

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/320285382>

# El agua subterránea en las islas volcánicas oceánicas

Chapter · September 2017

---

CITATIONS  
0

---

READS  
1,227

**2 authors:**



**Juan Carlos Santamarta**  
Universidad de La Laguna

330 PUBLICATIONS 699 CITATIONS

SEE PROFILE



**Rayco Marrero-Díaz**  
Geological and Mining Insitute of Spain

38 PUBLICATIONS 376 CITATIONS

SEE PROFILE

## CAPÍTULO 3. El agua subterránea en las islas volcánicas oceánicas

Juan Carlos Santamarta Cerezal | Rayco Marrero Díaz

### 3.1 INTRODUCCIÓN

El origen, la geología y el proceso de formación de las islas volcánicas oceánicas, condicionan notablemente el aprovechamiento, uso y efectos, tanto positivos y negativos, de los recursos hídricos en el medio insular.

La importancia hidrogeológica de las formaciones volcánicas depende de sus características geológicas, así como, de su relevancia como almacén de agua dulce para asentamientos humanos. Las principales formaciones volcánicas desde el punto de vista hidrogeológico son: lavas de diferente composición (sean vacuolares, brechificadas y/o escoriáceas –frecuentemente las escorias están diferenciadas a techo y muro–), piroclastos (cenizas, lapillis y bombas), ignimbritas en sentido amplio (tanto soldadas como no –tobáceas–) y diques (estructuras bastante lineales, tanto subverticales como subhorizontales).

La bibliografía sobre hidrogeología de rocas y terrenos volcánicos es escasa aunque cada vez más frecuente. Como literatura clásica incluida en capítulos específicos se destaca, por orden cronológico: Davis y De Wiest (1966), Williams y Soroos (1973); Freeze y Cherry (1979), Custodio y Llamas (1983), FCIHS (2009), entre otras. Otras publicaciones específicas relevantes por su interés son Custodio (1978, 1983, 1985, 1986, 1989b, 2004 y 2007), Takasaki y Mink (1985); Falkland y Custodio (1991), Shade (1997); Ginguierich y Oki (2000 y 2011); Lau y Mink (2006), Cruz (2011); Santamarta y otros (2014); SIHTV (1974), Singhal y Gupta (2010), y Veeger (1991).

Para poder acometer una obra hidráulica en una isla volcánica es fundamental conocer la geología y el proceso de formación de la isla, ya que esta última, condiciona notablemente los diferentes aprovechamientos de los recursos hídricos que se pueden llevar a cabo.

Las características hidrogeológicas de los materiales que forman los acuíferos en islas volcánicas son extremadamente diversas como consecuencia del elevado grado de heterogeneidad y anisotropía que presentan tanto a microescala como a macroescala. La heterogeneidad y anisotropía hidrogeológica de las islas volcánicas están asociadas a la diversidad de génesis, litologías, evolución, edades, etc., de los materiales que las conforman y, que a su vez, están condicionados por otra serie de factores como su espesor o el grado de compactación, fracturación y alteración que presentan, entre otros (e.g. Falkland y Custodio,

1991; Custodio, 2004). Esta compleja situación, unida a que las aguas subterráneas en las islas volcánicas suelen ser un recurso estratégico, escaso y vulnerable a las alteraciones climáticas y a sus consecuencias (e.g. intrusión salina debido a la subida del nivel del mar) (IPCC, 2007), hacen del conocimiento hidrogeológico en estas regiones una herramienta fundamental para optimizar la gestión y el uso responsable de sus recursos hídricos.

En el presente capítulo se presentan los diferentes aspectos relacionados con la hidrogeología en islas volcánicas oceánicas, con especial atención al conocimiento adquirido en numerosos estudios en las Islas Canarias durante los últimos 40 años (e.g. Cabrera et al., 2011). Así, se empieza por comentar los diferentes factores que condicionan y/o modifican las características hidrogeológicas de los terrenos en islas volcánicas, seguido de una descripción de los tipos y características de acuíferos insulares.

74

### 3.2 MARCO HIDROGEOLÓGICO

De una forma simplificada, se podría decir que los edificios volcánicos insulares están compuestos, en su fase submarina, por acumulaciones de hialoclastitas o brechas y lavas almohadilladas intercaladas por sedimentos marinos, y por alternancias de coladas de lava y depósitos piroclásticos procedentes de sucesivas erupciones en su fase subaérea, y todos estos, se encuentran intruídos por diques y sills concentrados en las zonas de mayor actividad volcánica (e.g. Carracedo, 2011). Esta compleja configuración geológica, confiere una enorme diversidad al comportamiento hidrogeológico de los edificios volcánicos insulares a diferentes escalas de observación.

El marco hidrogeológico de una isla es una descripción de las propiedades, la geometría, y las estructuras de las rocas a través del cual las aguas subterráneas se mueven y se almacenan. En las islas volcánicas oceánicas, el origen volcánico y la edad geológica influyen en la permeabilidad del terreno. La porosidad de las rocas volcánicas también varía mucho según su origen y proceso de solidificación.

Los terrenos volcánicos más jóvenes tendrán por lo general, mayor permeabilidad, lo que implica mayor infiltración y recarga (si existe precipitación suficiente), por lo tanto, mayores recursos subterráneos. Este factor, condiciona la planificación hidráulica de las islas volcánicas más jóvenes hacia un aprovechamiento del recurso subterráneo mediante pozos, sondeos y galerías, aunque en este caso puede haber problemas en la calidad de los acuíferos debido a la actividad volcánica de la isla, como se ha observado en la isla de El Hierro, Canarias (edad 1,2 Ma los materiales más antiguos).

A microescala, las propiedades hidrogeológicas de las formaciones volcánicas son altamente anisótropas y heterogéneas: dependen de características como su alterabilidad en

función de su composición original (basanitas, riolitas, etc.), espesor, continuidad lateral, del grado de intensidad de diferentes procesos que han podido tener lugar desde su emisión (alteración, compactación, etc.), así como la presencia (o ausencia) de fracturas abiertas, fallas, diques, etc., que pueden llegar a modificar totalmente sus características originales (Custodio, 2007).

