

Hipótesis sobre el origen de la salinidad de las aguas subterráneas en la isla de Fuerteventura, Archipiélago de Canarias, España

Ch. Herrera^{(1) (2)} y E. Custodio^{(1) (3)}

(1) Departamento Ingeniería del Terreno, Universidad Politécnica de Cataluña, 08034 Barcelona, España.
E-mail: emilio.custodio@upc.es

(2) Actualmente, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
E-mail: cherrera@ucn.cl

(3) Temporalmente, Instituto Geológico y Minero de España, C/ Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, España.
E-mail: e.custodio@igme.es

RESUMEN

El estudio hidrogeoquímico e isotópico realizado en la parte central de la isla de Fuerteventura muestra que las aguas subterráneas se caracterizan por presentar una elevada mineralización, que aumenta con la profundidad. En el Complejo Basal del macizo de Betancuria se puede diferenciar una Unidad Superior, con aguas subterráneas de menor conductividad eléctrica (2,5-5,5 $\mu\text{S/cm}$) y temperatura variable entre 18 y 25 °C, que se corresponde en líneas generales con vulcanitas submarinas, y una Unidad Inferior, con aguas subterráneas de mayor conductividad eléctrica (5,5-24 $\mu\text{S/cm}$) y temperatura variable entre 25 y 30 °C, que coincide a grandes rasgos con rocas intrusivas. Las aguas subterráneas de la Unidad Superior son salobres y cloruradas sódicas, que en general presentan una alcalinidad moderada, relativamente bajos contenidos de sulfato y sílice y concentración de nitrato variable de un lugar a otro. Las aguas más salinas de la Unidad Inferior son cloruradas-sulfatadas sódicas, con altos contenidos de sílice y exentas de nitratos, salvo en aquellos sondeos en los que se ha producido mezcla por descenso de aguas de la Unidad Superior. La elevada salinidad de las aguas subterráneas de la Unidad Superior responde principalmente al efecto de la aridez climática insular; domina el efecto de evapoconcentración del agua de lluvia, con una menor incidencia de la interacción agua-roca, que se traduce principalmente en un exceso de sodio sobre el cloruro como consecuencia de la alteración de los silicatos. No obstante, para explicar las muestras más salinas de la Unidad Inferior se necesita considerar otros orígenes para la salinidad. A partir de la interpretación de la relación Cl/Br, de las relaciones iónicas más importantes, y del estudio de los isótopos del agua y del azufre, y con el apoyo de modelación hidrogeoquímica, se postula que el origen más probable de la salinidad es la mezcla con agua marina relictas presente en las rocas intrusivas del Complejo Basal. La muy pequeña y heterogénea permeabilidad macroscópica que presentan las rocas intrusivas explicaría la existencia de restos de paleoaguas de origen marino por encima del nivel del mar. Estas aguas también presentan contenidos elevados de sulfato, con origen distinto al marino, y que se asocian a la disolución de sulfatos de origen ígneo.

Palabras clave: Fuerteventura, hidrogeoquímica, hidrogeología, isla, macizo de Betancuria, salinidad, volcanismo

Hypothesis on the origin of groundwater salinity in Fuerteventura island, Canary Archipelago, Spain

ABSTRACT

The hydrogeochemical and isotopic study from the central area of Fuerteventura Island shows that groundwater presents high salinity, which increases downwards. In the Basal Complex of the Betancuria massif it is possible to differentiate an Upper Unit, with groundwater of relatively moderate electrical conductivity (2.5-5.5 $\mu\text{S/cm}$) and temperature between 18 and 25°C that broadly corresponds to submarine vulcanites, and a Lower Unit, with groundwater of a higher salinity (5.5 to 24 $\mu\text{S/cm}$) and temperature between 25 and 30°C, that mostly coincides with intrusive rocks. Groundwater from the Upper Unit are brackish and of the sodium chloride type, generally with moderate alkalinity, low sulphate and silica contents, and nitrate contents variable from one place to another. The more saline waters from the Lower Unit are of the sodium chloride-sulphate type, with high silica contents and without nitrates, but for occasional mixing with Upper Unit waters flowing down the boreholes. The high salinity of the Upper Unit groundwater is mostly the consequence of the island climatic aridity; it is mostly explainable by evapoconcentration of rainwater, with a minor effect of water-rock interaction, that manifests mostly as a sodium excess over chloride due to silicate mineral weathering. However, to explain the more saline groundwater from the Lower Unit other salinity sources have to be considered. After the values of the Cl/ Br ratio, of the most relevant ionic ratios, and of the study of water and sulphur isotopes, with the help of hydrochemical modelling, the salinity can probably be explained as a mixing with relict marine water existing in the intrusive rocks of the Basal Complex. The very low and heterogeneous macroscopic permeability of the

intrusive units may explain the existence of unflushed marine paleowaters above sea level. These waters also present high sulphate contents, different from marine ones, that may be associated to the dissolution of sulphates of igneous origin.

