H. Riymor, & J. Sfix; Encyclopedia of volcanoes. Academic Press: 249. 261.

Simpson, F., Bahr, K. 2005. *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.

Siebert, C., Möller, P., Magri, F., Shalev, E., Rosenthal, E., Al-Raggad, M. and Rödiger, T. 2019.

Applying rare earth elements, uranium, and $^{87}Sr/^{86}Sr$ to disentangle structurally forced confluence of regional groundwater resources: The case of the Lower Yarmouk Gorge. Geofluids.

Swanson, D.A., et al. 2014. Cycles of explosive and effusive eruptions at Kīlauea Volcano, Hawai'i, *Geology*, *42*(7), 631–634.

White, R.S. 1988. Igneous outbursts and mass extinctions. Eos: 1480+1490-1491.

Whittington, A.G., Hofmeister, A.M., Nabelek, P.I. 2009. Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magnetism. Nature, 458: 319-321.

Witman, S. 2017. What led to the largest volcanic eruption in human history? Eos, 98, https://doi.org/10.1029/2017EO071343.

Capítulo 14

Consideraciones económicas, sociales, administrativas y éticas relativas a las aguas subterráneas en formaciones e islas volcánicas

Contenido: Se aportan consideraciones específicas sobre los usos y demandas de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas. Se comentan algunas especificidades de la normativa legal y de la administración pública. Se consideran ciertos aspectos económicos, socio-económicos y sociales específicos. Se pone énfasis en aspectos en relación con el comercio del agua subterránea y posibles mercados del agua. Se tratan sucintamente las comunidades de usuarios de agua subterránea y la gobernanza. Se introducen los aspectos éticos y morales, que son el soporte básico de la buena gobernanza.

Notas generales

Lo que se presenta se orienta al conocimiento, exploración, explotación y gestión del agua subterránea en formaciones e islas volcánicas en aquellos aspectos que son específicos o frecuentes, ya que las situaciones generales se encuentran en diversos textos comunes.

Una parte significativa del contenido se basa en los informes MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019), disponibles en libre acceso como libros electrónicos publicados por la Universidad Politécnica de Cataluña con el apoyo de Aqualogy/SUEZ y Cetaqua, y en los principios de hidrología subterránea e hidrogeología de los textos Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009).

El enfoque es hacia la relevancia hidrogeológica de los distintos aspectos considerados, con el apoyo de algunos ejemplos, a sabiendas que hay situaciones que no se tratan o sólo se mencionan marginalmente, y que algunas se consideran en los Capítulos 6 a 11.

Este informe-libro se basa principalmente en la información que se encuentra accesible por medios electrónicos y en numerosos otros documentos de difusión limitada, recopilados por el autor desde 1970 y en la propia experiencia directa desde la década de 1960.

Los comentarios y desarrollos aportados pueden en ocasiones tener desviaciones, por el contenido de los documentos de partida, por mala interpretación de los contenidos de los mismos o por sesgos, aunque se ha tratado de compensar estas deficiencias en lo posible.

Muchas de las localidades mencionadas no están expresamente identificadas o no figuran en la información gráfica. Se pueden localizar fácilmente por los lectores acudiendo a los medios de información electrónica y otros.
Se ha procurado unificar las designaciones, pero indicando otras en uso y los matices diferenciales, con la designación anglosajona cuando aparecen por primera vez, cuando se ha creído relevante. En el breve glosario y lista de símbolos se relacionan los términos más frecuentes.

Índice del Capítulo 14

14 Consideraciones económicas, sociales, administrativas y éticas relativas a las aguas subterráneas en formaciones e islas volcánicas

14.1 Introducción y consideraciones generales

14.2 Usos y demandas de agua subterránea

14.3 Normativa legal y administración pública

14.4 Aspectos económicos del agua subterránea

14.5 Gestión social de los recursos de agua subterránea

14.6 Comercio y mercados del agua

14.7 Explotación comunitaria del agua subterránea y asociaciones

14.8 Implicaciones de carácter ético y moral

14.9 Consideraciones en relación con la gobernanza de las aguas subterráneas

14.10 Consideraciones éticas y morales

14.11 Referencias

14 Consideraciones económicas, sociales, administrativas y éticas relativas a las aguas subterráneas en formaciones e islas volcánicas

14.1 Introducción y consideraciones generales

Los acuíferos y las aguas subterráneas son recursos naturales para la actividad humana y para mantener el medio ambiente en que esta actividad se desarrolla y que recibe los servicios ecosistémicos derivados. Esto supone considerandos de tipo social y económico, además del medioambiental, que implica administración pública, normativa legal, instituciones de los usuarios y de la sociedad civil y decisiones políticas, con un soporte ético y moral. Esto es una ampliación del campo de gestión y modos de acción (*policy*), orientado a la buena gobernanza (*sound governance*) de los recursos de agua, dentro de la gobernanza general, que incluye campos conexos, como la energía, el territorio, la alimentación, el empleo y la sanidad. En la realidad todo esto es lo que domina finalmente, en especial si se considera que el agua es vital y un derecho humano, además de necesaria para la mayoría de actividades humanas. La ciencia y la técnica, en este caso la hidrología subterránea y la hidrogeología, no son más que partes del conjunto que lleva a la buena gobernanza, necesarias, pero que no deciden ni aportan soluciones únicas, sino un elenco de posibilidades. Su falta e insuficiencia puede y suele llevar a gestiones ineficaces y a daños importantes. Pero la decisión final es en función de variables diversas, que incluyen algunas no cuantificables, y frecuentemente con más incógnitas que ecuaciones.

Todo lo anterior es de carácter general y por lo tanto no está condicionado por ser las formaciones de origen volcánico o no. Este hecho sólo introduce peculiaridades locales. Una excepción puede ser las pequeñas islas volcánicas, donde el aislamiento, relieve y relaciones con el mar, tiene peculiaridades asociadas al volcanismo. Por estas razones, en lo que sigue se presentan consideraciones generales, con comentarios específicos. Estos hacen principalmente referencia a las Islas Canarias, ya que en ellas la población es grande, los recursos de agua limitados por una climatología media semiárida y el uso agrícola del agua es económicamente importante. Esto es una notable característica diferencial con otras islas volcánicas de gran población, como Oahu (Hawaii) y las de Las Antillas, pero notablemente más húmedas. A título ilustrativo, en la Tabla 14.1.1 se dan algunos datos sobre algunas islas oceánicas volcánicas. Datos y detalles sobre otras islas se encuentran en los Capítulos 6 a 11, en especial los 6, 7 y 8.

Tabla 14.1.1 Datos sobre algunas islas oceánicas volcánicas. Datos y detalles sobre otras islas se encuentran en los Capítulos 6 a 11, en especial los 6, 7 y 8.

Islas	**No. islas**	**km²**	**habitantes**	**naturaleza**	**datos**
Fiji	300	18.000	350.000	montañosa	
Cabo Verde +Santiago	9 habitadas	4000	300.000 130.000	 lavas plio.-olig. basaltos plio.-olig- sobre caliza mesozoica	2000 ha cultivos 700 ha cultivos
Montserrat		98	13.000	piroclastos baja k	
Saint Knitts		160	3500	montañosa	30 x 8 km²
Samoa		2800	150.000	Montañosa, volcánicas complejas	Savali 70 x 40 km² Upolu 80 x 20 km²
British Virgin Islands +principal	60 16 habitadas	153 50	12000 5000	Arcilla volcánica brechiforme, muy poca k	

Las razones del notable desarrollo de la explotación de las aguas subterráneas durante el siglo XX parten en primer lugar del avance del conocimiento científico –entendimiento de lo que son las aguas subterráneas y los acuíferos y del papel del agua en el planeta Tierra– y tecnológico –desarrollo de las bombas mecánicas de extracción en perforaciones, en especial la bomba de turbina, de métodos asequibles y rápidos de perforación y acabado de pozos y de la disponibilidad de energía en casi cualquier lugar a partir de motores de combustión interna o eléctricos– además de importantes progresos en la prospección y evaluación de las aguas subterráneas. Todo ello va unido a las ventajas de la explotación de las aguas subterráneas –efectos positivos o beneficios– pero también desventajas –efectos negativos o costes asociados–, en buena parte externalidades negativas, tanto más cuanto más intensivo es el desarrollo. No sólo los aspectos de cantidad (hidráulicos) son los importantes –aunque pueden serlo en áreas áridas– sino también los de calidad, económicos y sociales y entre éstos últimos los éticos, como se desarrolla en MASE (2015), SASMIE (2017) y RAEMIA (2019).

La explotación intensiva del agua subterránea, al suponer un cambio importante en el funcionamiento del ciclo del agua, afecta a los otros componentes de dicho ciclo y al ambiente que depende del agua y puede llegar a afectar a las condiciones del terreno. Entre las consecuencias físicas más comunes están la merma o secado de manantiales, caudal de base de ríos y humedales y afecciones a la vegetación de ribera

y freatofítica, además de posible subsidencia de formaciones geológicas recientes poco consolidadas (Custodio y Cardoso da Silva, 2008; van der Gun y Custodio, 2018).

A las consecuencias físicas se unen las que afectan a la calidad del agua, como la movilización de aguas salinas naturales o aguas que contienen solutos inadecuados, como flúor y boro, o como resultado de condiciones redox y de pH que posibilitan la disolución de componentes nocivos, como arsénico, hierro y manganeso (Custodio, 2013), además del aumento del riego de desertización o de inundaciones de áreas que sufren subsidencia. Pueden ser más importantes y determinantes las consecuencias económicas y socioeconómicas, en general asociadas a un coste creciente cuando los niveles piezométricos descienden, lo que se agrava por la tendencia creciente del coste de la energía, además del coste que supone ir adecuado la captación y maquinaria de extracción de agua a esos descensos.

El cese de la explotación intensiva supone en general una recuperación de las condiciones de los acuíferos afectados, en un tiempo que depende del volumen de reservas de agua subterránea consumidas y de la recarga, desde pocos años a siglos, según los casos. Esta recuperación restaura por lo menos parte de los caudales de manantiales y cursos de agua y los humedales, pero más lentamente en cuanto a la calidad. La posibilidad de recuperación depende de la permanencia de perturbaciones, tales como drenes, galerías, excavaciones o pozos que conecten diferentes acuíferos. La recuperación de niveles piezométricos es generalmente deseado e implícito en muchas normativas. Sin embargo, puede comportar daños importantes, tales como encharcamientos, inundación de excavaciones y obras subterráneas realizadas en épocas de niveles piezométricos bajos y lixiviado de residuos enterrados en lo que fue medio no saturado.

La consideración de recursos de agua subterránea en territorios de gran relieve debe considerarse en función de la altitud y relieve, además de la existencia de acuíferos apropiados y de la profundidad del nivel freático. En muchas áreas, los materiales potencialmente más permeables están en la zona no saturada y los que están saturados son frecuentemente poco permeables. Para captar agua de formaciones profundas de baja permeabilidad y muy heterogéneas, se requiere construir obras apropiadas, muy penetrantes o con extensas obras secundarias de drenaje. Esta es una situación frecuente en formaciones e islas volcánicas, como se expone en La Sección 13.3 del Capítulo 3.

14.2 Usos y demandas de agua subterránea

Los usos y demanda de agua subterránea en formaciones volcánicas son los comunes que corresponden a la región, con las adaptaciones que imponga el clima por cambios en la altitud del terreno y los efectos de barrera si hay elevaciones grandes y continuas, como sucede en los Andes Centrales respecto a las cuencas Atlánticas y Pacíficas (Valdivielso et al., 2020; Herrera et al., 2017). A esto se une la posible existencia de suelos poco desarrollados en materiales volcánicos jóvenes y la frecuente gran profundidad del nivel freático. En las pequeñas islas volcánicas se suma la ausencia de otros recursos de agua dulce significativos, vocación agrícola tradicional, alta población y más recientemente turismo. Esto puede originar estrés hídrico local y una gran sensibilidad a sequías cuando se captan mayoritariamente agua de manantiales. Situaciones de estrés hídrico se llegan a manifestar en lugares tan húmedos como la cumbre de isla de La Reunión, con unos 10 m/año en media, cuando en un determinado año seco solo se reciben 8 m en el año; el problema no es propiamente la precipitación anual sino la distribución de la lluvia semanal a lo largo del tiempo.

En las Islas Canarias y en especial en las dos más pobladas y con mayor desarrollo económico, Gran Canaria y Tenerife, se producen algunas de las demandas de agua relativamente más elevadas. Para cubrir las necesidades hídricas de la población y sus actividades, desde el siglo XVI y en especial desde el siglo XIX, se han captado buena parte de los manantiales, se han excavado largas galerías de drenaje, se han construido profundos pozos de gran diámetro y más recientemente sondeos mecánicos de explotación muy penetrantes (Cabrera y Custodio, 2013). Las primeras captaciones de agua fueron para abastecer a la agricultura para la subsistencia de una creciente población autóctona y venida de la Península Ibérica y para avituallar los navíos en tránsito entre la Península y América, en especial en Gran Canaria. En principio bastaron los manantiales existentes y algunas obras de captación y almacenamiento de las esporádicas escorrentías en las áreas e islas más áridas.

El primer cultivo intensivo de regadío para productos de exportación fue la caña de azúcar, ya desde el siglo XVI. A finales del siglo XIX se introdujo el cultivo del plátano. En Gran Canaria se recurrió primero a la captación de manantiales (nacientes) y a presas de embalse en su área N y después a la extracción de agua subterránea mediante bombeo. La obtención de agua subterránea en Tenerife fue preferentemente mediante galerías, por gravedad, en gran manera para el cultivo de la platanera. Desde la década de 1960 se ha asentado una notable actividad turística, lo que ha llevado a un importante cambio económico y social, en especial en lo que anteriormente fueron zonas deprimidas, y supone una importante demanda de agua. A estas demandas hay que unir la urbana de los grandes núcleos de población y en menor grado la de los servicios, industrias e infraestructuras de transponte (puertos y aeropuertos).

La utilización de los recursos de agua es para agricultura, abastecimiento urbano, suministros turísticos y usos recreativos. El agua subterránea tiende a ser destinada a población y usos agrícolas y en Gran Canaria para las medianías (lugares entre 300 y 800 m de altitud). El abastecimiento a la población ha pasado a depender cada vez más del agua marina desalinizada y los cultivos regados utilizan cada vez más las aguas regeneradas, aunque aun tímidamente.

14.3 Normativa legal y administración pública

En casi todos los países ha habido costumbres y reglas escritas o tácitas para la utilización de las aguas. Estas costumbres, usos y reglas han sido objeto de mayor desarrollo y concreción en países áridos y semiáridos, tanto más cuanto más escasa sea el agua, tanto para el abastecimiento humano como para ser aplicada en usos económicos, primariamente la agricultura y ganadería, y luego en actividades industriales y también en usos sociales, religiosos, decorativos y ambientales. Sin embargo, estas costumbres, usos y reglas raramente hacen alusión explícita al agua subterránea, salvo indirectamente en lo referente al aprovechamiento de manantiales, y mucho menos a las formaciones volcánicas, salvo indirectamente en islas en que estos materiales son los dominantes y tienen administración pública propia.

El agua bajo el terreno se ha considerado comúnmente como perteneciente al propietario de dicho terreno, aunque también podía pasar a ser propiedad del que era autorizado a captarlas en terrenos de otros. Esto ha cambiado en muchos países, en que el agua es un dominio público, bajo distintos condicionantes normativos. Sin embargo, el que el agua, y en concreto el agua subterránea, sea del dominio público o del dominio privado sometido al bien común que suelen establecer los Códigos Civiles, no es algo que impida la buena gobernanza del agua, a pesar de las presiones ideológicas para decantar el problema a un lado o a otro. Más bien el problema reside en la capacidad de la administración pública para gestionar y de la Sociedad Civil para fundamentar las directrices que la política de los gobiernos no suele aportar si no es por presión exterior, dado que su periodo de renovación es más breve que el tiempo medio de renovación del agua subterránea en los acuíferos de tamaño medio y grande.

En la normativa legal Iberoamericana del agua y en concreto la que afecta al agua subterránea (Fornés Azcoiti, 2019), no hay disposiciones especiales para las aguas en formaciones e islas volcánicas, con la excepción de acuerdos específicos para el acuífero transfronterizo Guaraní (Brasil, Uruguay-Argentina y Paraguay) que, aunque no es volcánico, en su funcionamiento juega un papel clave la gran formación de los Basaltos Paraná que lo recubren.

En las Islas Hawaii, según documentación de 1846, el Rey era propietario de tierras y aguas, que concedía a los distintos jefes, con unas reglas territoriales, y estos permitían su uso para cultivo a cambio de la entrega de una parte de la producción. El derecho al agua estaba ligado al terreno. Esta situación, que se refiere principalmente a las aguas circulantes procedentes de los manantiales altos, se modificó en 1973 para pasar las aguas al dominio público (*public trust doctrine*) en beneficio de todos, conservando derechos ribereños (*riparian*) hasta lo razonable (Johnson, 2009; Miike, 2004). Actualmente, la ley de 2009 (State Water Code, L1987) es la del dominio público, en la que en la Parte VII obliga a que se inscriban los pozos. Esta es la principal referencia específica que se hace a las aguas subterráneas.