En algunas ocasiones, existe un apilamiento de materiales que van desde los muy compactos hasta los que presentan una porosidad que puede superar el 50%, desde los que tienen las cavidades totalmente conectadas hasta aquellos que, aun siendo muy porosos, tienen sus poros aislados unos de otros (e.g. arcillas); desde los que no presentan grietas hasta aquellos que poseen un elevado índice de cavidades debidas a la fisuración o fracturación secundaria.

Por tanto, en detalle, esta situación se refleja en una diferencia de permeabilidad de varios órdenes de magnitud entre los diversos materiales volcánicos (Tabla 3.1), desde prácticamente impermeables como las ignimbritas soldadas no fracturadas, hasta las brechas de flujos de lavas recientes no compactadas ni alteradas, que presentan una de las permeabilidades más altas conocidas (Custodio, 2007). Así, los pozos y galerías en terrenos volcánicos a veces pueden dar caudales espectaculares con pequeños descensos del nivel, pero en la misma formación y a escasa distancia pueden ser prácticamente estériles (Custodio, 1978; Custodio y Llamas, 1976).

Como condicionantes de la casuística hidrogeológica posterior debe tenerse en cuenta (La Moneda, 2001, doc. interno):

1. Que son frecuentes los procesos de reajuste en materiales jóvenes mediante deslizamientos que pueden ser de cierta entidad.
2. Que una vez depositados los materiales lávicos sobre la superficie sufren un proceso de enfriamiento relativamente rápido originándose fracturas de retracción (diaclasas) que originan discontinuidades en los cuerpos rocosos.
3. Que en las coladas de flujos piroclásticos (ignimbritas, tobas soldadas, etc.) se suele producir una emisión o segregación de gases y vapor de agua, los que pueden dar lugar a la formación de depósitos de minerales secundarios que colmatan en un grado muy variable las fisuras iniciales.
4. Que además de las diaclasas (fisuras que se producen en lavas y depósitos piroclásticos soldados por pérdida de volumen durante el enfriamiento) en los materiales volcánicos existen otros huecos: vacíos generados por las condiciones de deposición del material (tubos volcánicos, huecos de las escorias de techo y base de colada, etc.) que

Litología/Unidad	Coficiente de almacenamiento (adimensional)	Permeabilidad (m/d)	Transmisividad (m <sup>2</sup> /d)
Basaltos alcalinos o antiguos	0,5 a 1	0,05 a 0,5	5-20
Complejo Basal		<0,001	
Basaltos antiguos alterados hidrotermalmente		0,05-0,005	
Basaltos antiguos no alterados		0,1-1,0	
Basaltos modernos		0,75-2,0	
Basaltos recientes		50->1000	
Traquitas	0,01-0,5	0,1 a 0,5	5-10
Traquitas-fonolitas	0,01-0,5	0,1 a 0,5	5-10
Fonolitas		0,06-0,09	
Ignimbritas traquíticas		0,01	
Materiales sedimentarios	3-5	1,5 a 8	50-200
Aglomerados volcánicos		<0,002-0,45	
Piroclastos basáltico	1-2	0,2-1	10-200

Tabla 3.1.- Rangos de valores de los parámetros hidráulicos de diversos tipos de litologías y formaciones volcánicas, basados en los datos obtenidos del Proyecto SPA-15 (SPA-15, 1975) de Gran Canaria en Cabrera y Custodio (2013); (Custodio, 1985) en las Islas Canarias.

suelen estar conectados localmente, y huecos no conectados correspondientes a las vacuolas que ocupan los gases volcánicos en la masa lávica, que no están conectados.

5. Que las características estructurales y texturales iniciales de los materiales volcánicos pueden ser alteradas por procesos posteriores a su emplazamiento. Existe toda una serie de procesos que producen alteraciones, colmataciones y compactaciones que disminuyen los huecos y su conexión y, paralelamente, también existen procesos de lixiviado, descompresión y fracturación que aumentan los huecos y discontinuidades.



Figura 3.1.- Zona de contacto entre formaciones y presencia de agua en la fisura.

A macroescala, las propiedades hidrogeológicas de las formaciones volcánicas son menos anisótropas y heterogéneas: los terrenos volcánicos se comportan como un medio continuo, de relativamente alta porosidad pero de permeabilidad anisótropa en función de la orientación, la continuidad y espesor de las formaciones respecto de la dirección y sentido del flujo subterráneo (Custodio, 2004). A grandes rasgos, el nivel piezométrico en islas volcánicas, en un estado de equilibrio anterior a la explotación intensa de los recursos hídricos subterráneos, suele reflejar con bastante fidelidad la topografía insular, aunque con algunas irregularidades impuestas por la estructura geológica del subsuelo, como se verá más adelante (e.g. PHI, 1996; Join et al. 2005; Won et al., 2006).

### **3.3 COMPORTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE LOS MATERIALES Y ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS**

A continuación vamos a comentar de una forma más pormenorizada algunos de los principales factores o procesos que condicionan el comportamiento hidrogeológico de los materiales volcánicos en ambas escalas de observación:



Figura 3.2.- Diferentes afloramientos de agua en coladas volcánicas fracturadas.

### 3.3.1 Porosidad y permeabilidad inicial

Muchos de los materiales volcánicos poseen una porosidad y permeabilidad inicial elevada, debido principalmente a la fracturación por retracción asociada al rápido enfriamiento y/o a la vesicularidad ocasionada por la liberación de gran cantidad de gases contenida en la propia roca (principalmente  $\text{CO}_2$  y vapor de agua) (e.g. Sruoga et al., 2004). No obstante, los materiales volcánicos suelen ser fácilmente alterables, disminuyendo drásticamente su permeabilidad con el tiempo y/o tras sufrir procesos de carácter térmico, hidrotermal o hídrico. Finalmente con el paso del tiempo se genera una formación de baja permeabilidad que, no obstante, conserva una porosidad total y drenable relativamente alta en comparación con otras rocas consolidadas (Custodio, 1986).