Key words: Betancuria massif, Fuerteventura, hydrogeology, hydrogeochemistry, island, salinity, volcanism

Introducción

La isla de Fuerteventura forma parte de las islas orientales del Archipiélago de Canarias. Después de Tenerife es la segunda isla más grande del Archipiélago, con una extensión aproximada de 1650 km² (Figura 1). La característica climática más importante de la isla de Fuerteventura es la aridez, al estar situada en el área de influencia sahariana. La orientación de la isla y la ausencia de elevaciones topográficas lo suficientemente altas con respecto a la trayec-

toria de los vientos alisios no favorecen la generación de lluvias orográficas. Esto se traduce en que las precipitaciones medias anuales en las partes más altas de la isla (hasta 800 m de altitud) apenas superen los 200 mm anuales, mientras que en las partes más bajas en algunos casos no alcanzan los 70 mm/año. Las precipitaciones más importantes se concentran entre los meses de noviembre y marzo, y pueden ser localmente intensas. La temperatura media anual varía entre 19,5 y 20,0° C.

Un problema generalizado en Fuerteventura es la

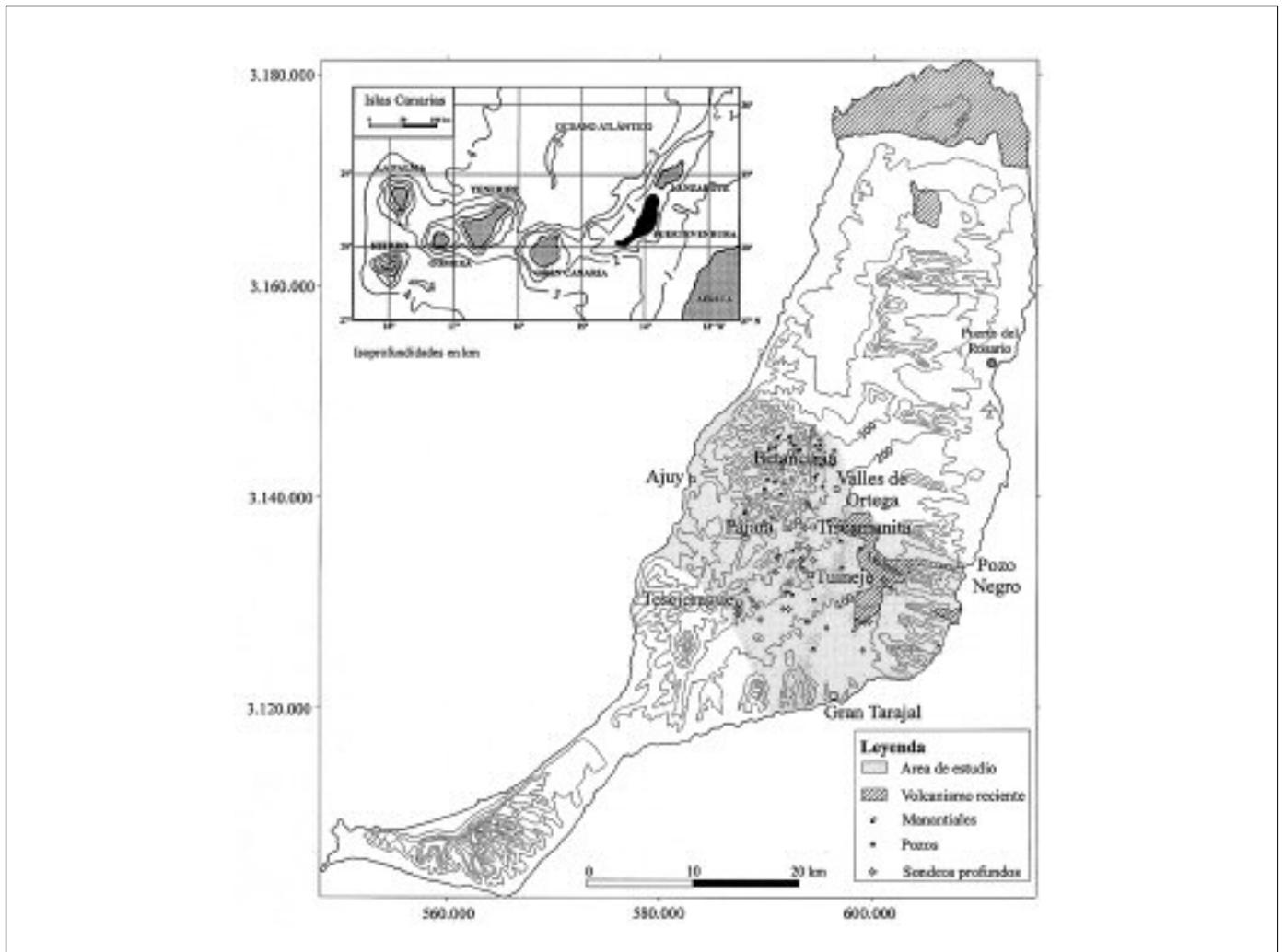


Fig. 1. Situación de la isla de Fuerteventura y límites del área de estudio. Se muestran las curvas de nivel cada 100 m
Fig. 1. Situation of Fuerteventura Island and limits of the study area. Altitude contours every 100 m are shown

elevada salinidad del agua, incluso de la escorrentía superficial, siendo frecuentes los valores de más de 1 g L⁻¹ de total de sólidos disueltos (TDS). Ello es debido conjuntamente a la elevada salinidad atmosférica (notable contribución del aerosol marino en una isla con mar generalmente batido) y la aridez climática (casi toda la precipitación se evapora en el suelo) (Custodio, 1990).