La normativa sobre el agua subterránea tiene horizontes más amplios que la cantidad, aunque este es el aspecto dominante en áreas e islas áridas y semiáridas. Así, el Código Estatal de Agua de Hawaii considera que el mantenimiento de la belleza escénica y el adecuado balance ecológico son unos de los componentes críticos de la gestión de una extracción sostenible de agua subterránea (Elshall et al., 2020).

Desde mediados del siglo XX, los explotadores de aguas subterráneas en las islas de Gran Canaria y Tenerife ya eran conscientes de que existían serios problemas de descenso de niveles, de interferencias entre captaciones y de cierto deterioro de la calidad del agua subterránea, con abundantes conflictos, pleitos y denuncias (Gavala y Goded, 1930). La Administración pública del agua había establecido empíricamente reglas técnicas de actuación que en cierta manera consideraban al agua subterránea como un bien social dentro de un régimen legal de aguas privadas en aquel momento, pero sin una base técnico–científica sólida.

En la primera mitad de la década de 1970, el estudio SPA–15 (1975) sentó las bases del conocimiento hidrológico superficial y subterráneo de las islas Canarias y se realizaron estudios sobre los recursos subterráneos que permitieron la elaboración de un modelo conceptual general del funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos insulares volcánicos (Sección 4.6 del Capítulo 4), que sigue siendo válido para abordar los problemas que se plantean, a nivel insular, y que acogen las variantes necesarias para las consideraciones de mayor detalle. La elaboración de los Planes Hidrológicos Insulares desde finales de la década de 1980 ha demandado estudios y trabajos por parte de la administración del agua en cada isla, pero se han hecho con pocos nuevos estudios científico-técnicos específicos y con contenido técnico-científico. A partir de 1989 se han producido algunas aportaciones científicas importantes sobre la hidrogeología y recursos de agua en pequeñas islas volcánicas por parte universitaria (Cabrera y Custodio, 2011).

El estado de explotación intensiva de los acuíferos de Canarias y la alta conflictividad social generada propició que en 1924 se introdujesen excepciones a la entonces vigente Ley de Aguas española de 1879, la aplicable en las islas Canarias y que consideraba a las aguas subterráneas en el dominio privado. Esto ese hizo condicionando el libre acceso a las aguas subterráneas. Esta actuación se llevó a cabo en una coyuntura política favorable y con poca resistencia social a causa de que el gran desarrollo de captaciones de aguas subterráneas, principalmente mediante galerías en Tenerife y con pozos con drenes horizontales en Gran Canaria, estaba creando numerosas interferencias. Esto se traducía en una gran conflictividad social y abundantes denuncias y pleitos judiciales. Esta disposición especial supuso introducir limitaciones al desarrollo de lo que entonces eran aguas privadas, lo que se concretó más en 1958, momento de máxima conflictividad.

Las características legales especiales de las aguas en Canarias fueron reconocidas en la Ley de aguas española de 1985, en la que se establecía que las Islas Canarias debían establecer su propia Ley de aguas, acorde con los principios generales de la Ley de Aguas española. Esa ley de 1985 declaró a las aguas subterráneas eran un dominio púbico, pero con una disposición transitoria que respetaba los derechos de aguas privadas previos (Fornés y de La Hera, 2005; 2007; Molinero et al, 2011; MASE, 2015; SASMIE, 2017). Esta ley es el soporte orientador de la de Canarias y es subsidiaria. Un gran defecto de la Ley de Aguas de 1985, cuyos fundamentos se mantienen actualmente, es la visión de arriba abajo y paternalista de la gestión del agua, pero con una Administración realmente en una posición práctica débil. La Ley de aguas de 1985 establece la necesidad de planificación del agua a nivel de cuenca y a nivel insular en el caso de las islas.

El Parlamento Canario aprobó en 1987 la Ley de Aguas de Canarias, en la que no se autorizaban obras para mantener los caudales –lo que era una práctica común y necesaria– si no se pasaba al régimen concesional. La fuerte reacción social en contra propició un cambio de gobierno para llevar a cabo la nueva redacción de 1990 (LAC, 1990), que permite ahora la autorización de las obras necesarias para mantener los caudales. La coexistencia del dominio público para las aguas subterráneas y la permanencia de derechos privados previos, que no fueron expropiados en caso de no optar por su conversión en una concesión, es una peculiaridad respecto a las otras islas volcánicas, que hace que ciertos modos de actuación y gestión sean peculiares y no extrapolables. Esto no supone una valoración negativa de la situación en abstracto, pero en la práctica sí crea conflictos cuando el conocimiento no es suficiente, la administración del agua no está bien preparada y determinados profesionales del derecho buscan réditos de la interpretación torticera de normas poco definidas o que llevan a situaciones encontradas.

La transposición de lo dispuesto en las Directivas europeas referentes al agua desde la incorporación de España a la Unión Europea en 1986 ha supuesto cambios legales y administrativos muy importantes, que afectas a las islas volcánicas de Canarias, en especial la Directiva Marco del Agua (DMA) europea (OJEU, 2000). Las consiguientes modificaciones de la Ley de Aguas de 1985, se condensan en el Texto Refundido de la Ley de Aguas, de 2001 (TRLA, 2001). La DMA está orientada a conseguir el buen estado del medio ambiente, pero incide directamente, sin ser su objetivo principal, en los aspectos de cantidad, calidad, gestión, planificación y gobernanza del agua y del agua subterránea. En su aplicación a través de las legislaciones de los Estados miembros de la Unión Europea, afecta también a las islas volcánicas de Madeira y Azores (Portugal) y a las de Guadalupe y La Martinica (Antillas francesas), La Reunión, Mayotte y Tahití como otros territorios franceses de ultramar. En Canarias, la transposición de la DMA se ha hecho a partir de las disposiciones de la Ley de Aguas española.

El actual marco normativo de la planificación hidrológica española, que es el aplicable en Canarias, requiere el establecimiento y discusión pública de los Esquemas de Temas Importantes (ETI) y la constitución de un Comité de Autoridades Competentes para la coordinación administrativa. Se introduce la componente económica en el concepto de demanda y uso del agua, la definición de objetivos ambientales, los criterios para la determinación del estado de las masas de agua y los caudales ecológicos, la consideración de los efectos del cambio climático o de los programas o planes más detallados, como los planes especiales de actuación en situación de alerta o eventual sequía o los de protección frente a inundaciones.

La Comunidad Autónoma de Canarias, según su Estatuto de Atonomía de 1982 y las transferencias complementarias posteriores, recibió las competencias en agua en todo el territorio, con recursos propios, aunque reservándose la Administración General del Estado (España) las inversiones en obras de interés general. Se traspasaron las funciones y servicios en materia de obras hidráulicas y se creó una Dirección General de Aguas del Gobierno de Canarias, asumiendo principalmente responsabilidades de gestión general e inversiones y de coordinación, normativa común, relaciones con el Estado y con la Unión Europea. La gestión hídrica de cada isla la asumieron los Cabildos Insulares respectivos (Administración pública local), que la ejercen a través de los respectivos Consejos Insulares de Aguas, uno por cada una de las 7 islas, como Demarcaciones Hidrográficas. En la práctica existe un exceso de intervención política e

intromisiones por parte de los grandes "aguatenientes" y propietarios, como suele ser común en islas con alta demanda de agua.

Para la gestión administrativa del agua continental, en cada Demarcación Hidrográfica se han definido masas de agua (traducción desafortunada del término anglosajón *water body*) superficiales y subterráneas (MASb). En Canarias, las MASb responden a criterios variados, propios de cada isla y con poco peso de la hidrogeología. En Azores y en Madeira también se han definido MASbs, así como en los territorios franceses de ultramar.

Para la aplicación de la Ley de Aguas de Canarias, en el Decreto 186/1990 se estableció que todos los usuarios que captan aguas subterráneas deben proporcionar a la administración del agua datos periódicos sobre los caudales y volúmenes de agua captados, los niveles del agua en caso de pozos y un análisis químico anual, además de al menos un aforo anual de cada pozo, acompañando medidas del ion cloruro y del consumo energético de la prueba, la altura manométrica y las características del equipo de bombeo. En las galerías y nacientes se exigía una medida anual similar, con un nuevo aforo si los caudales variaban al menos el 5% en relación con el aforo de fecha anterior. Estas obligaciones se han respetado parcialmente y con deterioro temporal, por su coste, abandono de captaciones, incapacidad de la administración pública para gestionar esa información y la peligrosidad del acceso a galerías y de descenso a pozos. Este decreto está actualmente derogado, pero parte de los criterios se han incluido en los apartados normativos de los distintos Planes hidrológicos insulares. Actualmente, el Decreto 238/2008 establece las condiciones y requerimientos básicos para garantizar la seguridad de las personas que accedan al interior de las obras e instalaciones hidráulicas subterráneas o transiten por sus inmediaciones. Dicho Decreto obliga a las Comunidades de Aguas a realizar revisiones técnicas de instalaciones y de los elementos de seguridad del pozo para poder elevar el agua, tales como cables, elevadores (winches localmente), jaulas móviles, etc.

México tiene la Ley de Aguas Nacionales, de aplicación en todo el territorio, sin especificidades para los abundantes acuíferos en formaciones volcánicas. Establece la constitución de Consejos de Cuencas y de Comités Técnicos de Aguas Subterráneas (COTAS) y la posibilidad de establecer moratorias para permisos de captación de aguas subterráneas en los acuíferos con explotación excesiva. Se está considerando la redacción de una Ley General de Aguas para solventar los actuales problemas de gestión, pero es algo controvertido ya que los problemas no son propiamente de las herramientas legales en vigor sino de no cumplimiento de las mismas y de funcionamiento discontinuo, poco representativo y no comprometido de las instituciones que por ley deberían actuar.

La reforma de la normativa legal australiana reconoce que el medio ambiente es un usuario legítimo de los recursos de agua subterránea (Green et al., 2013). La aplicación de la norma requiere establecer las dependencias. Esto se ha realizado en las áreas con lagos en relación con la descarga de formaciones volcánicas del Sur.

14.4 Aspectos económicos del agua subterránea

La obtención, captación, transporte, almacenamiento, distribución en alta, distribución en baja y aplicación del agua tiene costes, que deben ser pagados por los usuarios o por la sociedad, además de los costes asociados a las externalidades negativas, tales como pérdidas ecosistémicas y de servicios derivados, descenso de niveles del agua y deterioro de la calidad. Estos últimos costes no se suelen considerar, lo que quiere decir que o los paga la sociedad actual o lo tendrán que hacer las futuras generaciones o es a costa de una pérdida del patrimonio natural y por lo tanto de parte de sus servicios. Todo esto puede ser especialmente válido en determinadas situaciones de formaciones e islas volcánicas, por sus manantiales, valor paisajístico, hábitats, soporte de población rural e indígena y generación de recursos de agua que se transfieren a otras formaciones.

El coste del agua subterránea, aunque sólo sea el directo, no suele ser un limitante para el abastecimiento de poblaciones, salvo para las rurales, que pueden requerir alguna forma de subvención a cambio de servicios de conservación del territorio. Pero en formaciones volcánicas jóvenes o con aportes profundos puede producirse alteraciones de la calidad (Sección 4.8 del Capítulo 4), que pueden requerir tratamientos costosos. Esto puede limitar la utilización del agua subterránea en usos con alta capacidad de pago. Cuando se trata de usos de regadío agrícola, el coste del agua subterránea y del tratamiento que pueda requerir puede ser un limitante importante, que puede crecer en el tiempo, que puede favorecer la despoblación y modificar las circunstancias laborales.

El agua puede ser considerada como un bien privado, como un bien comunal y como un bien público, con aspectos económicos (privados) y ambientales (sociales). Esto permite considerar la posibilidad de comercio, que puede ir acompañado de cambios sociales importantes, ya que el agua subterránea no sólo es para producir bienes físicos con valor económico, sino que es una fuente de empleo en la agricultura, manipulación, distribución, transporte, industrialización, comercialización y posible exportación. Los aspectos de comercio suponen que se puede cubrir el derecho humano al agua, pero es un tema muy controvertido y sujeto a ideologías no siempre bien fundamentadas ni libres de otros objetivos. Esto puede ser especialmente sensible en pequeñas islas volcánicas.

Aunque bajo un paraguas común, hay importantes diferencias físicas y sociales entre las diferentes islas volcánicas del archipiélago de Canarias, donde la mayor parte de las aguas naturales utilizadas son subterráneas, lo que lleva a distintas consideraciones económicas. Son un buen referente para situaciones hídricas estresadas. La asignación de los recursos de agua en las islas más pobladas de Canarias se caracteriza por la existencia de mercados de agua frente a otras fórmulas concurrentes, principalmente en Tenerife, por lo que los costes directos derivados de la captación, aprovechamiento y transporte se recuperan a partir del precio del agua cuando se comercializa dentro del sector privado, pero no cuando se trata de oferta pública de agua.

La gran importancia social y económica del agua en Canarias viene desde la incorporación a la Corona de Castilla en el último tercio del siglo XV. El agua fundamenta la existencia de instituciones dedicadas a su uso, como las Heredades y las

Comunidades de Aguas (Hernández Ramos, 1954; Navarro García, 2008), que juegan un importante papel social y económico (Aguilera Klink, 2001). La economía agrícola fue esencial en la primera etapa de desarrollo, muy ligada a la transformación de productos primarios, intensiva en trabajo y con técnicas al uso. Se ha avanzado hacia productos agrícolas especializados para exportación con técnicas de riego mejoradas.

En la isla de Tenerife, el coste de producción medio del agua es de 0,45 €/m^3 e incluye 0,10 €/m^3 en concepto de funcionamiento como empresa de agua y 0,05 €/m^3 por uso de canalizaciones (Hoyos-Limón y Puga, 2007). La prolongación de las galerías de agua existentes en Tenerife a causa de la progresiva reducción de la producción (MASE, 2015), cuando es autorizada, supone inversiones de 800 a 2000 €/m, de los que del orden del 40% corresponden al uso de explosivos. Esto aumenta el coste de producción del agua entre 0,04 y 0,18 €/m^3 para interés del dinero entre el 2% y el 12% (Hoyos-Limón y Puga, 2007), con una evolución de los costes de producción del agua de las galerías referidos al año 2000, incluidos los costes del capital, que varían según el año de inicio de los trabajos, desde 0,10 €/m^3 en 1950 y 1,25 €/m^3 en 2000. De ahí que actualmente no se inicien galerías nuevas y sólo se extiendan las existentes.

Para los pozos canarios y sondeos de Tenerife, los costes de explotación eran del orden de 0,31 €/m^3 en 2005, contando con que el agua hay que entregarla a una cota media de 500 m para poder ser distribuida mediante la red principal de canales. El agua de mar desalinizada se produce a 0,9 €/m^3 a altitud no superior a 200 m.

El acceso al agua se puede hacer por compra directa según la oferta y la demanda del momento, pero es frecuente establecer contratos anuales o por un periodo de tiempo. Para arriendos anuales, en 2005 los precios del agua variaron entre 0,07 €/m^3 y 0,45 €/m^3 (Hoyos-Limón y Puga, 2007). Para los contratos a tiempo inferior a un año los precios pueden llegar a duplicarse o triplicarse en momentos de alta demanda y casi anularse en invierno, cuando hay una buena oportunidad de adquisición si se dispone de volumen para el almacenarla hasta el momento de uso, sin que haya mermas por evaporación e infiltración.

La calidad tiene poca influencia en el precio del agua, en especial porque el agua que llega al usuario es una mezcla, aunque hay gestiones para tratar de obtener la menos salina y rechazar la más salina. Parte de las aguas subterráneas captadas en Tenerife tienen un notable exceso de flúor y no son aptas para consumo humano. Para su aprovechamiento se suele recurrir a la mezcla con otras aguas de bajo contenido, si están disponibles. De otro modo se recurre al tratamiento con membranas y reducción de salinidad, con costes entre 0,35 y 0,50 €/m^3.

Para un valor económico medio del agua de 0,5 €/m^3, el valor de las reservas de agua subterránea drenadas durante el siglo XX en Tenerife se puede estimar en 3000 M€ (Hoyos-Limón y Puga, 2007), a una tasa actual de 60 M€/a, a los que hay que descontar 10 M€/a para corregir la pérdida de calidad (0,18 €/m^3).