### 3.3.2 Composición mineralógica de las rocas

En los ambientes volcánicos suele existir una gran variedad en la composición mineralógica de las rocas, desde basanitas hasta riolitas, favoreciendo una diversidad enorme en las características hidrogeológicas de los materiales (Tabla 3.1). Sin embargo, en general y desde un punto de vista cualitativo, se puede considerar que las lavas basálticas y los depósitos piroclásticos tienen una permeabilidad inicial superior a las lavas fonolíticas y los diques.

### 3.3.3 Alteración hidrotermal y compactación

De una forma general, la alteración hidrotermal asociada a la circulación de fluidos calientes o inyecciones de magma, transforma progresivamente en arcillas y limos los materiales volcánicos preexistentes, pudiendo precipitar y ocluir poros y fisuras junto a



Figura 3.3.- Alteración hidrotermal, coloquialmente conocida como los "azulejos" , en la Caldera de Las Cañadas del Teide (Tenerife).

otros minerales secundarios derivados de este proceso, modificando el aspecto de los depósitos rocosos sobre los que actúan. Por ello, las zonas alteradas hidrotermalmente presentan normalmente una intensa coloración verde-rojiza asociada a la formación de ceolitas, óxidos de hierro y sulfatos, entre otros. Son frecuentes en zonas próximas a fracturas, conductos, diques, etc., por los que circularían con facilidad gases volcánicos y/o aguas termales. La compactación, por su parte, es más intensa en aquellos materiales que tienen poca resistencia mecánica, especialmente si ya han sido debilitados previamente por la alteración hidrotermal. El resultado de estos dos procesos es una disminución de la porosidad de los materiales con el tiempo, favoreciendo las pérdidas de permeabilidad y de porosidad drenable de los mismos, aunque con diferente intensidad en función de la sensibilidad o resistencia de los materiales a cada uno de estos factores. Debido a estas condiciones, aquellos materiales que son más recientes suelen tener una permeabilidad inicial mayor que la que pueden tener materiales antiguos (Join et al., 1997; Vittecq et al., 2015).

Los procesos de alteración y erosión de los materiales volcánicos son relativamente rápidos como resultado de su metaestabilidad petroquímica y su diaclasamiento, por lo que su modelación erosiva y la generación de sedimentos con estos materiales es muy rápida cuando se dan las condiciones climáticas adecuadas (Cabrera y Custodio, 2013).





Figura 3.4.- Naciente en la isla de Tenerife.



Figura 3.5.- Buzamiento de coladas.

80

### 3.3.4 *Fracturación secundaria*

La fracturación secundaria, inducida por la intrusión de diques, sismicidad o la inestabilidad estructural de los depósitos, entre otros procesos, puede modificar el comportamiento hidrogeológico del sistema, normalmente incrementando la permeabilidad de un material que a priori debería ser reducida. La fracturación puede afectar a todo tipo de materiales, pero el cambio hidrogeológico está condicionado por las características reológicas de los mismos. En las lavas y diques, que son más frágiles, el cambio será muy acusado, pero en materiales más dúctiles como los depósitos piroclásticos o los paleosuelos ricos en material arcilloso, las fracturas pueden volver a cerrarse por deformación plástica de la roca encajante.

### 3.3.5 *Flujos de lava o coladas*

Como se ha comentado anteriormente, los dos tipos principales de flujos de lava son las pahoehoe y las "aa". Las secuencias en forma de capa, de las coladas de lavas, generan espacios vacíos, huecos, vesículas, fracturas y una gran porosidad (Figura 3.4). En este sentido las coladas "aa", son las más productivas a nivel hidrogeológico, por su gran permeabilidad, aunque en su núcleo central, más denso, la permeabilidad disminuye.

El buzamiento de los flujos de lava también condiciona la dirección y el sentido del flujo subterráneo, ya que las aguas infiltradas se van moviendo a través de las brechas de techo y/o de base de las coladas siguiendo el camino que le condiciona la gravedad o las diferentes estructuras impermeables (Figura 3.5). Por tanto, en zonas llanas, la conductividad hidráulica es mayor en los flujos paralelos a la colada y menor en la dirección perpendicular a esta.



Figura 3.6.- Afloramiento de aguas termales en la galería de la Fuente Santa en la isla de La Palma (Tenerife).



Figura 3.7.- Familia de diques geológicos en el golfo de Frontera en el Hierro.

Las lavas basálticas fluidas, que continúan circulando bajo una costra ya solidificada por la diferencia térmica con las condiciones climáticas externas (aire, agua, etc.), pueden experimentar un descenso de nivel al disminuir el caudal de emisión o ahondar su propio cauce subterráneo. Este proceso crea un vacío o cavidad en el interior de las coladas, formándose los tubos o túneles volcánicos (Araña y López, 1974) (Figura 3.6). Los tubos volcánicos, al igual que las grandes cavidades kársticas, son extremadamente permeables. Sin embargo, a diferencia de los ambientes kársticos, estos conductos no suelen estar hidráulicamente conectados, quedando generalmente secos, aunque en condiciones favorables de climas húmedos pueden canalizar el flujo y la descarga de agua subterránea (Custodio, 2007).

### 3.3.6 Depósitos piroclásticos

Las formaciones donde dominan los depósitos piroclásticos, que son los productos de proyección aérea de las erupciones volcánicas, son considerados menos permeables que los flujos de lava brechoides recientes, excepto para depósitos piroclásticos muy jóvenes no alterados ni compactados.

Un subgrupo importante dentro de los depósitos piroclásticos son las formaciones asociadas a las nubes ardientes, o depósitos ignimbríticos. Las ignimbritas, como se denominan comúnmente, pueden estar intensa o parcialmente soldadas si aún existía calor suficiente en el proceso de deposición, o pueden permanecer relativamente desagregadas y con abundantes partículas de material vítreo si no hubo condiciones favorables para la cohesión. En el caso particular de los depósitos ignimbríticos soldados no fracturados, éstos pueden ser materiales de extremadamente baja permeabilidad (Hinds et al., 1999),



Figura 3.8.- Diques en terrenos costeros erosionados en la isla de La Gomera.