Los aprovechamientos clásicos de los recursos de agua son la recogida y almacenamiento de las ocasionales escorrentías de tormenta y la captación de aguas freáticas cerca de cauces y depresiones, que es la menos salina. Tradicionalmente las escorrentías se detienen y extienden mediante pequeñas obras en los cauces ("gavias" y "nateros"), para usos agrícolas. En ocasiones han existido acondicionamientos de superficies naturales y artificiales para recoger escorrentías en aljibes y "maretas" (Custodio y Cabrera, 2000).

Apenas existen "nacientes" (manantiales), los que a menudo se reducen a meros rezumes cuyo aporte pronto se evapora o reinfiltro, y que en general están en áreas de acusado relieve o acantiladas; manan agua salobre, de 1 a 4 g L⁻¹ de sólidos disueltos.

La explotación del agua subterránea en la isla se ha realizado tradicionalmente por medio de pozos de gran diámetro excavados a mano o con explosivos, extrayendo pequeños caudales para uso rural y abastecimiento local, y para apoyo agrícola y ganadero. Su profundidad es de unas pocas decenas a un centenar de metros. Un medio muy extendido para la extracción de las aguas de este tipo de captaciones fue la utilización de molinos de viento acoplados a una bomba de pistón. El agua extraída se acumula en un tanque-aljibe. Desde comienzos de la década de 1980 hasta mediados de la de 1990 se favoreció la construcción de sondeos profundos para la explotación del agua subterránea, en su mayoría construidos por métodos de percusión por cable, y algunas por rotoperCUSión con aire; alcanzan profundidades de hasta 300 m. El agua se extrae mediante electrobombas sumergidas alimentadas desde la red eléctrica o un grupo generador de gasóleo. En la realidad sólo se explotan unos pocos de estos sondeos, que son los que han resultado productivos, a veces previo tratamiento de desalinización del agua por ósmosis inversa. Su explotación está en recesión.

En general los pozos y sondeos están sin revestir o con sólo el revestimiento parcial necesario para evitar derrumbamientos y caídas de piedras que puedan afectar a los mecanismos de bombeo, y en su caso a los trabajos humanos en el fondo en el caso de obras de gran diámetro. La productividad de los pozos es pequeña, de menos de 1 Ls⁻¹, aunque algunos de los

pozos perforados puedan llegar a producir 5 Ls⁻¹ durante tiempos prolongados, con descensos de varias decenas de metros.

El agua de numerosos sondeos ha resultado más salina que el agua freática. Es un tema digno de estudio y de interés aplicado para el Plan Hidrológico Insular de Fuerteventura, aunque la mayor parte del abastecimiento urbano está actualmente resuelto mediante grandes plantas desalinizadoras de agua marina.

La investigación del origen de las salinidades del agua subterránea ha sido el objeto de la tesis doctoral realizada por el primer autor (Herrera, 2001), con la tutoría y apoyo del segundo. Dado que el trabajo presentaba dificultades de información previa y de acceso al terreno y a las captaciones de agua subterránea, y el área era muy extensa, se decidió considerar sólo el sector central de la isla (Fig. 1), donde hay más pozos, buscando la posible cuenca de drenaje superficial y subterránea al Barranco de Gran Tarajal, con cierta extensión hacia el Oeste para incluir algunos manantiales. Así, el área de estudio es una franja de costa a costa orientada NO-SE, sin llegar al litoral por falta de datos. Está dividida en dos por el amplio valle que desemboca en Gran Tarajal (Barranco de Gran Tarajal, que hacia aguas arriba se llama Barranco del Pozo), de orientación aproximada N-S. Por ello se habla del Sector Occidental (en realidad NO), que comprende buena parte del Macizo de Betancuria, y del Sector Oriental (en realidad SE) que es un conjunto elevado con tableros y cuchillos, disectado por barrancos profundos. En el área se encuentra el Malpais (Chico y Grande) de lavas recientes, casi sin alterar, que recubre los espacios interiores y que además tiene un derrame al mar por el Barranco de la Boca, en Pozo Negro, que es el límite NE del área de estudio.

La población local se asienta principalmente en las llanadas y valles al pie del Macizo de Betancuria, y en Gran Tarajal en la costa SE.