14.5 Gestión social de los recursos de agua subterránea

La adquisición de derechos al agua subterránea puede ser por simple acceso a la misma y declaración de algún modo reconocido cuando se trata de un dominio privado, y por concesión de captación y uso en el caso de ser un dominio público. Estos derechos pueden ser genéricos o para un determinado uso, en especial en caso de concesión. Esto forma parte de la legislación de aguas. Las aguas pueden ser usadas sólo por el titular del derecho o bien puede ser transferidas terceros, en cuyo caso no hay relación territorial entre captación y uso. Las transferencias a terceros pueden seguir diferentes fórmulas. La más común es la de venta a un precio determinado o negociado (comercio del agua) en algo que tiende a ser un mercado del agua, como se comenta en la Sección 14.7. Otra fórmula es la de la subasta, privada o con intervención de la autoridad del agua. Las diferentes fórmulas posibles o la rigidez concesional tienen importancia en el momento de que haya que limitar la captación de agua subterránea temporalmente por sequía (temporal) o permanentemente por escasez a causa de un exceso de demanda.

La extracción de agua subterránea implica la utilización de una parte del almacenamiento en los sistemas acuíferos, aun cuando la extracción sea menor que la recarga (MASE, 2015), como sucede en muchas islas volcánicas. Además, la recarga puede incrementarse con la explotación, debido a la modificación de las relaciones con otros cuerpos de agua y de las condiciones de evapotranspiración, aunque puede comportar externalidades negativas. En determinados contextos, puede ser razonable que las extracciones superen a la recarga, con consumo continuado de reservas de agua subterránea (minería del agua subterránea), cuando hay beneficios sociales netos a largo plazo, incluyendo las externalidades (MASE, 2015).

Con un control estricto de las extracciones de agua subterránea se consigue mantener descensos pequeños y un moderado aumento del coste del agua subterránea extraída a largo del tiempo, pero la extracción la hacen únicamente los primeros en acceder al recurso o los que han recibido esos derechos de algún modo y en cantidad limitada, sin incentivo para un uso socialmente eficiente; se requirieren reglas y actuaciones de control costosas y que deben ser eficaces. Sin control de las extracciones, el caudal de extracción crece continuamente si la demanda de agua también lo hace, con aumento progresivo de la profundidad del nivel del agua subterránea, si no hay un aumento paralelo de la recarga y, por lo tanto, un incremento del coste de extracción, de modo que el agua se usa cada vez más eficientemente y por quien puede pagar mayores precios; así, los usos marginales van desapareciendo y al final se llega a un valor similar al del control estricto, pero tardíamente y en general con agua más cara, pero con escaso gasto administrativo y de control. En el entorno del máximo de extracción se puede haber originado una crisis de agua, con eliminación de los grupos humanos y actividades más débiles económicamente y posiblemente con daños sociales importantes, la quiebra de actividades cuyas inversiones pueden no haberse amortizado y el inicio de un desempleo progresivo. Sin embargo, la realidad muestra que la evolución real de los acuíferos, en especial los de tamaño medio a grande, es lo suficientemente lenta como para que los reajustes sociales se puedan hacer sin grandes traumas, aunque no sin ciertos daños y tensiones (Custodio, 1989; 2012). Esto puede no ser del todo cierto en las islas volcánicas más pequeñas.

No es fácil diseñar, regular y controlar una situación intermedia. Su coste no es despreciable y debería ser financiado por los propios usuarios, directamente o indirectamente, y menos deseablemente a través de la imposición general. La intervención política suele ser negativa y desestabilizadora, a menos que haya un pacto político, lo que no suele suceder. Es entonces cuando la sociedad civil y las instituciones de justicia deben jugar su importante papel.

En acuíferos intensamente explotados, con consumo real o posible de reservas, como en algunas de las islas volcánicas de la Macaronesia (Gran Canaria y Tenerife en especial), cabe plantear dos escenarios de gestión planificada (Foster y Loucks, 2006):

A) Consumo continuado de reservas de agua subterránea (minería del agua subterránea), apoyado en: a.– plan de minería del agua subterránea, con consideración de lo que hay que hacer en el futuro tras el agotamiento práctico, que no tiene por qué coincidir con el físico o de calidad, b.– permisos con condiciones en cuanto a localización de captaciones, profundidad y extracciones (caudal y volumen total) y c.– tasas sobre el agua de modo que lo recaudado contribuya por lo menos a pagar las estrategias posteriores, lo que conlleva retener parte de los beneficios para llevar a cabo las correcciones y compensaciones futuras.

B) Recuperación, apoyada en: a.– plan de estabilización y de posible recuperación del acuífero, estableciendo prioridades de uso y en su caso especificando los usos que deben disminuir o ser eliminados, b.– establecer zonas en las que graduar la intensidad de las actuaciones, c.– clausura de parte de los pozos, d.– permisos con condiciones en cuanto a localización de captaciones, profundidad y caudales y e.– medidas para gestionar la demanda de agua.

El aumento del coste de la energía puede jugar un papel regulador indirecto y no buscado, para ir reduciendo las extracciones con menor provecho social y ambiental. Este es el caso de las islas volcánicas de Gran Canaria y Tenerife.

En los casos que se suelen calificar como de escasez de agua, la tendencia general es tratar de aportar más agua, o lo que es lo mismo, ofertar agua. En buena parte es optar por el continuismo en las actividades, con frecuencia por presión de los usuarios de agua, social y mediática y también por conveniencia política e inercia administrativa. Esta oferta puede ser trayendo recursos de agua superficiales o subterráneos desde áreas más alejadas, reutilizando el agua usada (en general la urbana, tras su tratamiento, incluso con reducción de salinidad) o desalinizando agua marina en áreas costeras o desalobrando aguas subterráneas locales o próximas, o simplemente aceptando que continúe el uso minero del acuífero. Esto se hace con un coste creciente del agua puesta a disposición. No es raro que se subvencione la oferta de agua para mantener la actividad existente, en general el regadío, y así obtener réditos políticos, pero las subvenciones suele ser perversas (acaban por conducir a situaciones contrarias), a menos de estar muy bien establecidas y por un tiempo necesariamente limitado.

Otra manera de abordar la situación de escasez de agua es la de reducir su uso, o sea gestionar la demanda. Es más difícil que la opción anterior y requiere instituciones y actuaciones para las que se tiene poca experiencia, son de lento establecimiento, con resultados a veces poco visibles para la población y que en general requieren gastos. Tales son las actuaciones para disminuir las fugas y pérdidas y para aumentar la

eficiencia del uso del agua, por ejemplo, mediante técnicas modernas de riego, aunque ello suele conllevar un aumento del consumo energético y puede tener efectos contrarios, además de que se puede disminuir la recarga a los acuíferos in situ o aguas abajo.

Mucho menos frecuentes son los planteamientos que suponen un cambio de paradigma en el uso del agua. Generalmente van acompañados de un cambio cultural importante y un aumento de las relaciones de intercambio de productos con otras áreas. Este cambio de paradigma es similar al que se realizó con el paso del secano al uso intensivo del agua subterránea en agricultura. Estos cambios buscan efectos positivos, por lo menos a medio plazo, pero suelen conllevar efectos negativos, que hay que corregir y compensar. Para realizar un cambio de paradigma se requiere mirar al futuro y vencer inercias, más cuando el cambio supone esfuerzos adicionales, anular notables resistencias y algunos traumas. Sin embargo, en muchos casos es el camino a seguir a menos de incrementar y agudizar los problemas del presente. Este es planteamiento general en algunas de las islas volcánicas más habitadas y en especial en las Islas Canarias, si bien hay una gran resistencia contraria de la administración, por inercia y ataduras a una normativa legal poco flexible, inapropiada o que ha quedado obsoleta, por intereses creados de un sector de la población, por ignorancia de los medios de comunicación y por una sociedad civil poco informada.

14.6 Aspectos sociales

En general, tras un periodo de inicio y establecimiento de la explotación, ante la percepción de efectos negativos, en general de carácter social, se realizan estudios de caracterización, que llevan a un plan de gestión. Este plan de gestión será tanto mejor cuanto más acertados y adecuados sean los estudios realizados. Del plan de gestión se deduce una estrategia a seguir, según los objetivos sociales que se adopten en el marco de la legislación, líneas políticas y presión pública y de los usuarios. Para un control suficiente y eficaz, se requiere el apoyo, cooperación y corresponsabilidad de los usuarios y de la sociedad en general a través de sus instituciones.

La evolución social, científica y tecnológica hace que lo que en un momento es lo apropiado no lo sea ya con el transcurso del tiempo y se requiera un cambio de paradigma (Llamas, 2006). El cambio de paradigma social en el uso del agua en agricultura requiere ideas nuevas y el desarrollo de las capacidades asociadas a su comercialización y distribución, sin abandonar la seguridad alimentaria de la población en un contexto realista de la situación actual del comercio internacional. En este contexto, la fruticultura seleccionada y los cultivos ornamentales pueden jugar un gran papel, así como la jardinería y creación de lugares de recreo (incluidos los campos de golf) de cara al turismo y asentamientos preferentes de personas de edad avanzada. Este es el camino que siguen o están iniciando diversas pequeñas islas volcánicas, más en las semiáridas que en las húmedas.

El uso minero del agua subterránea es un posible camino hacia una sociedad más tecnificada y generadora de mayor valor añadido, pero temporal. Esto es lo que en buena medida ha sucedido desde hace ya décadas en Canarias, gracias al uso intensivo de las aguas subterráneas, en parte por promoción oficial y en parte por la iniciativa privada. Sin embargo, socialmente ya se debería estar en la etapa de evolución hacia un cambio de paradigma, en especial en la agricultura, ya que actualmente es el mayor usuario de agua, aunque es una pequeña parte del producto interior bruto en situaciones más avanzadas que en las vías de desarrollo. En su lugar se ha desarrollado el sector de servicios y el turismo, menos consumidor de agua, pero que debe ser capaz de absorber el empleo que la agricultura deja vacante por tecnificación, mecanización y orientación a cultivos intensivos en vez de extensivos, además de por reducción de la superficie cultivada.

El paso de una sociedad rural familiar a otra de empleos agrícolas en unidades de relativo gran tamaño, también supone un cambio social importante y una desestructuración del modo de vida tradicional autónomo a otro de empleo contratado.

Desde un punto de vista amplio, la forma de explotación del agua subterránea en Canarias, en especial en Gran Canaria y Tenerife, ha permitido el gran desarrollo de los últimos 50 años. La principal consecuencia negativa ha sido un continuado consumo de reservas de agua subterránea de lenta renovación, por lo menos de decenas de años, aun cuando las extracciones totales son menores que la recarga por la lluvia. Hay descensos del nivel freático de hasta 300 m en algunos lugares, muchos nacientes se han secado, en ciertas áreas costeras hay una notable intrusión marina y la progresiva mayor penetración de pozos y galerías ha llevado a captar aguas profundas cada vez de peor calidad. Las interferencias han hecho que unos carguen con lo que han hecho que

otros, por ignorancia o por codicia. El estado final estacionario es aún lejano, en general, aunque puede no serlo localmente. Este estado estacionario puede suponer condiciones que hagan imposible continuar con las captaciones actuales. La resolución comporta una reducción de extracciones, con planes generales bien diseñados hidrogeológicamente y socialmente aceptables y aceptados. Con acciones drásticas es posible que en algunas décadas, en ciertas zonas, se pueda producir una recuperación razonable y cierta restauración hasta situaciones próximas a la natural. Eso permitiría un mejor y más económico servicio a las áreas de medianías y una mejora social y ambiental, con tal que las actividades en esas medianías sean las adecuadas. Sin embargo, la explotación mediante galerías no permite más que una recuperación parcial.

14.7 Comercio y mercados del agua

En los casos de niveles del agua profundos y de obras complejas de captación por las características hidrogeológicas, los elevados caudales requeridos o el mantenimiento de una determinada calidad, como sucede en ciertos terrenos e islas volcánicas, la construcción, explotación y mantenimiento de las captaciones de agua subterránea son difícilmente abordables individualmente. Por eso, en muchos casos, se han formado sociedades, bajo diferentes formas y estatutos (MASE, 2015), para aportar el capital necesario y luego compartir los gastos de explotación a cambio de una participación reglada en el agua obtenida. Esto es relativamente frecuente en áreas semiáridas. La forma administrativa-jurídica depende de la normativa vigente y de los usos y costumbres locales. Es frecuente que haya participaciones (acciones) en la sociedad y participaciones (obligaciones). En unos casos, el resultado es una participación proporcional en los caudales obtenidos, que se dividen mediante partidores de agua a cada copartícipe mediante métodos cuidadosamente diseñados, como los partidores en Canarias. El agua obtenida no utilizada por el participe o comunero puede ser puesta a disposición de otros partícipes, o de la comunidad, o ser transferida a terceros, a cambio de una compensación económica. Esto es lo que da origen a la existencia de mercados de agua, cuando se trata de agua en el dominio privado o se hace de forma controlada con aguas de concesión pública.

El agua está disponible en el lugar de captación, pero el lugar de utilización puede estar distante. Por eso se requiere de una red de transporte. Unas veces la red de transporte es propiedad del productor de agua, otras del consumidor, pero con frecuencia es de terceros que prestan por su cuenta ese servicio desde los productores a los consumidores, bajo determinadas reglas.

En las islas Canarias, los recursos de agua disponibles son mayoritariamente subterráneos. Aunque el agua subterránea es del dominio público mantienen, el agua captada mantiene un carácter privado, como se comenta en la Sección 14.3. Estos recursos privados se gestionan básicamente mediante fórmulas de mercado, que coexisten con el uso y consumo propio y la generación pública de agua, principalmente agua industrial. Las empresas que realizaron y realizan las inversiones para la captación son mayoritariamente entidades asociativas peculiares y se designan Comunidades de Agua. Las aguas captadas y los derechos de las mismas no están asociados a la tierra, sino que el agua de cada Comunidad de Aguas es propiedad de cada participe en proporción al número de participaciones que posee, como se ha comentado anteriormente. Lo más común es que las aguas subterráneas captadas no sean utilizadas por el que las obtiene, sino que la mayoría de las aguas privadas van al mercado. Este es el origen de un comercio que se puede considerar como un mercado del agua, ya que existe oferta, demanda y un modo de negociar (Guerra, 1999; Aguarta et al., 1997; Nuez y Carnero, 2003; Sánchez Padrón y Aguilera Klink, 2002; Fernández Bethencourt, 2001; Custodio, 2011), con numerosos actores. Hay mercados de propiedad y derechos de agua, que pueden ser como participaciones, títulos y acciones en las diferentes captaciones, y mercados del agua propiamente dicha en los que se aplica un precio al agua que se transfiere. Actualmente los mercados son virtuales.

Los mercados del agua en Canarias son una singularidad mundial de gran interés, que han jugado y juegan un notable papel en la sociedad y han consagrado la denominación de "aguateniente" e "intermediario" (subastador) del agua como vocablos de uso común. El valor de las acciones de agua depende del caudal al que da o daría derecho y a las expectativas de éxito de la obra que se va a hacer. Existen varias fórmulas para el pago por el servicio de transporte de agua. El cobro del servicio como un porcentaje del agua transportada está prohibido en la isla de Tenerife desde 1955, por motivos fiscales (pago de los impuestos en las transacciones) y de mayor transparencia. El agua puede ser de buena calidad en origen, pero no siempre lo es el agua entregada, debido a que durante el transporte se va mezclando con sucesivas adiciones.

La gran fragmentación de la oferta de agua hizo posible una aceptable aproximación a un mercado del agua real. En la realidad, estos mercados se alejen de la libre oferta y compra (Sánchez Padrón y Aguilera Klink, 2002). Aunque existe una amplia base social, unos 30.000 tenedores en Tenerife, se trata principalmente de personas de edad avanzada que cuentan con los ingresos que se derivan como un complemento a su pensión de jubilación. En la realidad, actualmente la mayoría de derechos o acciones están concentrados en unas pocas personas o colectivos, que son los que deciden, y la compra de agua está dominada por unos pocos grandes municipios y grupos de agricultores –actualmente también áreas turísticas e industriales– que son los que pactan los precios del agua, con poca influencia de los pequeños compradores (Puga et al., 1987). Tampoco hay competencia en el servicio y en el precio de transporte y distribución del agua y no se suele garantizar la calidad del agua al comprador. Sin embargo, a pesar de que no hay claramente libre competencia y de que se trata de una situación poco transparente, compleja y socialmente delicada, los mercados de agua en Canarias han funcionado durante décadas sin incidentes y han sido flexibles y adaptables (Hoyos-Limón y Puga, 2007). Los precios reflejan los costes privados de obtención y aprovechamiento del agua, pero no los sociales y ambientales.

La situación ha cambiado en las últimas décadas, en especial en zonas bajas de Gran Canaria y Tenerife, debido a la oferta de agua pública y privada de desalinización y de agua regenerada en las depuradoras públicas. Esto ha producido cambios sociales importantes y abandono de las explotaciones subterráneas poco rentables. La disminución de la captación de agua subterránea es en cierto modo favorable ya que reduce el consumo de reservas y la evolución hacia una estabilización de niveles, que aún está lejos de ser alcanzada y que en cualquier caso se conseguiría con elevados costes de explotación. Todo este panorama hace referencia principalmente a las áreas costeras. Las actividades económicas y agrícolas en las medianías, de gran interés humano, siguen dependiendo fundamentalmente del agua subterránea, donde persiste al comercio del agua subterránea.