Figura 3.9.- Dique geológico dentro de galería y nomenclatura de números romanos utilizada por el Ingeniero Carlos Soler (2004) en sus perforaciones.

como se ha comentado anteriormente, lo que ha llevado a ser candidatas para el almacenamiento de residuos radioactivos (e.g. Yucca Mountain, EE.UU.).

### 3.3.7 *Diques geológicos*

Los diques representan el material fundido que en su movimiento desde la cámara magmática hacia la superficie solidifica en los propios conductos o fracturas de ascenso, normalmente discordantes a la roca encajante. El enfriamiento relativamente más lento de estas rocas filonianas o subvolcánicas, permite un mayor desarrollo de la cristalización de los minerales fundidos, haciéndoles más resistentes que los materiales volcánicos, los cuales, en contacto con las condiciones climáticas de superficie (aire, agua, etc.) se enfriaron más rápidamente. De hecho, en los propios diques es frecuente observar una cierta zonificación entre el núcleo, con un mayor grado de cristalización, y los bordes, más vesiculados.

En las paredes de los barrancos de las zonas más antiguas y erosionadas de las islas volcánicas, como los complejos basales, los diques se pueden observar con mayor facilidad formando muros de espesor variable (1-10 m) que suelen agruparse en familias o enjambres con orientaciones similares.

La intensidad de la fracturas que presente, la estructura, ubicación y orientación respecto al flujo de agua subterránea de estas redes de diques, son características fundamentales para entender la geometría de los acuíferos insulares, dado que constituyen elementos hidrogeológicos fuertemente anisótropos (Babiker y Gudmundsson, 2004). La disposición genético-estructural de los diques condiciona los sistemas de flujo regional y los

gradientes piezométricos, pudiendo actuar como pantallas represando el agua subterránea o facilitando y redirigiendo el flujo subterráneo (Poncela, 2015). Los bordes de los diques suelen presentar una fracturación paralela a la dirección de emplazamiento, esto es, que en sentido paralelo al flujo subterráneo los bordes de los diques son estructuras muy permeables, favoreciendo zonas preferenciales de circulación; por el contrario, en sentido perpendicular al flujo representan barreras hidrogeológicas, dado que tienen una porosidad y permeabilidad muy baja, sobre elevando el nivel freático.

Esta configuración de los diques, los cuales suelen compartimentar formaciones más permeables, hace posible que en las zonas de las dorsales volcánicas, que son áreas de mayor actividad volcánica donde existen importantes redes de diques perpendiculares al sentido de circulación del agua subterránea cumbre hacia el mar y donde se concentra la mayor cantidad de precipitaciones, el nivel freático pueda alcanzar hasta 1.500 m sobre el nivel del mar.

Los diques, a nivel hidrogeológico, pueden actuar de dos maneras; como vías preferenciales de flujo de agua o bien como barrera al mismo dado que tienen una porosidad y permeabilidad muy baja, por lo tanto una baja conductividad hidráulica. Este comportamiento depende de la intensidad de la fracturas que presente, la estructura, ubicación y orientación respecto al flujo de agua subterránea (Babiker & Gudmundsson, 2004). Algunas familias de diques se concentran en las dorsales de las islas, que son áreas donde se produce una mayor cantidad de precipitaciones.

### 3.3.8 *El agua en el suelo*

Tras una erupción, en la superficie de los materiales volcánicos emitidos comienzan a tener lugar una serie de procesos físicos, químicos y biológicos que, con el tiempo, dan lugar a la formación de suelos, siendo el clima un factor dominante. Los suelos más comunes en terrenos volcánicos son los clasificados como andosoles (del japonés *an do*, suelo oscuro, y del latín *sol*, suelo), los cuales se desarrollan preferencialmente donde el material parental son cenizas y otros materiales volcánicos ricos en vidrio como pómez, escorias, etc. (Shoji et al., 1993). El vidrio volcánico, con un tamaño de partículas inferior a 2 mm de diámetro, al descomponerse genera partículas con tamaños inferiores a 0,08 mm (arcillas y limos). Estas partículas son denominadas alofanos e imogolitas, las cuales son responsables de algunas propiedades singulares que caracterizan el comportamiento de estos suelos (Wesley, 1998).

Los andosoles suelen tener altos valores en contenido de materia orgánica (~20%) que les da su característico color oscuro, además de una gran capacidad de retención de agua a causa de la comentada elevada porosidad inicial de los materiales volcánicos, presentando buena resistencia a la erosión hídrica (FAO, 2001). Estas condiciones, unidas a la meteorización química asociada a la humedad y los gases atmosféricos (e.g. O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>) de



Figura 3.10.- Paleosuelo o almagre en el Hierro.



Figura 3.11.- Paleosuelo o almagre en el interior de una galería.

las rocas volcánicas, favorecen la liberación de grandes cantidades de elementos cruciales para la vida procedentes de los minerales que formaban las rocas, resultando en suelos extremadamente fértiles.

### 3.3.9 Paleosuelos

Los paleosuelos en general, son suelos fósiles, restos de un suelo antiguo que ha quedado cubierto por otros depósitos. En los terrenos volcánicos, es frecuente que estos suelos hayan sido enterrados por depósitos piroclásticos o coladas de lavas procedentes de erupciones posteriores. En este último caso, los flujos de lava calientan el suelo a una temperatura elevada, que puede llegar hasta los 1.000 o 1.200°C, formando un característico color rojizo como consecuencia de la cocción de la arcilla y de la materia orgánica presente en el suelo. En Canarias, este tipo de paleosuelos se denominan comúnmente almagres y tienen espesores muy variables, desde pocos centímetros a varios decímetros (Figuras 3.10 y 3.11). En pendientes pronunciadas, estos suelos tienen poco desarrollo, siendo mayor en superficies llanas. De una forma cualitativa, la presencia del almagre entre materiales volcánicos suelen indicar que se produjo un tiempo suficientemente prolongado entre las erupciones que emitieron dichos materiales como para permitir el desarrollo de un suelo, cuyo espesor es función directa del tiempo inter eruptivo en esa zona.