En realidad la información hidrogeológica disponible y obtenible es asimétrica pues se concentra en el lado SE del Macizo de Betancuria (Sector Occidental) y áreas centrales, y es escasa en el Sector Oriental, incluido el Malpais. Estos han sido incluidos para conseguir una panorámica hidrogeológica de la cuenca subterránea lo más completa posible. Pero la mayor parte de la discusión que sigue se refiere al Sector Occidental y áreas centrales.

El presente artículo se centra en tratar de explicar las causas de la salinidad del agua subterránea mediante consideraciones químicas e isotópicas a partir de los datos que se recogieron, produjeron y analizaron para la tesis mencionada (Herrera, 2001).

Hay que tener presente que no es posible discutir en este artículo, por razón de extensión, todos los aspectos que allí se incluyen. Tampoco las bases de información son extensas, tanto por la escasez de eventos de precipitación, disponibilidades económicas y acceso restringido a numerosos puntos de agua, como por tener que elaborar el modelo conceptual desde prácticamente su concepción y simultáneamente a la generación de datos. Además no ha sido posible realizar ninguna perforación de estudio ni ensayos especiales. En este contexto debe entenderse que lo que se aporta es un reconocimiento y estudio que contribuye un conjunto de hipótesis en primera aproximación, con la correspondiente discusión.

La información hidrogeológica previa se limitaba a algunos pocos reconocimientos del estudio SPA-15 (1975), un inventario de pozos del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) de la década de 1980, unas fichas inéditas de pozos realizados dentro del proyecto MAC-21 (realizado por la Legión a inicios de la década de 1980, con datos recogidos por no especialistas y unos análisis químicos de muestras tomadas en condiciones dudosas y no siempre conocidas) e informaciones orales de la Oficina de Proyectos del IGME en Canarias y de la recientemente constituida Oficina Técnica del Consejo Insular de Aguas de Fuerteventura. La información geológica disponible es notablemente más rica y diversa, pero limitada a estudios de superficie, al no haberse incorporado los datos en profundidad derivados de las perforaciones. La mayoría de estas perforaciones carecen de registros litológicos o se trata de datos imprecisos con designaciones locales de las rocas, aunque en algunos casos se han podido apoyar con observaciones de los detritus abandonados en la antigua balsa de lodos junto a algunos de los sondeos.

Geología

En el área de estudio afloran rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas que reflejan los eventos geológicos desarrollados en un ambiente dominado por la actividad volcánica desde el Cretácico hasta el Cuaternario Reciente (Figura 2). De acuerdo a sus características petrológico-estructurales, edad y ubicación geográfica, se agrupan en dos grandes unidades geológicas, correspondientes respectivamente al llamado Complejo Basal y al complejo Subaéreo Antiguo o Serie Basáltica (Coello *et al.*, 1992; Balcells *et al.*, 1994, IGME en prensa).

El Complejo Basal representa el período de construcción más antiguo de la isla y sus afloramientos ocupan la parte centro-occidental de la isla de

Fuerteventura. Las rocas más antiguas reconocidas en este conjunto corresponden a rocas sedimentarias marinas de edad Cretácica, formadas en un ambiente oceánico profundo y compuestas por series turbidíticas con intercalaciones calcáreas y silíceas. Todo el conjunto está deformado y plegado. Inmediatamente sobre las rocas sedimentarias submarinas se desarrolló una importante actividad volcánica, también submarina, que generó el nacimiento y crecimiento sumergido de la isla. Se trata de lavas y tobas basálticas y traquibasálticas, que han resultado intruidas simultánea y posteriormente por plutones de composición básica y ultrabásica. Durante el Paleógeno, en un régimen tectónico extensional, se desarrolló un complejo filoniano de extraordinaria densidad, de modo que aproximadamente la proporción de diques es del 75-95% dentro de la secuencia sedimentaria mesozoica y volcánica submarina, y del 50% en las intrusiones plutónicas (Fuster *et al.*, 1980). Estas intrusiones son las responsables de la emersión de la parte submarina.

A partir del Mioceno se desarrolló una intensa actividad volcánica que dio origen al primer episodio volcánico subaéreo. Se construyó la estructura principal emergida de la isla, que sufrió importantes deslizamientos gravitacionales (Stillman, 1999; Carracedo, 1999; Carracedo y Tilling, 2003). Es posible separar tres grandes edificios volcánicos subaéreos antiguos, cuya evolución ha sido independiente: Tetir o norte, Gran Tarajal o centro, y Jandía o sur. En la parte centro occidental del área de estudio, el Edificio Gran Tarajal es el que alcanza una mayor extensión; está compuesto por numerosas coladas basálticas de pequeña potencia, intercaladas con escorias, piroclastos y aglomerados. Las coladas buzan radialmente hacia la periferia. El relieve de esta unidad está modelado por una intensa erosión, con elevaciones alargadas muy características, conocidas con el nombre local de "cuchillos".