Las inversiones públicas en el sector del agua suponen una disminución de la inversión privada y de los recursos económicos públicos en otras inversiones destinadas a la población, con una visión sectorial que puede conllevar vicios e ineficiencias. Es difícil substituir la inversión privada realizada en agua. Esta inversión está actualmente afectada por corporaciones financieras, aunque la banca no ha intervenido ni se ha visto atraída por el sector del agua. El sector agrícola no ha estado condicionado por el agua sino más bien por la tierra, pero está en retroceso y esto puede llevar a fallos en la disponibilidad de agua. Esto va ligado a la progresiva desaparición de lo que se ha venido llamando "cultura del agua".

Tradicionalmente, las galerías en épocas de baja demanda vertían el agua al mar, con consumo sin uso de reservas, en especial en Tenerife. Esta situación se controló a partir de la década de 1970, en parte por disminución de las extracciones de los pozos costeros y porque la administración del agua recoge y almacena temporalmente en balsas los excedentes no utilizados, para que puedan ser usados posteriormente en épocas de alta demanda. Más recientemente, se trata de reducir esas pérdidas de agua con almacenamiento en balsas. En algunos casos se han instalado cierres regulables dentro de las galerías, en lugares apropiados capaces de soportar altas presiones diferenciales, pero no es algo factible en general.

14.8 Explotación comunitaria del agua subterránea y asociaciones

El agua subterránea puede ser considerada un ejemplo clásico de un recurso del común (comunal). Su gestión colectiva es la forma más básica de gestión descentralizada, con posibilidad de cogestión, control y vigilancia entre los usuarios y la Administración pública. Actualmente, las modernas herramientas de observación remota facilitan y extienden las posibilidades de observación, vigilancia y control. La gestión colectiva de las aguas subterráneas pocas veces nace espontáneamente, incluso cuando se aprecia que de esta gestión se deriva un beneficio. Hace falta un marco legal adecuado, tener en cuenta otros intereses económicos en juego, complicidad de la administración pública y que se haya alcanzado un cierto grado de deterioro que afecte a muchos de los usuarios y que ellos lo reconozcan por sus medios y mediante una red de observación de libre acceso y transparente.

La gestión del agua, y en especial la del agua subterránea, por su dispersión y gran número de explotadores, difícilmente se puede hacer sólo de arriba abajo, con normas dimanadas desde los altos estamentos y que obligan a los de menor rango y a los usuarios, sino que se requiere también acción de abajo arriba, desde los usuarios, tanto en sentido estricto como en sentido amplio, e instituciones, con cooperación, implicación, corresponsabilidad y vinculación. En el caso de aguas subterráneas, se requieren actuaciones especialmente diseñadas, ya que generalmente no existe el incentivo o la fuerza derivadas de una costosa infraestructura a compartir. La posibilidad de acción colectiva es en parte una de las razones que hace que la tragedia de los comunes no sea una realidad.

La existencia de comunidades de usuarios como instituciones para la gestión del uso del agua, bajo distintas denominaciones, es algo que tiene tradición secular en países áridos y semiáridos, en especial en relación con el regadío. Este hecho guarda relación con la complejidad, elevado coste y especial tecnología de las obras de captación y transporte que requieren las aguas superficiales y de la necesidad de obtener recursos económicos para su mantenimiento. Así, no es posible abordarlas más que desde estamentos públicos o grandes empresas o por unión de esfuerzos de los que van a ser sus usuarios. En el caso de obras de promoción pública, la administración hidráulica ha podido forzar la formación de tales comunidades para el uso del agua como receptoras colectivas de la concesión o autorización. No sucede en el caso de obras menores de promoción privada, como es frecuente con las aguas subterráneas.

Las comunidades de usuarios, en las diversas designaciones al uso, suponen acuerdos entre las instituciones de gobierno y los usuarios, que pueden ser difíciles. Además suponen unos costes a los usuarios, que si bien son los que se debieran tener para la recuperación de costos sociales, en general son mal aceptadas o rechazadas, en especial por los usuarios agrícolas, en los que muchas veces ha ido arraigando una cultura de subvención.

La gestión de los acuíferos como un bien común de los diferentes tipos de usuarios, diferente de la de las obras realizadas, tiene una experiencia limitada a nivel mundial. En España se ha avanzado en la formación de comunidades de usuarios de aguas subterráneas con visión y objetivo el recurso (MASE, 2015), que tienen objetivos y contenido distintos de los de las sociedades civiles de regantes, en las que el objeto es

el riego y no el recurso de agua subterránea y el acuífero. Sin embargo, no se han desarrollado en Canarias, ni a partir de la administración del agua ni por iniciativa de los explotadores y usuarios del agua subterránea.

En Canarias, la presión de la sociedad civil forzó la primera Ley de Aguas de Canarias de 1987 tuviese que cambiarse por la de 1990. Los usuarios de aguas subterráneas son una parte importante de los Consejos Insulares de Aguas, pero su papel es en general poco activo y prima la obtención de subvenciones y autorizaciones por parte de la administración sobre la protección activa de su propio patrimonio hídrico. Este es un gran riesgo para la sustentabilidad, que la sociedad civil debe resolver.

La participación de la sociedad en la gestión del agua es un elemento importante y necesario y en particular lo es para el agua subterránea, a través de sus representantes, en los que se deposita la confianza del colectivo. La participación colectiva y cooperativa es un elemento necesario para el adecuado tratamiento de las externalidades del uso intensivo del agua subterránea (Esteban y Dinar, 2012) y es requerido para el cumplimiento de los objetivos y disposiciones derivadas de la Directiva Marco del Agua europea.

14.9 Consideraciones en relación con la gobernanza de las aguas subterráneas

El concepto de gobernanza es muy amplio. Hace referencia a la disposición y reglas pactadas para lograr unos objetivos sociales, con soporte legal, aceptación amplia por la población y participación de los usuarios e implicados. No es una solución específica ni definida, sino el resultado de la combinación de elementos sociales, económicos, políticos y éticos, con un necesario soporte científico, de conocimiento e información, que encauza el camino hacia la solución de problemas de contenido económico, social y ético (MASE, 2015; SASMIE, 2017).

Los aspectos sociales de la gobernanza, que incluyen los de la gobernanza de agua y en particular del agua subterránea como una parte de los recursos de agua, se enmarcan en la actual dificultad para hacer previsiones debido a la aceleración del tiempo histórico, lo que obliga a tratar de gestionar el cambio y modificar su sentido de avance en función de las señales que se recogen, en vez de tratar de detenerlo.

La escasez física de agua no es un concepto absoluto, sino relativo a la demanda real o potencial de agua de un lugar. En general, hace referencia a la cantidad de agua y al momento en que se necesita, pero los aspectos de cantidad son también importantes y lo serán cada vez más en cuanto al abastecimiento. Esto hace referencia a la salinidad, a la composición iónica y a la presencia de componentes nocivos o inconvenientes (exceso de flúor, arsénico y contaminantes diversos, incluidos los emergentes). En el agua de regadío, la calidad hace referencia a la salinidad, exceso de sodio y en algunos casos exceso de boro. Esto aparece de forma intensa en ciertas formaciones volcánicas. Además de escasez física de agua, existe escasez económica, política e institucional. La escasez es algo local, no regional, y con frecuencia no permanente, aun considerando la parte asociada al clima, salvo para demandas potenciales de agua claramente desmesuradas. En general, los principales inductores de problemas de agua que se asocian con la escasez de agua son:

- falta de esfuerzos para tratar de solucionar la pobreza
- inversiones limitadas en el sector del agua
- inadecuada gobernanza
- poca capacidad institucional

No hay guerras del agua en sentido militar, pero puede haber serios conflictos entre áreas vecinas, entre regiones de un mismo estado y entre estados, en especial las dos primeras. Estos conflictos transfronterizos atraen poco la atención al tener poca repercusión gubernamental y mediática, pero pueden afectar seriamente a la gobernanza del agua, en particular en cuanto a la explotación intensiva de las aguas subterráneas. Suelen materializarse en batallas judiciales en torno a conceptos que no suelen estar bien definidos, tales como derechos históricos, adquiridos y de poblaciones indígenas, uso razonable y equitativo, excepciones y buen uso, además de simples empecinamientos en no pocas ocasiones. Sin embargo, la experiencia muestra que el agua puede y suele ser un incentivo para la cohesión (Llamas et al., 2006).

En formaciones volcánicas la situación es similar a la que se produce en otras circunstancias a similitud de relieve, existencia de manantiales, explotación de acuíferos, regadíos, humedales y otras circunstancias, en las que la naturaleza volcánica pocas veces se explicita. Hay algunas situaciones transfronteriza conflictivas de larga duración, con enfrentamientos diplomáticos y como modo de conseguir predisposiciones nacionalistas de los ciudadanos cuando políticamente conviene. Tal sucede en el Altiplano andino, con acuíferos volcánicos involucrados, entre Chile y Bolivia, en dos localidades, una en que se transfiere agua de E a W y otra al contrario.

En las islas volcánicas los conflictos pueden ser entre islas, que compiten por recursos económicos o comerciales o de simples recelos históricos, más sentimentales que materiales. Sólo muy raramente hacen referencia a la posibilidad de transferencia de agua de una isla a otra próxima por transporte marítimo. Dentro de una misma isla los conflictos son más frecuentes y suelen hacer referencia a diferencias en recursos de agua entre áreas o asociados a trasvases internos, que incluyen actividades económicas, conservación ambiental y reivindicaciones históricas. Esto existe en Canarias.

En áreas áridas y semiáridas es frecuente tratar de controlar la escasez de agua otorgando derechos de agua por las instituciones que lo pueden hacer según la legislación, pero puede llevar a notables conflictos judiciales, en especial cuando hay derechos adquiridos e históricos –reales o asumidos– y las concesiones no se han ajustado a un buen conocimiento de los recursos de agua –del acuífero en el caso de las aguas subterráneas– sino a criterios de otra índole.

La concesión es una de las formas de acceso a la utilización reglada de un bien púbico o comunal. Desde un punto de vista práctico, si bien la concesión puede ser un modo administrativamente deseable de adquirir derechos, en la realidad es un instrumento rígido y poco adecuado a una realidad cambiante. Por otro lado, en muchas ocasiones se tiende a asignar en exceso, lo que es una actuación proteccionista para unos y excluyente para otros, además de no tener fácil coexistencia con la propiedad privada. Los derechos de agua normalmente hacen referencia a la cantidad de agua y rara vez a la calidad, sin considerar pagar por la posibilidad de captación y por la extracción de un recurso natural que conlleva externalidades negativas, como las alteraciones hidráulicas, hidromorfológicas y del medio ambiente que se derivan de la explotación de los acuíferos. Tampoco se tiene en cuenta la aplicación del principio de quien contamina paga, considerando no sólo la contaminación directa producida sino también la contaminación difusa, que es importante en las actividades agrícolas y ganaderas.

La buena gestión y la política general del agua tiende a reducir y en lo posible a eliminar los riesgos de su escasez o falta, en cantidad y en calidad. La calidad no siempre ha sido prioritaria en el pasado, pero lo será en el futuro. Sin embargo, la eliminación de todos los riesgos de falta de agua conllevaría unas necesidades de inversión desproporcionadas, lo que hace que esta meta sea técnica y económicamente inviable y sea necesario admitir un cierto riesgo de fallo, modulado por las pérdidas humanas, económicas y sociales asociadas y dentro de la capacidad tecnológica y económica de la sociedad a la que afectaría. Con el adecuado manejo de los acuíferos, dentro de una gestión integrada, es posible incrementar grandemente la seguridad de disponibilidad de agua en cantidad y calidad, con costes económicos, sociales y ambientales aceptables. Pero la integración supone que es posible reunir todos los derechos de

naturaleza pública o privada, de modo que la cesión de parte de los mismos suponga una ganancia conjunta e individual, dentro de la normativa vigente.

En muchas ocasiones, la gestión pública del agua conlleva subvenciones explícitas y encubiertas. Sucede habitualmente cuando se trata de agua para ser usada en la agricultura. Sin embargo, la explotación del agua por los particulares –es el caso más frecuente para las aguas subterráneas– no suele recibir subvenciones o estas están incluidas en un contexto más amplio, como la subvención a la energía que existe en Canarias. Las subvenciones son socialmente buenas cuando se dirigen a promover acciones convenientes o a paliar situaciones difíciles, a condición de que sean claras, bien especificadas y sobre todo por un tiempo limitado no prorrogable y con un estricto control de la buena y eficaz aplicación de acuerdo con objetivos bien especificados. De otro modo aparecen y se consolidan efectos perversos.

En el gran acuífero basáltico del Deccan, en la India, los diferentes Estados afectados han favorecido el regadío con agua subterránea subvencionando amplia o totalmente la energía eléctrica para el bombeo, para mejorar el nivel de vida de los habitantes y conseguir suficiencia alimentaria y en lo posible excedentes para exportación. El desarrollo conseguido ha sido espectacular, pero ha llevado a deudas públicas desorbitadas y a poner en serio conflicto el suministro eléctrico general. Como la subvención es en muchos casos difícilmente reversible al estar amparada legalmente y su eliminación es políticamente casi inviable, en algunos lugares se ha tenido que separar el suministro rural del urbano y hacer precario al rural, para limitar el consumo mediante fallos en el suministro gratuito. En Centroamérica hay situaciones con cierta similitud, pero en cuanto al suministro de combustible líquido para los motores que accionan los pozos, lo que es más fácil de regular.

Los aspectos sociales de la explotación del agua subterránea en los basaltos del Deccan tiene algunas particularidades, en un contexto en que no hay control oficial del agua extraída y que el agricultor tiene un fuerte sentido de su propiedad, de modo que las disputas por el agua se pueden llegar a abordar al margen de la ley (Limaye, 2010). En el caso de un nuevo pozo de caudal relativamente grande, que puede afectar a vecinos, se esperan 7-10 años para que el agricultor recupere su inversión, para después reducir el bombeo según decida el consejo de la aldea, para así permitir que otros agricultores construyan su pozo. Se hace por persuasión mejor que por ley. Un buen pozo puede convertirse en una fuente comunitaria, de modo que la mitad del agua extraída es para el propietario y la otra mitad es para los agricultores vecinos. El pozo puede ser utilizado para recarga durante el monzón.

El uso intensivo y la minería del agua subterránea tienen claras implicaciones ambientales al modificar el ciclo hidrológico y las relaciones entre sus componentes, en general por disminución y menoscabo de la funcionalidad de los ecosistemas y de los servicios ecológicos que proporcionan (Custodio, 2001; Custodio y Cardoso da Silva, 2008). Estos cambios suelen aparecer lentamente, a lo largo de años, de modo que es difícil establecer de forma inmediata la relación causa–efecto. Los efectos más importantes se traducen en la merma o desaparición de manantiales y del caudal de base de ríos y de un mayor coste de extracción por aumento de la profundidad del nivel del agua subterránea.

El principal impacto de la explotación de aguas subterráneas en la isla volcánica de Gran Canaria es la notable reducción del caudal de manantiales y la desaparición de muchos de ellos. El efecto en Tenerife es menos acusado por no haber existido ni grandes ni numerosos manantiales debido a que los materiales volcánicos son más recientes y menos erosionados. Los principales cambios y reducciones se produjeron entre las décadas de 1940 y 1970, por lo que la población actual no es generalmente consciente de lo sucedido y supone que la situación que hoy observa es la natural. No sucede lo mismo a nivel rural, pero con moderada repercusión mediática. Desde el primer tercio del siglo XX, la conflictividad entre los propios explotadores de galerías y pozos con los usuarios de manantiales ha sido muy notable, dando origen a la legislación especial que se menciona en la Sección 14.3 y a muchas actuaciones clandestinas y daños a terceros no reparados ni compensados. Pero esa situación ha amainado notablemente, en especial por alto coste de captación, y la actual conflictividad asociada al agua tiene otros matices.

La administración del agua en la isla de Mauricio tiene peculiaridades propias, ya que su disponibilidad es escasa a pesar de un clima relativamente húmedo, pero también cálido. El 50% del agua usada es subterránea, con riesgo de intrusión marina. A pesar de la buena intención reguladora estatal, la realidad es que existe manipulación política mediante subsidios al sector residencial y a riegos de caña de azúcar. Hay dos grandes ingenios. Es importante el efecto de pasilleo (*lobby*) de pequeños grupos de gran influencia, con negocio político que culmina en años de elecciones. Se pospone el aumento de precios hasta después de las elecciones; el resultado depende del poder de regateo de los agentes. Rara vez se respeta el precio derivado del coste marginal. Se transfiere bienestar a los grupos más influyentes. Los usuarios domésticos cuentan poco políticamente. Las reformas son más fáciles en épocas de recesión económica y están afectadas por los lobbies (Maelhoo, 2004).