Su relación con el agua es fundamental, dado que debido al contenido en arcillas y a su elevado grado de compactación y alteración respecto de las rocas circundantes, forman capas sub-horizontales de muy baja permeabilidad que pueden dar lugar a acuíferos colgados y provocar nacientes cuando son intersectados por la superficie topográfica.

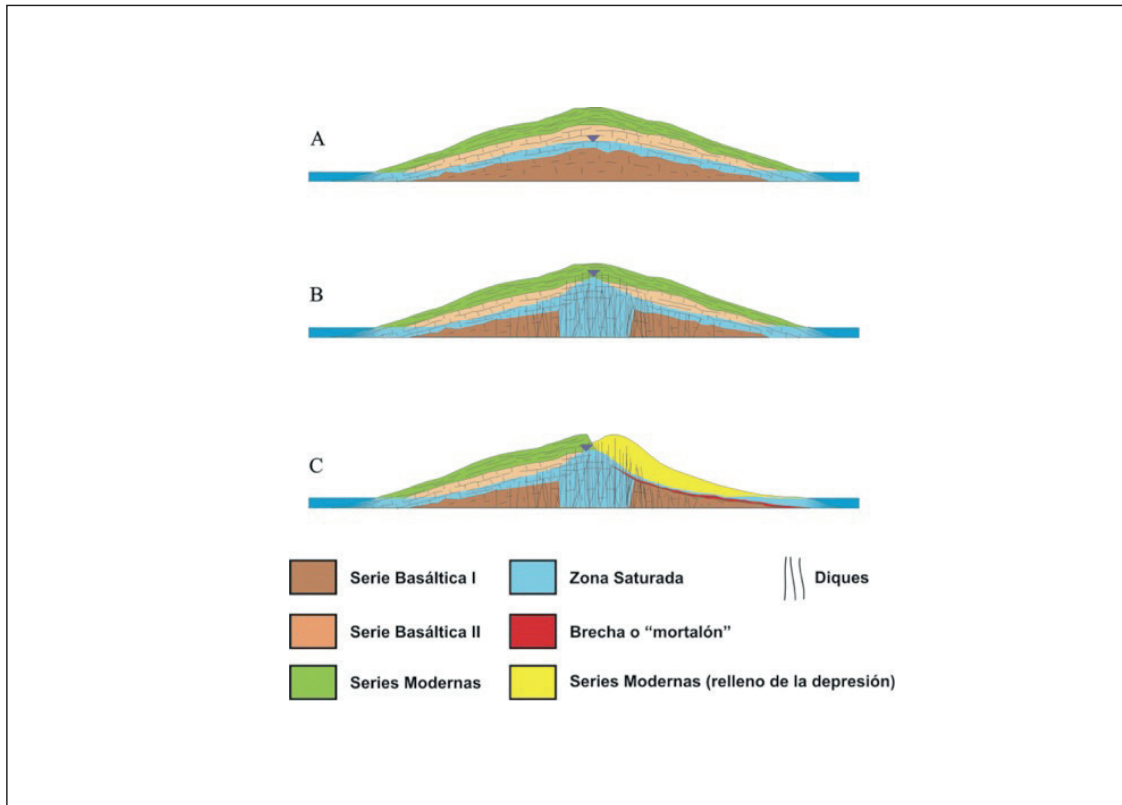


Figura 3.12.- Cortes hidrogeológicos ideales de tres ambientes volcano-estructurales presentes en Tenerife (modificado de Navarro y Farrujia, 1989; de Marrero, 2010). En B y C se puede advertir la sobre elevación del nivel freático en el núcleo de la dorsal debido a que es la zona de mayor intrusión de diques.

### 3.4 TIPOS DE ACUÍFEROS INSULARES

#### 3.4.1 Ambiente volcanoestructural

En general los factores anteriormente nombrados son los que condicionan las características hidrogeológicas de los materiales volcánicos. Sin embargo, desde un punto de vista más amplio, el ambiente volcano estructural en el que estén esos materiales es el que al final controlará el funcionamiento del acuífero. En islas volcánicas como Tenerife, La Palma o El Hierro, se puede hablar de al menos tres ambientes volcano estructurales claramente diferenciados (Figura 3.12):

##### A. Macizos basálticos

En estos ambientes, que suelen estar constituidos por los materiales más antiguos, la permeabilidad ya de por sí reducida, disminuye con la profundidad debido al mayor grado de compactación y alteración que han ido sufriendo con el tiempo.

### B. Zonas de dorsales o rift

Las dorsales son zonas elevadas del territorio insular, asociadas por tanto a una mayor precipitación, y que están caracterizadas por una fuerte intrusión de diques que inducen una fracturación secundaria importante, aumentando la porosidad drenable y una alta permeabilidad vertical. Estas características hidrogeológicas permiten la mayor infiltración y, la existencia de diques permiten la acumulación de aguas subterráneas y la sobre elevación del nivel freático. Dentro de este ambiente volcano estructural se pueden identificar dos zonas: el núcleo, donde las características antes mencionadas son más patentes y en el que el flujo paralelo a la fracturación o longitudinal predomina sobre el flujo transversal, y los márgenes, donde la intrusión de diques y la fracturación y microfracturación asociada es mucho menor permitiendo un mayor flujo en sentido, desde la cumbre hacia el mar.

### C. Valles y depresiones

Normalmente los valles y depresiones suelen estar rellenos de materiales volcánicos y/o sedimentarios más jóvenes y de mayor permeabilidad que los que constituyen la base, que puede estar formada por brechas relacionadas con deslizamientos gravitacionales (e.g. Navarro y Coello, 1989) u otro material de muy baja permeabilidad. En la cabecera de estos ambientes suelen existir diques paralelos a la misma que dificultan el flujo de agua subterránea en sentido cumbre-mar.