La actividad volcánica se reanudó en el Plioceno Inferior, con una única erupción que dio lugar al emplazamiento sobre el Complejo Basal del edificio volcánico de Morro Valdés (Fig. 2). Esta actividad volcánica es mucho menos masiva que la desarrollada durante el Mioceno. Las erupciones suelen ser locales, con formación de edificios piroclásticos de carácter estromboliano y pequeños volcanes en escudo, que en general se presentan alineados según directrices fisurales con dirección NNE-SSO.

Finalmente, a partir del Pleistoceno Medio se desarrolló un episodio volcánico de tipo fisural que se emplaza en las depresiones de la parte central del área de estudio. Los edificios volcánicos se presentan perfectamente conservados y sus campos de coladas

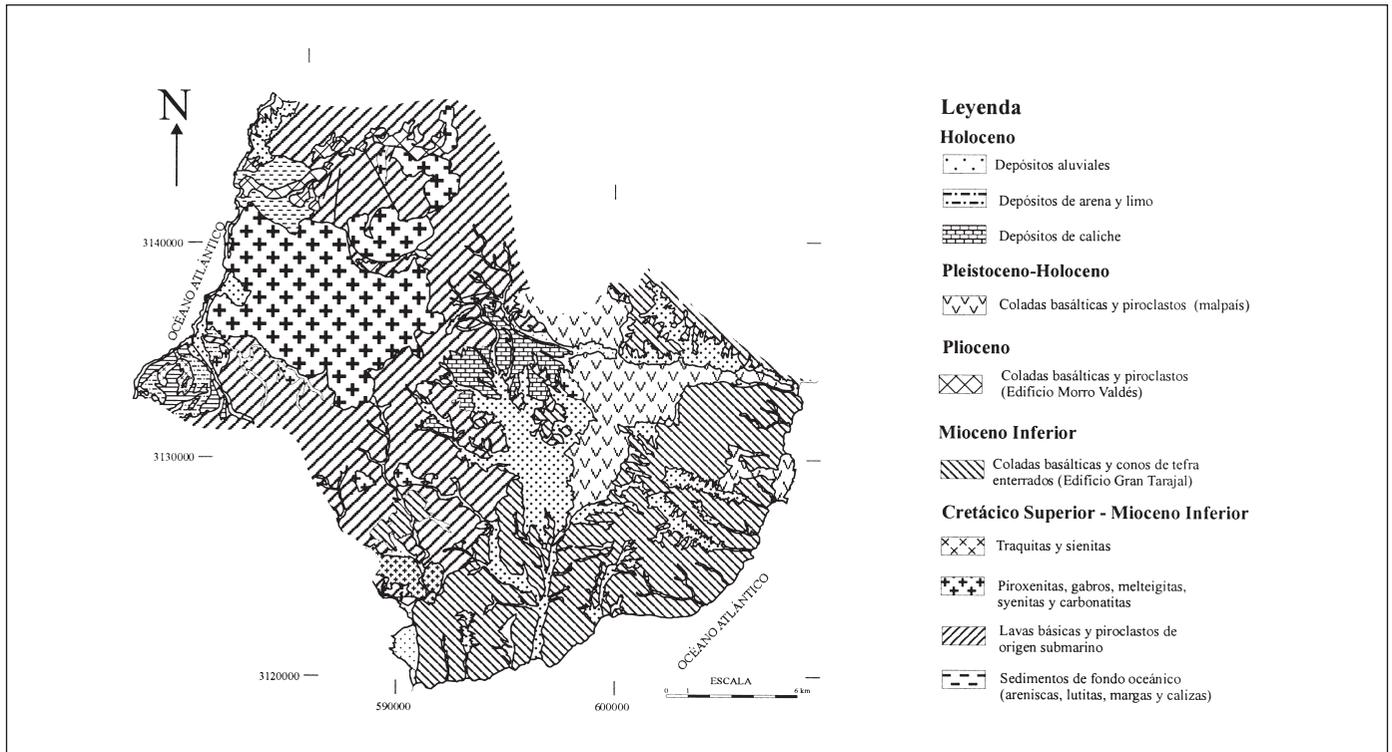


Fig. 2. Mapa geológico del área de estudio (modificado de IGME, en prensa)
 Fig. 2. Geological map of the study area (modified from IGME, in press)

son típicos "malpaises" con muy buen estado de conservación. Los productos de estas erupciones son siempre de naturaleza basáltica, predominando las lavas sobre los depósitos piroclásticos. La mayor concentración de depósitos piroclásticos, como bombas, lapillis y escorias, se encuentran en el edificio volcánico y su entorno. Las coladas de lava de esta unidad reciente presentan una gran homogeneidad composicional y corresponden a basaltos olivínico-augíticos. En general son muy vesiculares en la parte superior de la secuencia, y en la parte central presentan estructuras columnares.

Los materiales Holocenos sedimentarios son débiles recubrimientos de arrastres torrenciales y de arroyada, con frecuencia con modificaciones antrópicas, depósitos de encharcamiento temporal de carácter arcilloso-limoso y costras duras a modo de caliches bajo suelos pobres y de escaso desarrollo.