Para la buena gobernanza hacen falta instituciones nacionales y regionales, sin interferencias políticas que vayan más allá de la consideración de la normativa y esencia de los planes hidrológicos. Esta gobernanza se puede apoyar en la legislación del Estado o Unión de Estados. Entre Estados es más difícil, pues no suele haber cesión de parte de la soberanía y se depende de acuerdos internacionales, que obligan moralmente pero no tanto materialmente. No obstante hay intentos. Se ha propuesto gestionar los recursos de agua del Gran Rift del NE africano mediante una institución que coordine las varias instituciones de los piases afectados (Gaye, 2008). En Kenya hay legislación de aguas, pero es general y no singulariza las de formaciones volcánicas (Ngata, 2008). En cierto modo se trataba de emular el éxito obtenido en el acuífero Guaraní, en Sudamérica, que además del propio acuífero Guaraní incluye los basaltos Serra Geral y su extensión.

14.10 Consideraciones éticas y morales

La ética considera el comportamiento humano en relación con las normas de buena convivencia y respeto mutuo que tiene establecida la sociedad. Esas normas pueden variar según las diferentes comunidades y a lo largo del tiempo, aunque hay unas pautas comunes estables sobre lo que se considera bueno y honesto. La moral va más allá al reconocer que el hombre es transcendente y debe respetar las leyes divinas, las que sirven de anclaje y son independientes de lo que es costumbre en la sociedad.

No existe un claro acuerdo sobre lo que es ético. Con frecuencia el consenso se reduce a indicar lo que no es ético o proporcionar incentivos para que los individuos o los grupos se comporten éticamente (López–Gunn et al., 2012b).

Existe una ética del agua y una moral del agua, referidas a su aprovechamiento, utilización y conservación y a las relaciones con el ambiente, no como un sujeto con derechos propios –estos corresponden sólo al ser humano– sino como un patrimonio común al que todos los humanos tienen derecho en cuanto a que es un ámbito vital y provee bienes necesarios a la vida y al bienestar. Por lo tanto, debe conservarse y no consumirse y las alteraciones inevitables deben compensarse, incluyendo el daño persona. Además, hay que tener en cuenta que el medio ambiente no es algo estático y permanente, sino que evoluciona a lo largo del tiempo por causas naturales, aunque esa evolución natural es normalmente lenta y con frecuencia poco perceptible a lo largo de una generación humana. Es difícil y costoso oponerse a ese cambio y puede requerir esfuerzos en detrimento de otras actuaciones también necesarias. Frecuentemente, el usuario doméstico sólo paga una parte de los costes de captar, tratar y poner el agua a disposición del agua. Esto no permite mantener las inversiones en el estado apropiado, con deterioro progresivo que puede hacer inviable la recuperación si no es con medios extraordinarios. La solución aumentando tarifas tiene implicaciones éticas pues por un lado deben ser finalistas, por otro se debe reducir la imposición general en la parte que se destina genéricamente al mantenimiento de esos servicios y se debe garantizar el derecho al agua de todo ser humano. De otro modo se trataría de una doble tasación.

En cierto modo, la ética y la moral del agua aportan una alternativa a la visión económica neoclásica y neoliberal y proporciona un marco para la toma de decisiones cuando surgen situaciones conflictivas en relación con el agua y los recursos de agua. Se incluyen aspectos utilitarios del agua, que tienen un carácter racional y analítico, y otros no utilitarios, de carácter no racional pero humano (Delli Priscoli y Llamas, 2011; Llamas et al., 2009).

La ética del agua hace referencia a varios aspectos: ambientales, económicos, sociales y culturales, aunque no todos están al mismo nivel, de forma que hay prioridades. Los derechos básicos van por delante de la eficiencia y tienen mayor nivel. Hay principios generales como: todo ser humano tiene derecho al agua y servicios sanitarios de tipo básico, el uso del agua paga por el agua, hay que recuperar los costes del servicio de agua, se prohíbe el deterioro de la cantidad y sobre todo de la calidad y el que contamina paga, siempre con las debidas matizaciones en función de las condiciones locales, de la sociedad a la que se hace referencia y de sus condicionantes sociales, culturales y ambientales, teniendo en cuenta la propiedad privada, la sociedad y la ecología. Estos principios y derechos no sólo hacen referencia al momento actual, sino

a las futuras generaciones, lo que es especialmente importante en lo que se refiere al uso de las aguas subterráneas.

El agua es un bien social en el ámbito de las necesidades básicas domésticas y de producción de alimentos de subsistencia del ser humano o en emergencias. Por ello debe proveerse por las autoridades, aunque el individuo, junto al derecho a esa agua, tiene la obligación de contribuir en la medida de sus posibilidades personales y económicas a que el agua esté disponible y a su conservación. También el agua es un bien económico en lo que excede a las necesidades básicas. La producción de alimentos necesarios a la población queda entre los dos ámbitos y puede requerir apoyo, compatible con la posibilidad de obtener y asegurar esos alimentos mediante comercio. En estas consideraciones es importante dar la debida importancia a las aguas subterráneas y sus características específicas, para no cometer errores de bulto.

Además de una reserva, el agua subterránea es un recurso renovable, con una tasa variable según las circunstancias, en buena parte en relación con la recarga natural o gestionada, la que a su vez depende de las condiciones climáticas actuales o las que pudieren existir para las futuras generaciones. Esto hace que en unos casos el agua subterránea se acerque más a un recurso y en otros a una reserva. El tiempo de duración de la reserva bajo las condiciones presentes y futuras de explotación es también determinante para decidir sobre el interés económico y social dentro de los considerandos éticos y morales. De aquí que no se puedan aplicar consideraciones simplistas y de simple asimilación del agua subterránea a un recurso mineral más.

Aunque los impactos socio–económicos de la minería del agua subterránea a largo plazo son en general difíciles de predecir con un mínimo de precisión, el agua nada o poco renovable (minería del agua subterránea) que se use actualmente no va a estar disponible para su uso futuro y por lo tanto implica aspectos éticos (Llamas, 1999; Llamas y Martínez–Santos, 2005), que están en relación con el uso de un bien natural agotable, aunque en este caso puede que no lo sea a muy largo plazo, pero sí para algunas generaciones humanas.

Lo que se ahorre actualmente para ser usado en el futuro puede producir beneficios a las generaciones futuras. Sin embargo, su evaluación es objeto de notables discrepancias en función de lo que se considere como valor de la tasa de descuento a aplicar. Mientras una baja tasa de descuento da valor significativo actual a los beneficios futuros, una alta tasa de descuento hace que el futuro actualizado al presente tenga poco valor. Esa tasa de descuento no es la del dinero en el momento presente –que además es muy cambiante con el comportamiento errático de la economía– sino una decisión social sobre la que no hay acuerdo, ni posiblemente la habrá y que se valora diferentemente según la situación económica general del momento.

En muchas situaciones de formaciones volcánicas y en especial en islas muy pobladas en áreas semiáridas, la importación de agua virtual con los productos que se traen desde otros lugares puede tener un importante peso. Desde un punto de vista ético, tiene relevancia la exportación de agua virtual ya que puede suponer un consumo de reservas que notarán las generaciones posteriores, pero que puede que no reciban los beneficios. Esta exportación de agua virtual no sólo es la consumida para producir los productos exportados, sino también la energía requerida, salvo que la refrigeración de las unidades termoeléctricas se haga con agua marina.

14.11 Referencias

Aguarta, M., Mesa, J., Rodríguez Brito, W. 1997. Economía y mercado de aguas subterráneas en Canarias. En: Las Aguas Subterráneas en la Planificación Hidrológica en las Islas Canarias. AIH–GE. Las Palmas de Gran Canaria: 113–117.

Aguilera Klink, F. 2001. El papel económico de las aguas subterráneas en Canarias. En: N. Hernández y M.R. Llamas, La Economía del Agua Subterránea y su Gestión Colectiva, Fundación Marcelino Botín/Editorial Mundi–Prensa, Madrid: 269–280.

Aguilera Klink, F. 2002. Los mercados de agua en Tenerife. Colección Nueva Cultura del Agua. Bakeaz. Bilbao: 1-142.

CIHS 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1–768.

Cabrera, M.C.; Custodio, E. 2011. La investigación hidrogeológica en Canarias desde el proyecto Canarias SPA–15. En: M.C. Cabrera, J. Jiménez y E. Custodio (eds.). El conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias: Cuatro Décadas después del Proyecto SPA–15. Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español. Las

Cabrera, M.C.; Custodio, E. 2013. Hidrogeología y terrenos volcánicos. En: J.C. Santamarta Cerezal et. al., Hidrología y Recursos Hídricos en Islas y Terrenos Volcánicos: Métodos, Técnicas y Experiencias en las Islas Canarias. Colegio de Ingenieros de Montes. Madrid: 65–92. ISBN: 978–84–616–3858–1.

Custodio, E. 1989. Strict aquifer control rules versus unrestricted groundwater exploitation: comments on economic consequences. In: Groundwater Economics. Developments in Water Science, Elsevier, 39: 381–395.

Custodio, E. 2001. Effects of groundwater development on the environment. Boletín Geológico y Minero. Madrid: 111(6): 107–120.

Custodio, E. 2011. Comentarios sobre el comercio y mercados del agua subterránea en Canarias. En: M.C. Cabrera, J. Jiménez y E. Custodio (eds.), El Conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias Cuatro Décadas Después del Proyecto SPA–15. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

Custodio, E. 2012. Intensive groundwater development: A water cycle transformation, a social revolution, a management challenge. In: L. Martínez–Cortina, A. Garrido, E. López–Gunn (eds.) Rethinking Water and Food Security. Botín Foundation/CRC Press: 259–298. http://www.rac.es/ficheros/doc/00734.pdf.

Custodio, E. 2013. Trends in groundwater pollution: loss of groundwater quality & related services. Groundwater Governance: A global Framework for Country Action. GEF 10 3726: 1–76. http://www.groundwatergovernance.org/fileadmin/user_upload/groundwatergovernance/docs/Themat

Custodio, E., Llamas M.R. (eds.) 1976/1983. Hidrología subterránea. Ediciones Omega. Barcelona: 1-2350.

Custodio, E. Cardoso da Silva Jr. G. 2008. Conceptos básicos sobre o papel ambiental das águas subterráneas e os effeitos da sua explotação. Boletín Geológico y Minero,119(1): 93–106.

Delli Priscoli, J., Llamas, M. R., editors 2011. Special issue on water ethics. Water Policy 14(1–2).

Elshall, A.S., Arikc, A.D., El-Kadi, A., Piercee, S., Ye, M., Burnetta, K., Wada, C.A., Bremera, L.L., Chunh, G. 2020. Groundwater sustainable yield: A review of the interactions between science and policy. Environmental Research Review (under revision).

Esteban, E., Dinar A. 2012, Cooperative management of groundwater resources in the presence of environmental externalities", Environmental and Resource Economics, 54(3): 443–469.

Fernández Bethencourt, J. 2001. El papel económico de las aguas subterráneas en Canarias. La Economía de las Aguas Subterráneas en España. Papeles del Proyecto Aguas Subterráneas. Fundación Marcelino Botín/Editorial Mundi–Prensa, Madrid: 251–267.

Fornés Azcoiti, J.M. 2019. Las aguas subterráneas en la legislación iberoamericana: retos

y oportunidades. Serie Hidrogeologia y Aguas Subterráneas 37. Instituto Geologico y Minero de España. Madrid: 1-209. 978-84-9138-093-1

Fornés J.M., de la Hera, A., Llamas, M.R. (2005). La propiedad de las aguas subterráneas en España: la situación del registro y del catálogo. Ingeniería del Agua, 12(2): 125-136.

Fornés J.M., de la Hera, A., (2007). Legal aspects of groundwater ownership in Spain. Water International, 32(4): 676-684.

Foster, S., Loucks, D.P. (eds.) 2011. Non–renewable groundwater resources: a guide book on socially–sustainable management for water–policy makers. IHP–VI Series in Groundwater 10, UNESCO/IAH/GW–State Word Bank: 1–103.

Gavala,J., Goded, D. 1930. Aprovechamiento de aguas en las Islas Canarias. Boletín del Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. LII (12 serie3): 1-103.

Gaye, C.B. 2008. Sustainable groundwater management in the East African Rift, the MAWARI Partnership. In: Hydrogeology of Volcanic Rocks. SIHD 2008, Djibouty: 197-198.

Green, R.T., Brodie, R.S., Williams, R.M. 2013. Groundwater dependent ecosystems associated with basalt aquifers of the Alstonville Plateau, New South Wales, Australia. In: L. Ribeiro, T.Y. Stigter, A. Chambel, M.T. Condesso de Melo, J.P. Monteiro & A. Medeiros, Groundwater and Ecosystems. International Association of Hydrogeologists Selected Papers 18, Cap. 15. CRC Press: 183-196.

Guerra, J.L. 1999. El mercado del agua en Canarias. Aguas Subterráneas y Abastecimiento Urbano. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid: 317–323.

Hernández Ramos, J. 1954. Las heredades de agua en Gran Canaria. Imprenta Sáez, Buen Suceso, Madrid: 1–106.

Herrera, C., Gamboa, C., Custodio, E., Jordan, T., Godfrey, L., Jódar, J., Luque, J.A., Vargas, J., Sáez, A. 2017. Groundwater origin and recharge in the hyperarid Cordillera de la Costa, Atacama Desert, northern Chile. Science of the Total Environment, 624:114-132.

Hoyos-Limón, A., Puga, L.O. 2007. Los costes en alta del agua de Tenerife. Documentos para el Plan Hidrológico de Tenerife. Santa Cruz de Tenerife: 1-61.

Johnson, J.W. 2009. Louisiana and Hawaii water law. In: United States Water Law: An Introduction. Chap. 13. CRC Press, Taylor & Francis Group: 101-102

LAC 1990. Ley de Aguas de Canarias, Ley 12/1990, de 26 de Julio. BOE.

Llamas, M.R. 1999. Consideration on ethical issues in relation to groundwater development and/or mining. In: UNESCO International Conference on Regional Aquifer System in Arid Zones. Managing Non–Renewable Resources. Tripoli, Libya: 20–24. Also in: Technical Documents in Hydrology: V IHP, No. 42, UNESCO, Paris, France: 467–480.

Llamas, M.R. 2006. Avances científicos y cambios en viejos paradigmas sobre la política del agua. Revista Empresa y Humanismo, IX(2): 67–108.

Llamas, M.R., Martínez–Santos, P. 2005. Ethical issues in relation to intensive groundwater use. In: A. Sahuquillo, J. Capilla, L. Martínez Cortina & X. Sánchez Vila (eds.). International Association of Hydrogeologists, Selected Papers. Taylor and Francis: 17–36.

Llamas, M.R., Mukherji, A., Shah, T. (eds.) 2006. Social and economic aspects of groundwater governance. Hydrogeology Journal, 14(3): 269–432.

Llamas, M.R., Martínez–Cortina, L., Mukherji, A. (eds.). 2009. Water ethics. Third Marcelino Botín Foundation Water Workshop, Santander. CRC Press: 1-368.

López–Gunn, E., De Stefano, L., Llamas, M.R. 2012. The role of ethics in water and food security: Balancing utilitarian and intangible values. Water Observatory, Botín Foundation. Madrid www.fundacionbotin.org/agua.htm

Maelhoo, Y.N. 2004 Political economy of water pricing policy: Empirical evidence from public utilities in Mauritius. Water Resources Research, 40(7). W07301.

MASE 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para UPC and AQUALOGY–CETAQUA. Barcelona. UPC e-books: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272

Miike, L.H. 2004. Water and the law in Hawaii. University of Hawaii Press: 1-280. ISBN-13:9780824828110.

Molinero, J., Custodio, E., Sahuquillo, A., Llamas, M.R. 2011. Groundwater in Spain: Legal framework and management issues. In: Findikakis & Sato (eds.) Groundwater Management Practices. CRC Press/Balkema: 123-137.

Navarro García, E. (ed). 2008. Heredamientos de aguas de Canarias. Exmo. Ayto. de Arucas–Gobierno de Canarias: 1–174.

Ngata, O. 2008. Water policies and institutional issues. In: Hydrogeology of Volcanic Rocks. SIHD 2008, Djibouty: 196-197.

Nuez, J.S., Carnero, F. 2003. El mercado del agua en Canarias, una perspectiva histórica. Revista de Historia Económica, 21(2): 373–398.

OJEU 2000. Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy. Official Journal of the European Union.

Puga, M, Puga, E., Puga L. 1987. Distribución de la propiedad de las "acciones" de agua en Comunidades de Agua de la Isla de Tenerife: presentación de datos. Las Aguas Subterráneas en La Planificación Hidrológica en las Islas Canarias. AIH-GE. Las Palmas de Gran Canaria: 219-224.

RAEMIA 2019. Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España. Preparado por E. Custodio and otros para UPC-SUEZ-CETAQUA. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona: 1-1206. http://hdl.handle.net/2117/182282.

Sánchez Padrón, M., Aguilera Klink, F. 2002. Los mercados de agua en Tenerife. Bakeaz, Centro de Documentación y Estudios para la Paz. Colección Nueva Cultura del Agua, 9: 1–144.