#### *3.4.2 Acuíferos formados por deslizamientos gravitacionales*

Los deslizamientos o “debris avalanche”, también influyen en la formación de los acuíferos insulares. Estos grandes movimientos de terreno pueden ocurrir por inestabilidades en los edificios insulares formados y por otros condicionantes ambientales, y cuando ocurren, las consecuencias para el acuífero son inmediatas: crean un depósito caótico de avalancha, de baja permeabilidad, formado por conglomerados y arcilla. Denominado por el geólogo canario Telesforo Bravo, como “fanglomerado”, en el argot minero canario se denomina mortalón, al parecer, por su similitud con la forma de una mortadela (matriz de arcilla más piedras). Ejemplos en Canarias son conocidos, entre otros, el del Valle de La Orotava, Icod y Güimar (Tenerife) o El Golfo (Hierro) (Figura 3.13).

A gran escala hay variaciones verticales de permeabilidad, debido a la sucesión de depósitos y coladas de procesos eruptivos diferentes que dan lugar a un modelo en capas superpuestas, de manera que la permeabilidad disminuye con el aumento de la profundidad, como norma general. Las variaciones horizontales de este parámetro son más acusadas que en la vertical, sobre todo en el ámbito de las zonas de dorsales o rifts, a causa de la presencia de diques y fracturas secundarias.



Figura 3.13.- Deslizamiento de El Golfo en la isla de El Hierro.



Figura 3.14.- Galería de agua que ha alcanzado el "mortalón" o depósitos de avalancha. (foto cortesía de Rafael Fenoll).

A nivel de explotación del recurso hídrico, las minas de agua o galerías al llegar a la zona de los depósitos de avalancha, se dificulta enormemente el avance. Puede ser necesario su estabilización mediante la instalación de entibado metálico o bloques de hormigón. Una vez instalado el sostenimiento, se percibe en algunas galerías una reducción muy importante de sección debido al empuje del terreno (Figura 3.14), que obliga a ejecutar frecuentes labores de mantenimiento.

### 3.4.3 Acuífero basal o general

Cuando se produce la precipitación, parte del agua se infiltra en el terreno, una porción de esa lluvia se incorporará a las plantas, humedecerá el suelo, otra se evaporará y finalmente una parte seguirá un recorrido vertical hacia la zona saturada. Si el agua no se encuentra con ningún nivel impermeable, ésta discurre lentamente a través de las capas superiores del subsuelo de mayor permeabilidad hasta que se encuentra con materiales de menor permeabilidad que frena su movimiento, constituyéndose una zona saturada. En estas formaciones, que suelen estar constituidos por los materiales más antiguos y profundos, intensamente intruídos por diques, la permeabilidad ya de por sí reducida, disminuye con la profundidad debido al mayor grado de compactación y alteración que han ido sufriendo con el tiempo (Custodio, 2007).

Las reservas hídricas subterráneas de las islas volcánicas oceánicas en general se encuentran formando parte de esta zona saturada general, que se conoce como acuífero basal. Se ha identificado en numerosos islas volcánicas oceánicas, como en la isla Reunión, relacionado con la formación volcánica más antigua, y se corresponde con la superficie freática





Figura 3.15.- Naciente en Tenerife. (Foto cortesía Francisco Puerta).

identificada en las zonas costeras (Join et al., 1997). Por debajo, de estas formaciones, las reservas hídricas se consideran despreciables.

La presencia de esta masa de agua y su flotabilidad sobre las aguas marinas, a causa de la diferencia de densidad entre el agua salada y el agua dulce, depende del volumen de agua infiltrado y la conductividad hidráulica de los materiales (Falkland y Custodio, 1991).

#### 3.4.4 *Acuíferos colgados*

Los acuíferos colgados, también conocidos como acuíferos suspendidos, son el resultado de la retención de una fracción de agua por encima del nivel piezométrico del acuífero basal o general de la isla, en la zona no saturada. El agua fluye por coladas entre niveles piroclásticos alterados y paleosuelos, pudiendo seguir varias líneas de flujo. Si en ese movimiento alcanza uno de estos niveles piroclásticos de mayor espesor, el agua aflora dando lugar a nacientes (Figura 3.15). Por tanto, la presencia de estos acuíferos se evidencia en los patrones de distribución lateral y vertical de los nacientes, así como por las características hidrogeológicas de los pozos y galerías que los interceptan, con caudales muy irregulares. Las propiedades hidráulicas de estos acuíferos dependen de las características del medio rocoso que los confiere: espesor, continuidad, paleorelieve, grados de fracturación, estado de alteración, etc.

### 3.4.5 Acuíferos costeros

Este tipo de acuífero, a diferencia del basal, no se origina sobre las formaciones profundas y de baja permeabilidad del interior de las islas, como el complejo basal, si no que se mantiene en un equilibrio dinámico flotando sobre el agua marina, más densa, que ha penetrado en el interior de la isla.

Los aspectos de las relaciones agua dulce-agua salada en las regiones costeras de los terrenos volcánicos responden a la estructura y composición de los materiales que los conforman, según las características enumeradas anteriormente. Así, en islas volcánicas, es usual que los procesos de intrusión marina se frenen si el complejo basal está situado en la zona costera. Sin embargo, cuando en la costa se sitúan materiales volcánicos más jóvenes (y normalmente, más permeables), a veces interestratificados con formaciones sedimentarias, la explotación de los acuíferos costeros puede producir conos salinos y desplazamientos laterales de la cuña de agua marina (Custodio, 2010). De los tres tipos de acuíferos descritos anteriormente, este es el más vulnerable, debido a la intrusión marina. También, debido a la mayor densidad poblacional en las zonas costeras, es el más explotado.

## 3.5 CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA HIDROQUÍMICA DE LAS FORMACIONES VOLCÁNICAS

Los solutos disueltos presentes en las aguas subterráneas pueden tener diversos orígenes: los aportados por las precipitaciones y la lixiviación de la deposición seca procedente del spray marino y el polvo atmosférico, las reacciones orgánicas en el suelo, la meteorización del medio poroso, los aportes externos de la actividad humana, etc. (e.g. Apello y Postma, 1994; Drever, 1997). No obstante, mientras la composición hidroquímica de las aguas en el suelo y cercanas a la superficie del terreno es principalmente función del clima y de la lluvia, cuando éstas se infiltran en el subsuelo y percolan a través de la zona no saturada hacia el acuífero, otros factores cobran cada vez mayor influencia en las características hidroquímicas finales del agua subterránea.