El inventario de pozos y sondeos del ITGE (1991) incluye algunas descripciones litológicas de los sondeos inventariados a partir de datos diversos aportados por las empresas perforadoras. También se cuenta con algunas descripciones más detalladas de sondeos de reconocimiento geológico e hidrogeológico realizados por el extinto Servicio Geológico de Obras Públicas (SGOP). En el caso de las descripcio-

nes geológicas realizadas en algunos sondeos para captación de agua existen dudas en cuanto a la interpretación debido a que la descripción se hizo con el detritus recuperado de la perforación a rotoperforación.

A efectos de la discusión hidrogeológica, a partir de la distribución de las unidades geológicas más importantes se puede dividir el área de estudio en dos sectores principales, que coinciden con los morfológicos comentados anteriormente: 1) un *Sector Occidental*, constituido por rocas volcánicas e intrusivas del Complejo Basal, y 2) un *Sector Oriental*, compuesto por lavas miocenas del Edificio de Gran Tarajal y por depósitos volcánicos y sedimentarios del Pleistoceno-Holoceno. El límite entre ambos dominios se sitúa en la Depresión Central (Barranco de Gran Tarajal-Valles de Ortega, fig. 1) y en parte se encuentra cubierto por depósitos aluviales recientes y depósitos de caliche. Corresponde a un cambio litológico brusco, que en planta es aproximadamente rectilíneo, por lo que no se descarta que corresponda a un posible contacto por falla. La figura 3 presenta un corte hidrogeológico esquemático e interpretativo O-E, donde se expone la distribución de las unidades indicadas anteriormente. Se ha orientado de modo que muestre las lavas recientes.

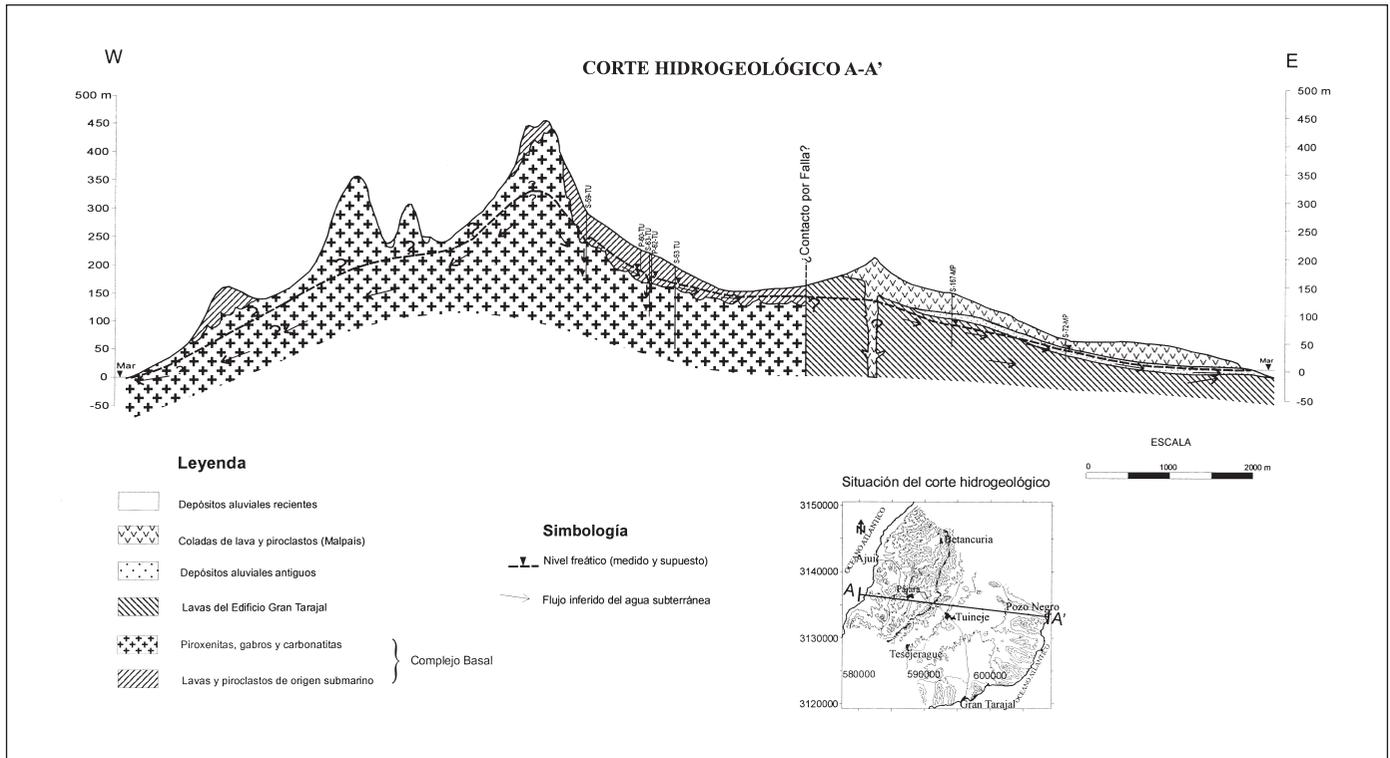


Fig. 3. Corte hidrogeológico esquemático O-E del área de estudio. Escala vertical exagerada (según Herrera, 2001)
 Fig. 3. West-east schematic hydrogeological cross-section of the study area. The vertical scale is exaggerated (after Herrera, 2001)