SASMIE 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio, para UPC y Suez Solutions–CETAQUA, Barcelona. UPC e-books. Barcelona: 1–852. http://hdl.handle.net/2117/111515.

SPA–15 1975. Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515). Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Obras Hidráulicas. UNESCO. Las Palmas de Gran Canarias, Madrid. 3 vol.+mapas.

TRLA 2001. Real Decreto Legislativo 1/2001, de 20 de julio, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley de Aguas. BOE–A–2001–14276. http://www.boe.es/buscar/doc.php?id=BOE-A-2001-14276.

Valdivieso, S., Vázquez-Suñé, E., Custodio, E. 2020. Origin and variability of oxygen and hydrogen isotopic composition of precipitation in the Central Andes: A review. Journal of Hydrology, 587 (124899). doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124899.

van der Gun, J. Custodio, E. 2018. Governing extractable subsurface resources and subsurface space. In: K-G. Villholth, E. López-Gunn, K. Conti, A. Garrido, and J. van der Gunn (eds.), Advances in Groundwater Governance. CRC Press: 389-409.

Capítulo 15

Conclusiones y prospectiva relativas a las aguas subterráneas en formaciones e islas volcánicas

Contenido: Se presentan ordenados por temáticas las principales conclusiones que se derivan de los Capítulos de este informe-libro. Se hace forma descriptiva, sin cuantificar, para mayor generalidad, evitando en lo posible aludir a formaciones e islas volcánicas concretas.

Índice del Capítulo 15

15 Conclusiones y prospectiva relativas a las aguas subterráneas en formaciones e islas volcánicas

15.1 Características generales

15.2 Comportamiento específico

15.3 Propiedades hidráulico-hidrogeológicas

15.4 Recarga de las formaciones volcánicas

15.5 Funcionamiento hidrogeológico

15.6 Recursos y reservas de agua subterránea

15.7 Importancia relativa de las formaciones volcánicas

15.8 Calidad del agua subterránea en formaciones volcánicas

15.9 Aspectos ambientales de las aguas subterráneas en formaciones volcánicas

15.10 Estudio, reconocimiento y evaluación

15.11 Captación del agua subterránea en formaciones volcánicas

15.12 Gestión del agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

15.13 Aspectos legales, administrativos y éticos

15 Conclusiones y prospectiva relativas a las aguas subterráneas en formaciones e islas volcánicas

15.1 Características generales

El volcanismo origina formaciones muy heterogéneas, cuya interpretación y calificación hidrogeológica requiere un buen conocimiento de los procesos geológicos y geoquímicos involucrados. Los clásicos principios de la geología sedimentaria no son directamente aplicables o debe hacerse con notables precauciones.

En el continente y en grandes islas hay otras formaciones geológicas y un relieve e hidrografía que ponen en relación aspectos influenciados por el volcanismo, con otros que no lo están. Bajo un punto de vista hidrogeológico, las formaciones volcánicas pueden ser hidrogeológicamente dominantes o estar supeditadas y con variaciones espaciales importantes.

En pequeñas islas, las formaciones volcánicas y derivadas de las mismas suelen ser dominantes, el relieve puede tener un papel clave, no hay redes fluviales alóctonas que aporten agua y el nivel del mar y sus variaciones son un importante considerando en las formaciones costeras y sus condiciones hidrogeológicas.

Hay que distinguir entre las situaciones en que dominan las formaciones volcánicas, como en grandes y potentes erupciones (mesetas volcánicas, extensos derrames de basalto, grandes depósitos de ignimbritas, etc.) e islas totalmente volcánicas, y aquellas otras situaciones en que también existen otras formaciones geológicas con características hidrogeológicas propias.

Las formaciones volcánicas pueden jugar tanto el papel de acuíferos, como el de acuitardos, como el de barreras (acuícludos). La importancia hidrogeológica de las formaciones volcánicas no es necesariamente una función de su tamaño, sino de su relevancia para determinados procesos, como la generación de manantiales, lugares preferentes de captación o situaciones en que los aspectos de calidad tienen relevancia. Las formaciones volcánicas pequeñas, pueden llegar a tener importancia hidrogeológica territorial.

Aunque hay notables similitudes entre las erupciones, formaciones, emisiones y procesos asociados al volcanismo y sus implicaciones hidrogeológicas, hay también notables diferencias de unas situaciones a otras. Estas diferencias son debidas al tipo de roca: básica (principalmente basaltos), intermedia (principalmente andesitas) y ácida (principalmente riolitas), a la proporción de tetra y lava, al contenido en gases, a la distancia al lugar donde se produjo la erupción, a la continentalidad o insularidad, al clima que condiciona la recarga y la escorrentía para un determinado estado y existencia de suelos, etc.

Los grandes deslizamientos de ladera desmantelan partes de los edificios volcánicos y hacen aflorar partes internas muy alteradas e incluso cámaras magmáticas someras y otras formaciones sobre las que se han instalado los materiales volcánicos. Además, se

producen depósitos de los materiales deslizados que, si quedan en posición subaérea, dan origen a formaciones clásticas y volcanoclásticas complejas, frecuentemente poco permeables, pero que pueden incluir grandes bloques que contienen y dejan fluir al agua subterránea.

Desde un punto de vista hidrogeológico, hay que considerar primariamente los procesos que determinan el flujo y transporte del agua subterránea en vez de los vulcano-geológicos, aunque el buen conocimiento de la génesis de las formaciones volcánicas y del relieve son el marco para concretar los procesos hidrogeológicos y su relación con los otros procesos hidrológicos.

15.2 Comportamiento específico

La heterogeneidad es una característica general de las formaciones volcánicas, junto con un comportamiento anisótropo por la forma de acumulación, a pequeña y gran escala.

La heterogeneidad es mayor en los lugares de erupción y en sus proximidades, tanto la primaria como la que se produce por alteración por esfuerzos mecánicos y por acción hidrotermal.

Las formaciones volcánicas son genéticamente anisótropas debido a la superposición de materiales y a su menor extensión lateral respecto a la dirección en que se han producido los flujos. En cuanto a los parámetros hidráulicos, esta anisotropía está afectada por la fracturación, a distintas escalas.

Los diques volcánicos pueden ser muy abundantes en los lugares de erupción y en especial en formaciones profundas exhumadas por erosión y deslizamientos, y casi inexistentes en porciones distales y en especial en grandes derrames basálticos y depósitos de ignimbritas.

El papel hidrogeológico de los diques varía entre barreras locales al flujo del agua subterránea a su través, hasta elementos conductores a su largo. Esto es además relativo a la conductividad hidráulica de la roca de caja. La evaluación es función de la escala de observación y de la conceptuación del flujo del agua subterránea.

Es frecuente suponer que los almagres (capas rojas) sean barreras efectivas al flujo vertical del agua subterránea, pero su papel real es poco conocido cuantitativamente en casos reales en cuanto a la posibilidad de originar acuíferos y manantiales colgados. Su limitada continuidad espacial, grosor variable y variaciones genéticas, parecen apoyar un efecto local y no a gran escala, salvo en lo que respecta a la anisotropía vertical de la conductividad hidráulica y al flujo de la recarga en tránsito por la zona no saturada.

Las formaciones volcánicas están afectadas por una notable fracturación primaria y secundaria, que tiene un notable papel en el movimiento del agua subterránea, tanto en la zona saturada como no saturada.

La escala de trabajo es muy importante para la caracterización hidrogeológica. Cuanto más detalle, más influyen las heterogeneidades y, en general, tienen más relevancia las fracturas en el flujo del agua y la matriz en el almacenamiento y más dispersivo es el

transporte de masa disuelta. Esto último es muy relevante en los procesos de contaminación.

En cuanto al flujo del agua subterránea, a gran escala las formaciones volcánicas pueden ser tratadas razonablemente como un continuo equivalente a un medio poroso anisótropo, con tendencia a comportarse como una roca fisurada en el caso de grandes derrames lávicos alejados de los lugares de erupción.

El CO_2 es hidrogeoquímicamente un importante gas relacionado con el volcanismo, ya que al disolverse en el agua genera acidez, lo que facilita y acelera la meteorización y la incorporación de cationes, según la composición química de la roca y la mayor o menor tendencia a quedar estos absorbidos en los productos de la alteración, como es el caso del K, o a precipitarse, como es el caso del Ca por formación de calcita.

El CO_2 endógeno se difunde hacia el exterior y puede llegar a afectar al contenido en CO_2 del suelo y de la atmósfera sobre el terreno en áreas próximas a las de escape difuso o en fumarolas.

No en todos los casos el CO_2 emitido está totalmente asociado a los gases del magma, ya que puede proceder de la descomposición térmica profunda de carbonatos.

Normalmente, el Cl en las aguas subterráneas de las formaciones volcánicas es el que corresponde a la evapoconcentración de la infiltración de la precipitación y tiene una relación Cl/Br similar a la del mar. Pero en áreas volcánicas activas hay un aporte de Cl que puede afectar a las aguas subterráneas. En este caso, la relación Cl/Br aumenta y puede confirmar la realidad de esos aportes endógenos.

Poco Cl procede de la propia roca volcánica en relación con el aporte atmosférico, pero no es así para el F, cuyo lixiviado es relativamente importante en el caso materiales volcánicos recientes dominados por escoria y tefra y en especial en los de tendencia ácida.

El azufre de origen volcánico afecta al ambiente, en general como SO_2 que tras oxidarse a SO_4 se suma al aporte atmosférico.

En islas volcánicas, el aporte atmosférico guarda una relación con el Cl similar a la marina, pero a cotas elevadas y en posiciones continentales, la proporción de SO_4 aumenta por efecto del SO_4 del polvo, en especial en áreas áridas, y de la combustión de combustibles fósiles, de modo que las posibles contribuciones volcánicas se enmascaran química e isotópicamente.

15.3 Propiedades hidráulico-hidrogeológicas

Los materiales volcánicos se caracterizan comúnmente por ser porosos y mantener una relativamente gran porosidad en profundidad, aún si están con un avanzado estado de alteración. Pero la porosidad drenable, que es una fracción grande de la total en materiales jóvenes sanos, decae rápidamente con la alteración y edad de la roca, aunque puede mantenerse significativa a profundidades de hasta varias centenas de metros.

La conductividad hidráulica de las formaciones volcánicas cubre todo el rango de valores posible, más amplio que en otras formaciones geológicas.

En una determinada formación volcánica, la distribución estadística de los valores de la conductividad hidráulica es muy asimétrica hacia los valores pequeños, pero la distribución de su logaritmo se aproxima bien a una distribución normal (de Gauss) o una distribución de Gumbel. En general se tiene una alta desviación estándar.

Bajo el punto de vista de la captación de agua subterránea, se tiene una amplia distribución de caudales extraíbles, de modo que los valores medios de una formación representan pobremente los resultados obtenidos en las obras individuales.

Los caudales de captaciones de agua subterránea, de caudales específicos y de caudales específicos por unidad de penetración en el medio saturado tienen también distribuciones muy sesgadas hacia los valores pequeños, pero su logaritmo acerca la distribución a la normal.

15.4 Recarga de las formaciones volcánicas

La evaluación de la recarga difusa por la precipitación a las formaciones volcánicas se puede hacer aplicando los métodos comunes que se aplican en terrenos con suelo o con roca muy fracturada.

No hay diferencias esenciales entre formaciones volcánicas y otras formaciones en el planteamiento de balances de agua en el suelo, salvo por lo que respecta a las mayores altitudes y relieve más agreste en numerosos casos, y a la posibilidad de que existan en superficie depósitos volcánicos poco retentivos de agua, como picón (lapilli) o ceniza grosera, que se traduce en una disminución de la reserva de agua en el suelo y en especial si la vegetación es escasa debido a dificultad para enraizar profundamente.

En las formaciones volcánicas y en especial en islas altas y planicies elevadas, la interceptación de los vientos alisios aumenta la precipitación y la vegetación que evapotranspira. El resultado suele ser un aumento de la recarga, pero el bosque puede hacerla disminuir, en función de sus características y de la gestión que se haga en el mismo. La frecuente precipitación como nieve es normalmente favorable al aumento de la recarga.

Los vientos alisios en áreas altas favorecen la formación frecuente y persistente de niebla condensante, que es importante para la vegetación local y puede aumentar la

recarga local significativamente, en especial con bosque en ladera, pero afecta mucho menos a los balances de agua regionales. Es un tema controvertido.

Si se alcanzan elevaciones en que parte de las cumbres queden en el dominio de los vientos contra-alisios secos, se observa una clara disminución de la precipitación, con lo que disminuye la recarga, aunque esto puede quedar en parte compensado por la escasez de vegetación en esas circunstancias.

La evaluación de la recarga media anual a largo plazo mediante el balance de la aportación atmosférica de ion cloruro respecto al contenido medio del agua de la parte superior del nivel freático es aplicable, con buenos resultados en similares condiciones a otras situaciones hidrogeológicas. Pero si hay aporte de Cl a la atmósfera en y en el entorno de manifestaciones volcánicas activas y se utilizan valores medios regionales de la deposición atmosférica de Cl, se sobreestima la recarga. Si el agua subterránea muestreada incorpora Cl de origen profundo o de la roca por lixiviado a alta temperatura y baja relación agua-roca, por advección o por convección térmica, resulta en una subestimación de la recarga.

Las fracturas y las dislocaciones por fallas pueden afectar notablemente a la recarga y permiten que los trazadores atmosféricos gaseosos puedan llegar rápidamente al nivel freático.

La recarga no es una propiedad hidráulica del acuífero sino que depende del estado piezométrico y por lo tanto del estado de explotación, tanto en el tiempo como en la localización.

15.5 Funcionamiento hidrogeológico

En las islas oceánicas no hay diferencia conceptual hidrogeológica entre lo que en ocasiones se denomina modelo hawaiano de agua de dique y agua basal, modelo canario de núcleo de baja permeabilidad y cobertera y faldeo más permeables, aunque no siempre saturados de agua. La conceptuación mediante la existencia de un núcleo de baja permeabilidad y de una cobertera más reciente en las laderas en posición extracaldera o costera, y con relleno de fosas y calderas, se acerca más a la realidad.

La conceptuación de núcleo y cobertera se mejora si se consideran, según los casos, tránsitos bruscos o graduales, la capacidad de la recarga para saturar las formaciones superiores y que la altura del núcleo respecto a la altitud de los lugares de descarga continental o insular sea alta o baja.

Buena parte de la experiencia bien documentada corresponde a islas oceánicas basálticas, pero es aún pequeña en islas andesíticas, en las islas de volcanismo explosivo y en posiciones continentales, pero el modelo de núcleo y cobertera parece extrapolable si se aplica flexiblemente, lo mismo que en condiciones continentales de pilar y fosa rellena.

En las formaciones volcánicas, al igual que sucede en las otras situaciones hidrogeológicas, la recarga se convierte en descarga, pero de forma amortiguada y retrasada, lo que supone variaciones del almacenamiento.

15.6 Recursos y reservas de agua subterránea

Las formaciones volcánicas dan origen a estructuras hidrogeológicas de interés en cuanto a reservas y recursos de agua subterránea, que pueden estar asociadas a la existencia de calderas volcánicas y su relleno y depósitos extracaldera o a la situación similar de pilar y fosa.

La reserva existente de agua subterránea depende de la continuidad de las estructuras, que pueden estar afectadas hidrogeológicamente por discontinuidades debidas a deslizamientos, enterrados o no, a erosión y reconstruidas mediante zonas de alteración hidrotermal y de densa inyección de diques.

El papel hidrogeológico de las formaciones volcánicas depende del tiempo de renovación del agua subterránea, que se puede obtener por modelación si se conoce suficientemente el sistema o mediante estudios hidrogeoquímicos y de isotopía ambiental.

En formaciones costeras volcánicas, la relación con el agua del mar puede ser directa o estar modificada por la existencia de sedimentos litorales y volcanoclásticos que produzcan un semiconfinamiento litoral. Aquí son importantes hidrogeológicamente los detalles sedimentológicos y la continuidad de las formaciones.

15.7 Importancia relativa de las formaciones volcánicas

En posiciones continentales tienen notable interés hidrogeológico las situaciones de pilar y fosa rellena (horst y graben, *basin and range*), que se comportan como una unidad de montaña-llano, en que hay transferencia de recarga y almacenamiento diferenciado. La recarga en las partes altas escurre a las zonas bajas, donde se infiltra o fluye hacia abajo por la posible cobertera volcánica reciente y es trasferida al relleno de la fosa o depresión. La recarga en la propia depresión puede ser pequeña o nula, pero recibe los aportes laterales, que permiten generar recursos de agua subterránea renovables, a veces alimentar a un lago o un río y mantener manantiales de descarga. Las coladas de lava y depósitos volcanoclásticos clasificados en el relleno pueden ser buenos acuíferos y todo el relleno suele ser un notable almacén de agua, aunque la fracción drenable es sólo una parte.