En los acuíferos volcánicos, las características hidroquímicas del agua subterránea una vez infiltrada en el subsuelo están fuertemente condicionadas por la composición mineralógica, el tipo de textura y de su alterabilidad, grado de fragmentación, etc. de la formación geológica que contiene el recurso o incluso la presencia, en zonas volcánicamente activas, de gases endógenos (principalmente CO<sub>2</sub>) que normalmente confieren una mayor agresividad al agua (Custodio, 1978; Sigurdur y Eugster, 1987).

### 3.5.1 Contenido catiónico

En las rocas volcánicas, la solubilidad de la fracción catiónica mineral suele ser mucho mayor que la de la fracción aniónica; por tanto, el contenido en cationes de las aguas subterráneas está normalmente más relacionado con la composición de las rocas del medio poroso por las que circulan. La adquisición por parte del agua subterránea de las diversas sustancias presentes en el medio poroso depende, en gran medida, de la composición química y mineralógica de las rocas del sistema acuífero ya que la constitución de éstas, ácida, básica o intermedia, repercutirá en el aporte de cationes diferentes. Así, las rocas básicas suelen aportar sales a las aguas subterráneas más rápidamente que las rocas ácidas (Custodio, 1978), dado que la meteorización es menos intensa en estas últimas que están formadas por minerales menos alterables que los de las primeras en el contexto termodinámico próximo a la superficie.

Las aguas que circulan por basaltos y traquitas reciben un mayor aporte de  $Mg^{2+}$  que de  $Ca^{2+}$  a diferencia de lo que ocurre en el resto de tipo de rocas volcánicas, mientras que aquellas que lo han hecho por rocas alcalinas suelen tener un contenido importante de  $Na^+$  (Soler y Lozano, 1985). El proceso de disolución irreversible de las plagioclasas sódicas, como la sanidina  $((Na,K)AlSi_3O_8)$  o la albita  $(NaAlSi_3O_8)$ , las cuales son muy abundantes en rocas ácidas, también aporta una gran cantidad de iones alcalinos a las aguas subterráneas. Otro de los procesos que pueden explicar el origen de las aguas subterráneas con altos contenidos en  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  y en sílice disuelta ( $H_4SiO_4$ ) es la hidrólisis del piroxeno (i.e. diópsido:  $CaMgSi_2O_6$ ) y el olivino ( $Mg_aFe_bSiO_4$ ) presentes en el basalto, cuando son atacados por las aguas ricas en  $CO_2$  disuelto por las que circulan.

En cuanto a la textura, según un estudio llevado a cabo por Sigurdur y Eugster (1987) en Islandia, las rocas basálticas que presentan una textura cristalina se disuelven un orden de magnitud más lentamente que los vidrios basálticos. El grado de fragmentación o el estado de división de la roca, entendiéndose como tal la mayor o menor superficie de reacción en función de la porosidad, fracturación secundaria, etc., también puede jugar un papel importante en la composición química de las aguas. En algunas zonas sísmicamente activas se han relacionado los cambios bruscos de la composición físico-química de las aguas con la creación de nuevas superficies de reacción y planos de rotura en las rocas del medio poroso como consecuencia de sismos relativamente lejanos pero de considerable magnitud ( $M_w \geq 5$ ) (Skelton et al., 2008).

### 3.5.2 Contenido aniónico

Respecto al contenido aniónico de las aguas subterráneas, en climas húmedos o semihúmedos, donde la recarga suele ser alta, el anión dominante es el  $HCO_3^-$  (y el  $CO_3^{2-}$  si el pH llega a ser alto) procedente de la lluvia y sobre todo del suelo, mientras que en climas áridos

y semiáridos, donde la recarga es menor pero más mineralizada, los aniones dominantes suelen ser el  $\text{Cl}^-$  y/o el  $\text{SO}_4^{2-}$  procedentes del lixiviado de la deposición seca y del agua de lluvia en equilibrio con los cationes y que, por tanto, no aportan agresividad al agua (Custodio, 1978, 1986).

En cambio, en terrenos volcánicos donde existe un aporte de  $\text{CO}_2$  endógeno, los aniones más abundantes en las aguas suelen ser el  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ , independientemente del clima. La oxidación de la pirita ( $\text{FeS}_2$ ) con el oxígeno del agua de infiltración y difundido desde la atmósfera en ciertas rocas submarinas y otras rocas volcánicas ácidas como las traquitas, puede contribuir significativamente con ión sulfato ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) al agua subterránea. El aporte de hidrogeniones a las aguas como resultado de la oxidación de la pirita también genera acidez y favorece la hidrólisis de los silicatos, sumándose al efecto del  $\text{CO}_2$  disuelto (Custodio, 1978; Veeger, 1991).

### 3.5.3 Aporte endógeno y agresividad del agua

En los ambientes volcánicos, la mayoría de los minerales presentes en las rocas, formadas casi totalmente por silicatos, presentan una solubilidad reducida. Sin embargo, estos minerales son fácilmente hidrolizables cuando existen iones de hidrógeno disueltos en el agua y el pH se mantiene relativamente bajo. Estas condiciones se cumplen cuando existe una cantidad elevada de  $\text{CO}_2$  disuelto en el agua subterránea que circula a través de las rocas, aumentando su agresividad química y favoreciendo los procesos de interacción agua-roca. Esta interacción genera una serie de reacciones que producen sales de bicarbonato solubles, sílice coloidal, cationes alcalinos y alcalinotérreos, entre otros, aumentando finalmente la salinidad del agua (Drever, 1997).

Este  $\text{CO}_2$  disuelto en terrenos volcánicos procede a menudo de emanaciones endógenas en áreas de volcanismo activo o residual (Valentín et al., 1990; Federico et al., 2002; Marrero et al., 2008), pero también el gas ocluido en los poros cerrados de las rocas puede contener importantes cantidades de  $\text{CO}_2$ , el cual se disuelve lentamente por difusión en el agua subterránea durante el proceso de alteración de la roca (Custodio, 1986, 1988).