Sector Occidental

El Sector Occidental está compuesto principalmente por rocas volcánicas e intrusivas del Complejo Basal. De la interpretación de los numerosos sondeos para agua realizados en Tuineje y Tiscamanita se deduce que las unidades volcánicas se sitúan espacialmente sobre las rocas intrusivas, lo que permite separar una Unidad Hidrogeológica Superior de naturaleza volcánica y una Unidad Hidrogeológica Inferior de naturaleza intrusiva.

La Unidad Superior está formada por lavas y tobas submarinas que comprenden traquibasaltos, traquitas y basaltos, y que contienen brechas y tobas soldadas. Esta unidad se encuentra cortada por una densa malla de diques, de orientación principal N15°E. Su espesor es variable; el mayor valor medido en un sondeo es de 68 m, aunque no se descartan espesores mayores en zonas donde no se observan materiales intrusivos en superficie y no existen columnas litológicas de sondeos. En superficie esta unidad puede estar cubierta por depósitos de relleno de barranco, depósitos coluviales y costras de caliche. El límite inferior de la unidad es irregular y queda definido por un contacto por intrusión con rocas plutónicas del Complejo Basal.

La Unidad Inferior esta compuesta por rocas intrusivas del Complejo Basal, cuyos tipos litológicos dominantes son gabros, piroxenitas, meltigitas, ijolitas, sienitas y carbonatitas. La mayoría de puntos de observación que penetran en la Unidad Inferior corresponden a sondeos profundos localizados en las localidades de Tuineje y Tiscamanita. En la vertiente occidental del Macizo de Betancuria existen escasos puntos de observación de esta unidad. Se pueden encontrar zonas donde las rocas intrusivas se encuentran próximas a la superficie o aflorantes, como sucede en el área de Tiscamanita.

Sector Oriental

El Sector Oriental está constituido por lavas basálticas e intercalaciones de piroclastos correspondientes al Edificio Gran Tarajal. En el Edificio Gran Tarajal la zona saturada se localiza en los materiales inferiores de este antiguo volcán, en la base de la estructura volcánica. Se trata de coladas de lava tabulares que pueden alcanzar una continuidad lateral de varios kilómetros, y que se encuentran ligeramente inclinadas hacia el Este en ese lugar. Corresponden a basaltos piroxénicos y piroxénico-olivínicos, con escasos

niveles piroclásticos intercalados. En la Depresión Central esta unidad aparece cubierta por depósitos aluviales y por las lavas recientes del Malpaís, mientras que en los "cuchillos" aparece cubierta por materiales intermedios y superiores del mismo volcán. El límite inferior de estos materiales basálticos no se reconoce en ninguno de los escasos sondeos profundos del área de estudio, pero cabe esperar que se trate de un contacto discordante con las lavas submarinas del Complejo Basal.

Piezometría

La figura 4 presenta la piezometría del área de estudio, construída con datos del período 1998-1999; en parte mezcla datos freáticos con datos profundos, ya que la diferencia entre ambos es pequeña relativamente a nivel regional y no afecta a la forma general. Se refiere al período indicado ya que la explotación puede haber ido deprimiendo algo los niveles.

En general la superficie piezométrica sigue aproximadamente la forma de la topografía del terreno sin que se llegue a apreciar ningún salto entre los secto-

res Occidental y Oriental. La continuidad hidráulica permite suponer que el flujo de agua subterránea lateral proveniente del Sector Occidental continúa por las rocas volcánicas miocenas del Edificio Gran Tarajal del Sector Oriental.

A partir de la piezometría, en la vertiente SE del Macizo de Betancuria (figura 4) se identifican dos sectores de descarga preferente hacia el mar. El más importante corresponde a las aguas provenientes de las partes altas del Macizo de Betancuria que, con un sentido de flujo SE, descienden hasta alcanzar la Depresión Central, donde se canalizan aproximadamente por el amplio valle del Barranco de Gran Tarajal, para descargar finalmente al mar por el área de Gran Tarajal. También descarga en este sector el agua que proviene de la elevación piezométrica de los "cuchillos" del Sector Oriental.

El otro punto de descarga preferencial hacia el mar se localiza en el Barranco de Pozo Negro, en la parte norte del área de estudio. Esta descarga se canalizaría por el valle, en rocas volcánicas subaéreas inferiores del Mioceno y en su caso por los depósitos detríticos del antiguo aluvial cubierto por las coladas finales del Malpaís.