En climas áridos, el pilar (montaña) de materiales volcánicos, con núcleo o sin el mismo, suele recibir más precipitación, carece de vegetación y el suelo es escaso, con lo que la recarga potencial es mayor.

15.8 Calidad del agua subterránea en formaciones volcánicas

La salinidad de la recarga es primariamente el resultado del balance de masa en el suelo de la deposición atmosférica. Es agua poco mineralizada en clima húmedo, pero puede ser salobre en condiciones de aridez y suelos retentivos vegetados.

Las formaciones volcánicas no aportan normalmente solutos, sino es tras su meteorización y alteración. Los iones que se aportan al agua dependen de la capacidad de hidrólisis del agua, que en buena parte es debida al CO_2 edáfico y en áreas en y próximas a la actividad volcánica del aporte de CO_2 endógeno, a veces de forma muy acusada.

Los iones que la roca aporta al alterarse son los que corresponden a su composición química mayoritaria soluble. La contribución de componentes menores es normalmente pequeña o inapreciable, salvo cuando la relación roca-agua es pequeña (acuitardos, acuíferos confinados aislados del flujo), la temperatura es elevada o se aportan localmente con los gases volcánicos.

El Mg y Ca son más abundantes en rocas básicas comunes que en las ácidas, mientras que el Na y K tienden a ser mayores en las ácidas comunes, pero con relación Na/K menor, aunque hay frecuentes desviaciones de esta tendencia.

El Mg, Ca, Na y K pueden pasar al agua subterránea al alterarse la roca por aportes de acidez, con una parte que queda en los minerales resultantes de la alteración, según sean las condiciones ambientales. Parte del K es normalmente retenido, parte del Ca puede precipitar como carbonato y a veces como sulfato. El Mg pasa al agua subterránea en ambiente frío, pero puede ser retenido en condiciones de alta temperatura.

Entre los componentes minoritarios, forman compuestos solubles el C (principalmente como HCO_3) y el S (principalmente como SO_4).

El P de las rocas volcánicas, donde es relativamente abundante, da iones fosfato moderadamente solubles, pero de notable importancia para la vegetación y estado biológico.

Las aguas subterráneas en relación con las formaciones volcánicas pueden contener concentraciones elevadas de F (asociado a los gases y al lixiviado con alteración de materiales volcánicos muy recientes, en especial escorias, piroclastos y cenizas), de B (asociado a los gases o previamente depositado en áreas endorreicas) y de As (asociado a la alteración de cenizas volcánicas ácidas).

Las aguas de acuíferos volcánicos profundos pueden contener concentraciones altas de Fe(II) y Mn(II), que al descargar en superficie pueden dar lugar a depósitos minerales.

15.9 Aspectos ambientales de las aguas subterráneas en formaciones volcánicas

No hay una relación directa entre formaciones volcánicas y clima, salvo por el efecto topográfico de las mayores alturas de los edificios volcánicos, que favorecen una mayor precipitación, la mayor frecuencia de nieve y la formación de nieblas condensantes y la lluvia horizontal asociada en los frentes de bosque.

Es que posible que haya efectos climáticos locales en áreas extensas poco vegetadas y con volcanismo reciente, por modificación del albedo.

Las erupciones volcánicas violentas, con gran producción de ceniza muy fina, pueden producir efectos climáticos temporales tras las mismas, con duración breve desde el punto de vista hidrológico, pero tiene poco efecto sobre las aguas subterráneas, cuyo tiempo de renovación es mayor. La afección puede manifestarse retrasada por el tiempo de paso por la zona no saturada y amortiguada por dispersión y mezcla advectiva.

El agua que se descarga de las formaciones volcánicas suele tener un relativamente elevado contenido en sílice disuelta y contiene cationes procedentes de la alteración de la roca, que se suman a los de la recarga, y posiblemente un relativamente alto contenido en fósforo. Esto tiene importancia para la ecología de las aguas superficiales que dependen del agua subterránea y puede ser especialmente relevante en el litoral, donde el agua marina es muy pobre en sílice disuelta.

El posible cambio climático y el cambio global afectan a los recursos de agua de las formaciones volcánicas, de modo similar a como afectan a otras formaciones. La principal afección es en la recarga por la precipitación, que, no sólo depende de la cantidad anual, sino también de la distribución a lo largo del año. En áreas áridas depende también de la generación de escorrentía torrencial que se infiltra en los cauces o en los abanicos aluviales. Las formaciones volcánicas pueden verse afectadas por cambios de la proporción de agua y nieve y la importancia de la lluvia horizontal.

Los sedimentos volcanoclásticos y clásticos poco consolidados asociados a ambientes lacustres en depresiones cerradas tectónicamente o por obstrucción de lavas, están en compactación natural, produciéndose subsidencia del terreno, que se acelera si se produce una sobrecarga por nuevos depósitos volcánicos o de otro origen y por acciones antrópicas y aún más si se disminuye la presión intersticial en profundidad por efecto del descenso de nivel piezométrico que producen las captaciones de agua subterránea.

15.10 Estudio, reconocimiento y evaluación hidrogeológica

El estudio, evaluación y cuantificación de las aguas subterráneas en formaciones volcánicas se realiza de modo similar a como se hace en otras formaciones, pero teniendo en cuenta la especial génesis de las diferentes formaciones volcánicas, su heterogeneidad, papel de la fracturación y de la matriz porosa, gran variabilidad de los parámetros hidráulicos y determinante dependencia del grado de alteración.

Para caracterizar la fracturación se requieren estudios de detalle, costosos y difíciles, ya que su cartografía mediante los métodos comunes no aporta normalmente la información requerida al no existir en general horizontes-guía ni diferenciaciones litológicas notables consistentes, dada la génesis de las formaciones volcánicas.

La hidrogeología de formaciones volcánicas debe basarse en una cartografía geológica especialmente diseñada o reinterpretada.

Los métodos geofísicos se encuentran con la falta de una estratigrafía clara y con materiales físicamente poco contrastados y un relieve frecuentemente agreste, que introduce dificultades interpretativas. La prospección audiomagnetotelúrica ha dado buenos resultados en islas volcánicas altas.

En los estudios piezométricos e hidrodinámicos debe ponerse atención al carácter tridimensional. Puede haber notables variaciones piezométricas verticales, que en formaciones volcánicas se acentúan por una marcada anisotropía y por el efecto de las fracturas. Los tratamientos bidimensionales horizontales pueden dar resultados poco realistas a escala de detalle y semidetalle, aunque pueden ser útiles para aproximaciones preliminares a gran escala.

Los aspectos hidrogeológicos y de recursos de agua subterránea están bien caracterizados a nivel general, pero son escasos los estudios y realizaciones en casos reales bien documentados, por la ubicación en áreas poco habitadas, agrestes y con escaso desarrollo económico y por la situación en lugares de elevada precipitación atmosférica y sin estación seca con déficit de agua en el suelo, donde la captación directa de manantiales y de las aguas superficiales de ríos y lagos es suficiente para cubrir la demanda de agua de buena calidad.

Los estudios más detallados y de los que deducen mayores conocimientos corresponden frecuentemente a áreas semiáridas y áridas, en que se han desarrollado regadíos basados en el agua subterránea, en los que la reserva de los acuíferos aumenta la garantía de disponibilidad o ha permitido extender el suministro mediante la captación de manantiales o aguas superficiales. Esto sucede tanto en regiones con buen desarrollo económico y científico, como en áreas pobres.

En la realidad, cada caso en formaciones volcánicas es hidrogeológicamente singular y debe ser tratado bajo los distintos puntos de vista como tal.

Los resultados en un caso no son extrapolables a otro por simple similitud aparente y según unos pocos parámetros, sino a través de la identificación de formas de comportamiento a partir de los principios básicos de la hidrogeología y su transferencia basada en similitudes hidrológicas claras. Para eso se requiere un buen conocimiento del caso conocido (modelo) y un suficiente conocimiento del que se quiere evaluar.

La experiencia hidrogeológica en islas volcánicas basálticas intraplaca es notablemente mayor que en islas de zonas de extensión y de franjas de volcanismo de subducción. En las islas basálticas de intraplaca, el modelo hidrogeológico de núcleo-cobertera responde bien a lo que se observa en la realidad, si se consideran diversas posibilidades de altura del núcleo, de importancia de la cobertera volcánica joven y su acumulación en la costa y de tránsito brusco o gradual de uno a otro, además del carácter variable de las formaciones de baja altitud, volcanoclásticas, de deslizamiento, de sedimentos de erosión y de posibles formaciones adosadas de arrecife o eólicas.

En las islas de las zonas de extensión y de franjas de volcanismo de subducción, los conocimientos son menores, pero parece que se pueden hacer similares consideraciones, quizás con núcleos menos altos y menos definidos o más irregulares.

En las islas volcánicas tienen gran importancia práctica los aspectos en relación con la intrusión marina y la consiguiente salinización de las aguas subterráneas producida de forma natural y por efecto de las extracciones.

La aplicación de los principios hidrodinámicos de la relación entre agua dulce y agua marina en áreas costeras requieren un planteamiento tridimensional. La aplicación de una simple relación entre nivel freático o piezométrico y profundidad de la interfaz agua dulce-agua salada es inadecuada. Tiene especial importancia la dinámica de formación y evolución de conos salinos ascensionales en un medio dispersivo que puede ser muy heterogéneo.

En islas de zonas de extensión de la corteza terrestre e intraplaca muy jóvenes, la permeabilidad de las formaciones volcánicas puede ser grande, lo que unido a espesores también grandes, lleva a que la cuña de agua salada penetre mucho en la isla y que incluso se pueda llegar a la situación de un cuerpo de agua dulce subterránea sobre agua marina cuando en el centro no hay núcleo o este no alcanza el nivel del mar.

Estas situaciones tienen notable interés hidrogeológico práctico, pues en las áreas costeras es donde se suelen concentrar las actividades humanas. Si no hay manantiales en el interior de la isla o no dan suficiente garantía al abastecimiento de agua, en las áreas costeras se recurre a pozos, que frecuentemente producen desde el inicio agua excesivamente salina o la explotación lleva a una pronta salinización si no se limita cuidadosamente el descenso de bombeo y la penetración, lo que supone más captaciones y mayor coste.

La captación de agua subterránea en el interior insular para una demanda en la costa, puede ser poco viable cuando las formaciones volcánicas o del substrato son poco permeables, cuando se requiere penetraciones grandes y por el coste del bombeo del agua.

15.11 Captación del agua subterránea en formaciones volcánicas

La captación de agua subterránea en formaciones volcánicas ha desarrollado métodos que combinan los de medio poroso con los de medio fracturado. Tratan de que la captación intersecte singularidades que comporten una mayor transmisividad hidráulica, mediante estudios especialmente realizados o bien aumentando la probabilidad de intersectar rasgos permeables a profundidad suficiente mediante grandes penetraciones, grandes diámetros o la ejecución de obras complementarias de drenaje unidas a la captación.

Para aumentar la probabilidad de obtener caudales por encima de un cierto valor se requieren estudios previos de detalle que identifiquen la génesis, modo de deposición, alteraciones, presencia de diques y capas rojas, fracturas, etc. Aún hay poca experiencia y tiene un coste grande que puede que no se justifique por los beneficios obtenidos.

La localización de singularidades puede ser difícil cuando hay grandes espesores no saturados y es posible que los métodos disponibles no den resultados confiables, en cuyo caso se acepta el riesgo de fallo, minimizando sus efectos con gran penetración.

La gran penetración puede tener problemas de deterioro de la calidad del agua en profundidad.

La ejecución de obras complementarias de drenaje requiere un abatimiento previo del nivel en la obra principal, que puede limitar la factibilidad.

La captación mediante galerías horizontales en laderas puede incrementar el drenaje, con producción de notables caudales, pero estos proceden inicialmente en gran parte del consumo de reservas, con una situación final estacionaria de caudales pequeños, salvo circunstancias especiales.

Para tratar de mantener los caudales de las galerías de agua puede ser necesario extender la penetración para tratar de mantener la producción, si esto es hidrogeológica, técnica y legalmente posible, pero no es sustentable en cantidad y a veces tampoco en calidad.

En áreas costeras, en especial en materiales volcánicos recientes o de sedimentación derivada muy permeable, para evitar riesgos de salinización se puede recurrir a galerías rasantes sobre el nivel freático, cuidadosamente bombeadas desde un pozo colector o con acceso mediante una rampa.

La existencia de diques bien formados en las formaciones volcánicas no alejadas de los lugares de erupción se puede manifestar en las galerías de agua mediante cambios bruscos en los caudales.

Si reúnen las debidas condiciones, los diques penetrados por una galería pueden servir de apoyo para la instalación de compuertas gestionables, de modo a adaptar el caudal producido a la demanda y evitar que en épocas de bajo consumo una parte de la producción se tenga que descartar.

15.12 Gestión del agua subterránea en formaciones e islas volcánicas

Los acuíferos en las formaciones volcánicas pueden ser de gran espesor y pueden contener reservas importantes de agua subterránea que permitan una mayor regulación, con la condición de una buena gestión de la cantidad y de la calidad.

El hecho de que muchos de estos acuíferos estén en lugares montañosos o poco habitados, favorece su utilización planificada, con menos conflictos legales. Esto es de interés para la mitigación de los posibles efectos negativos del cambio climático.

La explotación de agua subterránea supone a la larga una reducción igual del agua disponible en la naturaleza, con un periodo transitorio en el que se consumen reservas y que puede durar desde meses en sistemas pequeños muy difusivos hidráulicamente a cientos de años en grades sistemas con pequeña difusividad.

En islas volcánicas de tamaño medio, el periodo transitorio puede ser del orden de décadas, de modo que la gestión debe apoyarse en redes de observación operadas durante décadas y complementadas con la adecuada información sobre la recarga, la descarga y las extracciones y una forma de evaluar la descarga al mar.

Los recursos de agua subterránea disponibles son aquellos que resultan de considerar la parte de las descargas a la naturaleza que hay que respetar, más los que salen del acuífero de forma poco recuperable para usos humanos.

En áreas áridas y semiáridas, la explotación del agua subterránea puede superar a la recarga en las condiciones del momento, de forma permanente, con un consumo continuado de reservas o minería del agua subterránea. Esto comporta niveles piezométricos cada vez más profundos, a veces progresivo deterioro de la calidad del agua, costes crecientes de explotación por mayor energía para la extracción y en ciertos lugares gran subsidencia del terreno.

La gestión de los acuíferos en formaciones volcánicas, lo mismo que en otras formaciones, puede ser estructural, cuando se incorporan muevas actuaciones, como traída de agua, aumento de la regulación y recarga artificial cuando hay agua disponible. También la gestión puede ser no estructural, frecuentemente dirigida a la demanda, como normativa legal, reglas de prioridad de uso, tasación, rescate o compra de derechos, aumento del coste de la energía, subvenciones especialmente diseñadas, etc. Falta experiencia de casos reales variados e interpretados no sólo hidrogeológicamente sino también considerando los aspectos económicos, sociales, legales, administrativos y éticos.

15.13 Aspectos legales, administrativos y éticos

No hay principios legales ni administrativos específicos inspirados en los acuíferos y explotación de agua subterránea en formaciones e islas volcánicas, aunque hay peculiaridades en la forma de abordar la problemática en territorios autónomos o soberanos de esa naturaleza.

La normativa y modos de administración del agua, en general está dominada por las condiciones climáticas, ambientales, de demanda de agua, económicas, sociales y de carácter religioso y consuetudinario.

Lo más común es extender lo que aplica en territorios más amplios y en algunos casos introducir adaptaciones locales que respeten las líneas generales. Posiblemente lo más específico a nivel global sea la Ley de Aguas de Canarias, desarrollada para un territorio totalmente volcánico, pero para la que la Ley de Aguas española es subsidiaria y además debe transponer lo regulado en la Directiva Marco del Agua europea.

Las instituciones relativas a la gestión del agua, las asociaciones de usuarios y el modo de relacionar la oferta y la demanda de agua es distinta en cada caso y tienen una notable influencia de las condiciones locales, aunque se haga dentro de una normativa y administración más general.

En las soluciones locales cuentan las peculiaridades de las formaciones volcánicas, pero no a nivel de regulaciones sino de intentos de buena praxis basada en la experiencia, en el respeto de los derechos reconocidos y del servicio a la sociedad y de protección medioambiental y de los servicios ecosistémicos asociados.

En las Islas Canarias se ha desarrollado el comercio y los mercados del agua, principalmente pero no exclusivamente subterránea, de larga tradición, en un contexto legal específico. Pero la incorporación al sistema de agua industrial, el coste creciente de las obras de captación, las restricciones legales impuestas desde el exterior y la oferta de agua por los organismos públicos, hace que se estén produciendo cambios importantes en lo que fue una forma de actuar consolidada, aunque con una parte no sustentable.

La persecución de una gestión sustentable en formaciones e islas volcánicas cuando hay explotación intensiva requiere en general un necesario cambio de paradigma en el uso del agua y una aproximación a la buena gobernanza, contando con el tiempo para una evolución relativamente suave a través del consumo de reservas, si estas son suficientes.