### 3.5.4 Problemas de calidad en el recurso

La calidad físico-química de las aguas subterráneas en islas volcánicas oceánicas, suele estar muy influenciada por la formación geológica que contiene el recurso hídrico, la actividad volcánica y el tiempo de residencia en el acuífero. En este caso, se puede hacer una analogía con las características geotécnicas, las cuales pueden variar de una zona a otra cercana, debido a la anisotropía y heterogeneidad del macizo. En el caso del agua ocurre prácticamente lo mismo, el agua captada de una galería con respecto a la más cercana puede variar notablemente en cantidad y calidad, incluso puede haber una zona de

la captación, que se vea afectada por actividad volcánica residual o la presencia de gases endógenos profundos (en general de desgasificación de magmas en profundidad), principalmente el CO<sub>2</sub>, el cual acelera mucho la alteración de las rocas volcánicas.

En las islas volcánicas, las aguas subterráneas suelen representar un recurso hídrico estratégico debido a sus condiciones singulares (aislamiento, limitado almacenamiento, sobrepoblación, etc.). Sin embargo, la calidad de estas aguas subterráneas no siempre cumple los requisitos necesarios para su aprovechamiento, (BOE, 2003; Morán, 2011) debido a diversos problemas naturales y/o antropogénicos que actúan simultáneamente sobre el sistema hidrológico. En el caso particular de las Islas Canarias, es posible enumerar, como procesos naturales potenciales que afecten la calidad de aguas subterráneas, la actividad volcánica y la climatología, mientras que la actividad agrícola y la sobreexplotación de los acuíferos pueden ser las actividades antropogénicas principales.

92

#### 3.5.4.1 *Salinización*

Los procesos de salinización del agua subterránea en acuíferos volcánicos insulares pueden estar asociados a varios orígenes (Ritcher y Kreitler, 1993). El más frecuente es la intrusión marina, que se traduce en un avance tierra adentro de la interfase agua dulce/agua salada como consecuencia, normalmente, de la explotación de los acuíferos costeros (Custodio y Llamas, 1976, 1983). La intrusión marina aumenta considerablemente la mineralización de las aguas subterráneas, especialmente relacionadas con elevadas concentraciones de Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup>, dado que la halita (NaCl) es un constituyente principal de agua de mar, pero también de ión boro (B), entre otros.

Sin embargo, es importante destacar que, en algunas situaciones, las concentraciones relativamente elevadas de Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup> no son una evidencia concluyente de la intrusión de agua de mar en los acuíferos volcánicos costeros, ya que pueden confundirse o sobreponerse a los producidos por otros procesos, como la incorporación del aerosol marino presente en la atmósfera, a las fuentes locales de cloruros, incluyendo sistemas sépticos o estiércol animal, o a tasas muy importantes de bombeo que extraen aguas profundas mineralizadas.

El origen de estas aguas mineralizadas en los acuíferos volcánicos costeros, puede ser muy variado: aguas marinas antiguas atrapadas en el interior de las formaciones geológicas, como en el caso del Macizo de Betancuria, en la isla de Fuerteventura (Herrera, 2001) o en varias zonas costeras de la costa atlántica norteamericana (Sanford et al., 2013); aguas subterráneas aisladas en las zonas más profundas de un acuífero desde su formación y con un elevado tiempo de residencia (Dion y Sumioka, 1984); aguas subterráneas que, debido a la naturaleza volcánica del medio, adquieren características físico-químicas similares a las relacionadas con la mezcla de agua de mar. En este últi-



Figura 3.16.- Limpieza de canal debido a la precipitación de carbonatos.

mo caso, en la isla de La Palma, existen estudios que indican que la salinización de las aguas que se explotan a lo largo del barranco de Las Angustias y Tenisca, en la costa centro-occidental de la isla, no se debe a un proceso de intrusión marina (Pérez et al., 1994, 1995; Pérez, 2008) y sí a la fuerte interacción agua-roca favorecida por un aporte de  $\text{CO}_2$  endógeno. Sin embargo, en el Plan Hidrológico de La Palma se interpreta dicha mineralización como un efecto de la intrusión marina ocasionada por la sobreexplotación de los pozos costeros de la zona. Por tanto, para desarrollar acciones correctoras que permitan disminuir el grado de salinización en los acuíferos volcánicos costeros, queda patente que es necesario la realización de estudios e investigaciones que permitan definir el origen u orígenes de la salinización y su cuantificación.

La disolución (parcial o total) en el agua subterránea de minerales evaporíticos presentes en las formaciones geológicas por las que circula, también puede ser una fuente muy importante de salinización de los acuíferos, aunque poco frecuente en terrenos volcánicos.

### 3.5.4.2 Flúor

El flúor, o más correctamente el ión fluoruro (F) en las aguas, suele estar en concentraciones minoritarias, con valores inferiores a 0,5 mg/L (Drever, 1997). No obstante, en las aguas subterráneas de los terrenos volcánicos es frecuente observar concentraciones superiores a los 2 mg/L de flúor. El Real Decreto 140/2003 (BOE, 2003), indica que el nivel máximo de flúor en el agua de abasto o riego debe ser de 1,5 mg/L, mientras que los niveles óptimos estimados por la Organización Mundial de la Salud (OMS, [www.who.int/es/](http://www.who.int/es/)) están entre 0,5 y 1 mg/L.

El origen de estas concentraciones anómalas de flúor suele estar asociado a dos procesos: la disolución parcial de rocas volcánicas ácidas alcalinas (Custodio, 1986), cuyo contenido en Ca es menor que en rocas básicas y que permite la disolución de minerales fluorurados, tales como la fluorita ( $\text{CaF}_2$ ) o el fluorapatito ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ ), y/o por la adición de haluros volátiles (e.g. HF,  $\text{NH}_4\text{F}$ ,  $\text{SiF}_4$ , etc.) procedentes de la desgasificación parcial del magma en zonas volcánicamente activas (D'Alessandro, 2006).

La sobreexplotación del acuífero puede generar los siguientes efectos: (i) en zonas altas, extraer aguas más antiguas y/o profundas cargadas de sales y flúor; (ii) acelerar el descenso del nivel freático; (iii) en zonas costeras, la aparición de la intrusión marina.