La captación, uso y puesta a disposición del agua tiene importantes connotaciones éticas y morales, que se aplican en las formaciones volcánicas del mismo modo que en otras situaciones, pero que en islas tienen mayor incidencia por el aislamiento en cuanto al acceso a recursos de agua de otras áreas, la posibilidad de costes sociales elevados, mayores presiones por parte de una sociedad muy interrelacionada y potencialmente propensa al dominio de unos pocos.

Se dispone de pocos casos bien documentados de consumo continuado de reservas de agua subterránea (minería del agua subterránea) en formaciones volcánicas, que se

producen en áreas áridas. Hay buenos ejemplos en el W norteamericano. Otros casos son aún incipientes debido a una razonable buena protección de los acuíferos, como en el área desértica sudamericana. Hay ejemplos en terrenos volcánicos.

Se produce una verdadera minería del agua en las islas de Gran Canaria y Tenerife, en las Islas Canarias, pero en un contexto distinto en una y otra isla, aunque en ambos casos la recarga total es mayor que el volumen anual de agua captada.

La minería del agua subterránea, que es frecuentemente considerada una situación negativa y éticamente dudosa, en muchos casos ha sido el motor del desarrollo económico y social y puede continuar siéndolo durante algunas décadas en situaciones favorables. Pero no es sustentable a largo plazo y se requiere un cambio de paradigma en el uso del agua o la puesta a disposición de nuevos recursos.

La puesta a disposición de agua adicional resuelve los problemas de explotación intensiva y consumo de reservas del momento, pero puede ser origen de otros nuevos posteriores, generalmente de carácter ambiental.

La minería del agua es razonable y ética cuando se destinan parte de los beneficios sociales obtenidos a compensar y corregir los daños asociados, pero no hay experiencia sobre su puesta en práctica. Comúnmente, parte de la sociedad recibe los beneficios y el resto de la sociedad y la futura paga los costes. Esta situación es la actual en diversas formaciones e islas volcánicas. Es un campo de estudio científico, de gestión y gobernanza y de evaluaciones éticas, aun por desarrollar.

Anexo 1

Glosario abreviado de términos de uso no común

Este glosario abreviado aporta algunas definiciones sencillas, sin buscar precisión, de términos que puede que no sean de uso común para los interesados en este informe-libro. En el texto se definen muchos de ellos en el lugar oportuno. En la Sección 3.2.3 de Capítulo 3 se incluye un glosario enfocado a los materiales piroclásticos. No todos los términos tienen definiciones universalmente acordadas y puede haber algunas discrepancias entre unos expertos y otros.

A-a: lavas a-a, lavas cordadas, con la superficie lisa y flujo suave.

Acuífero: terreno que contiene agua y permite su lento movimiento y su captación con caudales de interés.

Acuitardo: terreno que contiene agua pero que sólo se mueve muy lentamente y no permite captarla con caudales de interés.

Advección: movimiento de un soluto conjunto con el del líquido en que está disuelto.

Afanítico: de grano muy fino y vidrio.

Almagre: capa roja.

Alóctono: que viene de fuera del territorio considerado.

Alteración: modificación de las características de una roca por efectos mecánicos y/o químicos.

Anisotropía: cambio de las propiedades en un punto según la orientación de la observación.

Arco insular: amplia franja volcánica asociada a las zonas de subducción.

Ascenso: (rise) elevación del fondo marino hacia los continentes.

Autobrecha: malpaís.

Azufrera: área en que se forma azufre por emanaciones volcánicas; solfatara.

Andesita: roca volcánica de acidez intermedia, dominante en volcanismo de arco insular.

Basalto: roca básica sin sílice libre y dominantemente alcalino-térrea.

Brecha: roca consolidada o no consolidada formada por clastos irregulares en una matriz.

Caldera: Depresión circular o alargada de hundimiento del terreno por salida o hundimiento de magma.

Cámara volcánica: volumen interno de magma o resultante del mismo.

Caliche: costra dura cementada en la parte superior del terreno.

Capa roja: materiales entre la base de una colada volcánica y lo que estaba debajo y que muestra un grado variable de alteración y cocción; almagre.

Ceniza: tefra de tamaño pequeño que puede alcanzar gran distancia del lugar de erupción violenta.

Cinerita: roca resultante de la sedimentación de ceniza volcánica.

Clasto: fragmento de roca de tamaño variable.

Coeficiente de almacenamiento: parámetro hidráulico que expresa la variación del agua almacenada en un terreno para una variación unitaria del nivel piezométrico. En un acuífero freático se aproxima a la porosidad drenable/llenable.

Colada: masa de material volcánico que se mueve y formada por lava o piroclastos suspendidos en un gas de alta temperatura.

Convección: movimiento de un fluido inducido por diferencias de densidad.

Corteza terrestre: parte superior de la Tierra que es rígida y se fragmenta.

Cráter: depresión circular, alargada o asimétrica que queda en la cima de un volcán.

Cratón: corteza terrestre y masa continental rígida, espesa y consistente.

Dacita: roca volcánica entre las andesitas y las riolitas.

Densidad de drenaje: cociente entre longitud de cauces y superficie para una determinada área y a una cierta escala.

Difusión (molecular): movimiento relativo de unas moléculas respecto a otras por agitación térmica.

Difusividad hidráulica: cociente entre la transmisividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento.

Dique: cuerpo intrusivo dominantemente vertical que parte de las cámaras magmáticas y son anteriores conductos de magma solidificados.

Dique-capa: cuerpo intrusivo dominantemente horizontal que se ha emplazado en profundidad; sill; dique concordante.

Dispersión: mezcla producida por distintas velocidades de movimiento.

Dorsal: franja elevada con abundancia de volcanes y diques.

Edad: tiempo que hace que se produjo un cierto fenómeno o acción.

Endógeno: que se ha generado en el interior de la Tierra.

Escoria: parte superior de una colada de lava que es sumamente irregular y rota.

Escudo: resultado de la sucesiva acumulación de coladas de lava, en general basaltos, con escasa generación de piroclastos.

Estratovolcán: volcán formado por una alternancia de coladas y depósitos piroclásticos.

Evapoconcentración: concentración de los iones del agua debida a la evaporación de parte de ella.

Evapotranspiración: conversión del agua del suelo en vapor atmosférico por evaporación y por transpiración de las plantas.

Falla lístrica: falla inicialmente vertical y que progresivamente se horizontaliza; lístrico.

Fenocristal: cristal grande en una masa de cristales menores o muy pequeños (criptocristalina).

Fonolita: roca de acidez intermedia rica en alcalinos.

Fosa: depresión por hundimiento, tanto a pequeña como a gran escala; graben.

Fractura: discontinuidad en una roca consolidada, sin desplazamiento relativo.

Freático: relativo al paso del medio saturado al medio no saturado de agua en el terreno.

Freatomagmático: relativo a las erupciones cuya mayor explosividad es debida a la incorporación de agua subterránea.

Fugacidad: presión parcial efectiva de un gas.

Fuerza iónica: densidad de cargas eléctricas de los iones de una solución.

Fundido: parte líquida de un magma.

Garúa: lluvia fina debida a nubes condensantes.

Geogénico: originado en el interior de la Tierra; endógeno.

Graben: fosa.

Gotícula: pequeña gota, que puede quedar fácilmente suspendida en el aire.

Hendidura: franja deprimida y posteriormente rellena donde se separan las placas tectónicas; rift.

Heterogeneidad: variación de las propiedades de un lugar a otro.

Hialoclastitas: rocas clásticas similares a las piroclásticas, pero formadas bajo agua.

Horst: pilar.

IAB: basalto de arco insular.

Ígneo: en estado de fusión o procedente de materia fundida total o parcialmente.

Ignimbrita: roca resultante de la sedimentación de coladas piroclásticas muy calientes en lecho fluidizado; tobas; tobas soldadas.

Intramontano: entre montañas.

Intraplaca: dentro de una placa tectónica; punto caliente.

Intrusión: penetración horizontal en el terreno, natural o por efecto antrópico; intrusión marina.

Isla pequeña: isla de menos de 10.000 km^2, en general de menos de 3000 km^2.

Lahar: depósitos torrenciales generados tras una erupción volcánica por lluvias intensas y/o rápida fusión de nieve.

Lapilli: arena volcánica; picón.

Lava: masa fundida que fluye por la superficie del terreno.

Lístrico: plano que se curva, inicialmente vertical y después tendente a la horizontal, como en deslizamientos de ladera gravitacionales.

Lluvia horizontal: lluvia producida por la interceptación de las gotículas de niebla por la vegetación.

Loess: depósito eólico fino con limo y arcilla. Loéssico: parecido al loess.

Maar: lago instalado en un cráter volcánico.

Máfico: de color obscuro.

Magma: roca fundida en el interior de la tierra, con una variable proporción de parte no fundida.

Malpaís: parte escoriácea superior de una colada de lava; lava en bloques; autobrecha; a-a.

Manantial: lugar por donde descarga agua subterránea; naciente; vertiente.

Manto: parte del interior de la Tierra, desde la base de la corteza hasta el núcleo.

Meseta volcánica: área elevada formada por la acumulación de materiales volcánicos.

Metamorfismo: transformación de una roca en otra por efecto de la presión, de la temperatura o de ambas, con o sin presencia de agua.

Moho: discontinuidad sónica (de Mohorovicic) en la base de la corteza terrestre.

MORB: basalto de crestas medio-oceánicas.

Naciente: manantial.

Nube ardiente: piroclastos suspendidos en un gas muy caliente.

Núcleo terrestre: parte más interna de la tierra, dominada por hierro y níquel.

Núcleo volcánico: parte interior de un volcán o alineación volcánica muy alterada y poco permeable.

Pahoe-hoe: malpaís.

Paleo: antiguo (paleorelieve, paleoclima,...).

Picón: lapilli.

Pilar: parte elevada tectónica o volcánicamente que limita una fosa o depresión; horst

Piroclasto: clasto formado durante una erupción volcánica y principalmente de transporte aéreo.

Planicie volcánica: meseta volcánica.

Porosidad: volumen de huecos respecto al volumen total de un terreno. Puede ser total si se consideran todos los huecos o si se considera la parte de los huecos no ocupados por el agua en la zona no saturada es la porosidad eficaz, que comprende la drenable cuando el terreno se seca y la llenable cuando el terreno se humedece.

Pumita: roca volcánica muy porosa.

Punto caliente: volcanismo de intraplaca tectónica.

Quebrada: barranco.

Remontante: que avanza río arriba al progresar la erosión.

Rift: hendidura, fosa muy alargada en zonas de separación de placas tectónicas.

Riolita: roca ácida volcánica.

Roca de caja: roca entre diques verticales o muy inclinados.

Rotopercusión: método de perforación con martillo de fondo giratorio, accionado por aire (comúnmente) o agua.

Sill: dique-capa.

Solfatara: emanación volcánica que deposita azufre; azufrera.

Subaéreo: formado sobre el terreno y bajo el aire.

Subducción: hundimiento de una placa tectónica bajo otra.

Subsidencia: disminución de la altitud de un terreno.

Surgencia: manantial.

Tefra: resultado de trocear un magma que sale al exterior; piroclasto.

Tiempo de residencia: tiempo medio que pasa el agua subterránea en un determinado medio.

Tiempo de tránsito: tiempo medio que tarda el agua en pasar por determinado medio.

Toba: roca y depósito formado por piroclastos, bien sean de caída como de flujo.

Toleita: basalto de composición similar a la del manto terrestre.

Transcolación: lluvia que llega a la superficie del terreno dentro de un bosque, sin ser interceptada por el dosel arbóreo.

Transecto: recorrido lineal a lo largo de un territorio con mediciones en diversos puntos a lo largo; sección con indicación de una determinada propiedad.

Trap: gran colada basáltica que destaca el el relieve como escalonamientos.

Traquita: roca volcánica intermedia y enriquecida en alcalinos, pero no tanto que las fonolitas.

Vacuola: pequeña cavidad en una lava resultante de la separación del gas disuelto.

Volcanita: roca volcánica en sentido amplio. Vulcanita.

Vídrio: silicatos fundidos sin formación de cristales.

Volcanoclástico: formado por clastos de origen volcánico.

Anexo 2

Siglas y abreviaturas más frecuentemente usades

Otras siglas, símbolos y abreviaturas que aparecen en el texto se definen en el lugar apropiado.

A.2.1 Unidades más frecuentemente utilizadas

Indicación	Unidad	Comentarios
m	metro	básica
hm	hectómetro, 100 m	
ha	hectárea, 10.000 m^2	
g	gramo (masa)	básica
kg	kilogramo, 1000 g	
µg	microgramo, 0,001 g	
L	litro = dm^3	
mmol	milimol	
meq	miliequivalente	
r	valor en meq/L	modificador
d	día	básica
s	segundo	
h	hora	
a	año	
ka	1000 años, milenio	
Ma	1 millón de años	
km	kilómetro	
hm^3	hectómetro cúbico	10^6 m^3
N	newton	
kg	kg(fuerza) 0 9,81N	
t	tonelada, 1000 kg	
Pa	pascal (de presión)	N/m^2
atm	atmosfera (de presión)	
bar	$kg(fuerza)/m^2$	
S	Siemen	Conductividad eléctrica
mm	milímetro	
cal	caloría	
W	Watio = J/s	
J	julio	
mg/L	miligramo por litro	
mmol/L	milimol por litro	
meq/L	miliequivalente por litro	
°C	grado centígrado	
K, °K	grado Kelvin	

A.2.2 Abreviaturas

Abreviatura	Explicación
AIH	Asociación Internacional de Hidrogeólogos
AIH–GE	Asociación Internacional de Hidrogeólogos – Grupo Español
CIA	Consejo Insular de Aguas
CID	Carbono inorgánico disuelto
CIHS	Curso Internacional de Hidrología Subterránea
CFC	Cloro-fluo-carburo
CN	Condiciones normales (de presión y temperatura)
COS	Sulfuro de carbonilo (es la fórmula química)
DMA	Directiva Marco del Agua
EM	Electromagnético
FCIHS	Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea
GC	Gran Canaria
GHS	Grupo de Hidrología Subterrània DECA-UPC+IDAEA-CSIC
IAEA	International Atomic Energy Agency (ver OIEA)
IAH	International Association of Hydrogeologists (ver AIH)
IGME	Instituto Geológico y Minero de España (ver ITGE)
ITGE	Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ver IGME)
MORB	Mid ocean ridge basalt
OIB	Ocean island basalt
OIEA	Organización Internacional de Energía Atómica (ver IAEA)
PH	Plan hidrológico
snm	Altitud sobre el nivel (medio) del mar
SEV	Sondeo eléctrico vertical
SGOP	Servicio Geológico de Obras Públicas
TDM	Time domain electromagnetics
TDS	Total de sólidos disueltos
TF	Tenerife
UE	Unión Europea
UNESCO	United Nations Education and Science Organization
US, USA	United States United States of America
USGS	United States Geological Survey
UPC	Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona
ZNS	Zona no saturada

A.2.3 Símbolos de variables y parámetros

Símbolo	Explicación
c	Concentración
CE	Conductividad eléctrica
Cl	Cloruro
CID	Carbono inorgánico disuelto
CV	Coeficiente de variación = σ /m
d	Exceso de deuterio
D	Dispersividad, difusividad, deposición atmosférica, deuterio
E	Este, evaporación, energia
ES	Escorrentía superficial
f	Fracción, fugacidad
g (g)	Gravedad (En fase gas)
h	altura, nivel piezométrico, horizontal, humedad relativa
H	humedad, espesor de agua, espesor del medio no saturado
i	infiltración, tasa de infiltración, pendiente
k	Permeabilidad, conductividad hidráulica
K	Permeabilidad intrínseca, conductividad térmica
m	porosidad, media
ln	logaritmo neperiano (de base e)
log	logaritmo decimal
MO	Materia orgànica
N	Norte
O	Oeste (preferentemente W)
P	Pluviometría, presión, presión atmosfèrica
pH	pH = -log[H^+]
PM	Peso molecular
q	Flujo de agua, de calor
Q	Caudal
r	relación, valor en meq/L
R	Recarga, relación isotópica
S	Sur, (coeficiente de) almacenamiento, porosidad eficaz
t	tiempo
T	Trasmisividad (hidràulica), temperatuta, tritio, periodo radioactivo
UT	Unidad de tritio
v	Velocidad, vertical
V	Volumen
W	Oeste
x	Coordenada, fracción de mezcla
y	Coordenada
z	Altitud, profundidad, coordenada vertical
γ	Peso específico
δ	Densidad, desviación isotópica
ε	Error, fraccionamiento isotópico
λ	Constante de (semi)desintegración
μ	Viscosidad dinàmica, fuerza iónica
ρ	Densidad
σ	Desviación estándar


CETAQUA
CENTRO TECNOLÓGICO DEL AGUA


UPC


suez