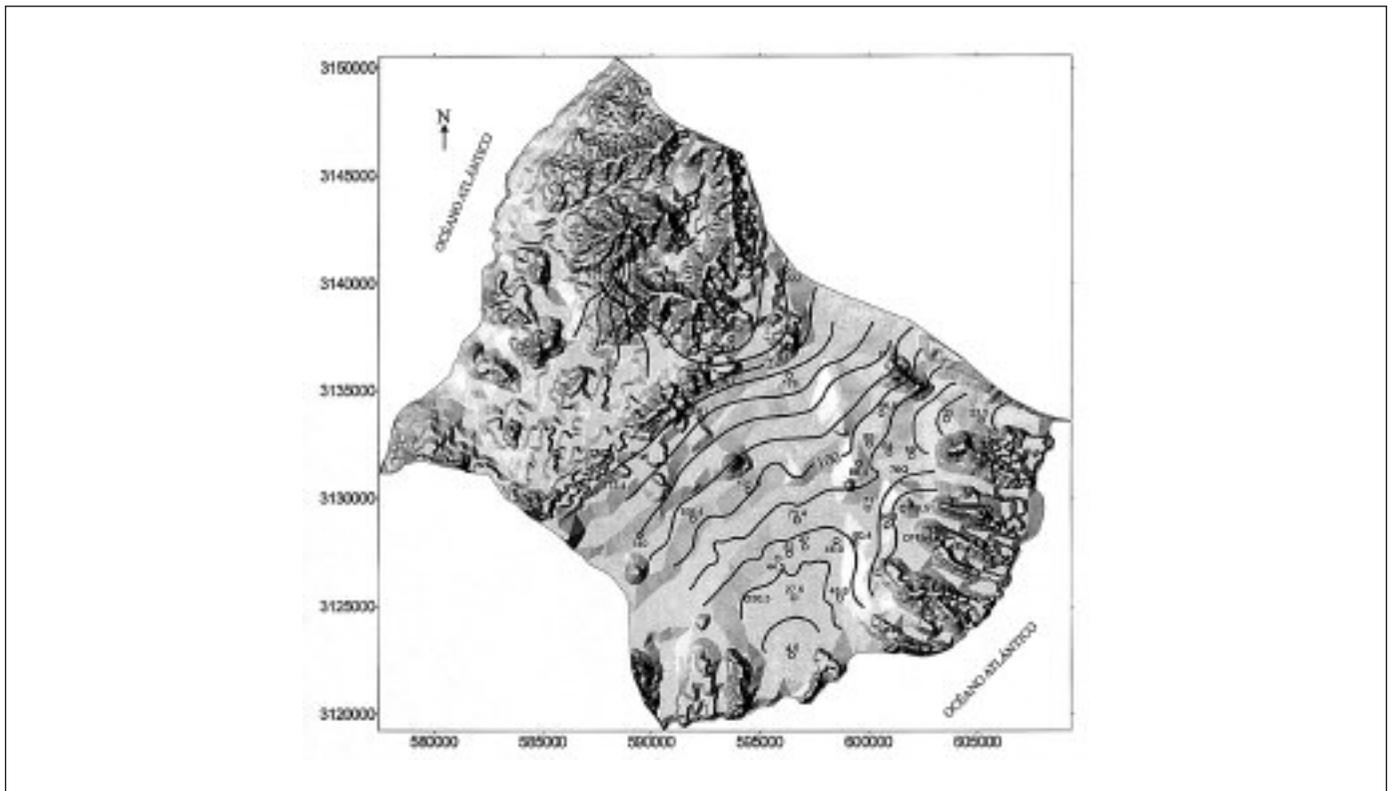


Fig. 4. Piezometría indicativa realizada con datos del período 1998-1999 (Herrera, 2001). Intervalo de las curvas isopiezas: 20 m
Fig. 4. Approximate piezometric map constructed with data from the period 1998-1999 (Herrera, 2001). Piezometric head contour lines every 20 m

En las partes más altas del área de estudio, en rocas del Complejo Basal, el gradiente piezométrico alcanza valores cercanos a 0,03 y guarda relación con áreas donde se reconocen rocas volcánicas e intrusivas de dicho Complejo Basal, y probablemente corresponde a zonas donde la recarga es mayor. Parece haber continuidad entre las distintas formaciones. En los barrancos, principalmente los del lado occidental, donde no hay pozos, pueden aparecer pequeños nacientes (manantiales) permanentes, que se reducen a menudo a simples rezumes, que pueden representar la posición del nivel de saturación.

En las rocas volcánicas miocenas del Sector Oriental, en el Edificio Gran Tarajal y en las lavas del Malpaís los gradientes piezométricos son menores, en torno a 0,015.

El agua de la escorrentía procedente de las partes más altas del Macizo de Betancuria se encharca en los márgenes de las lavas del Malpaís. El encharcamiento se produce debido a que las lavas del Malpaís pueden ser un obstáculo natural para la circulación del agua de escorrentía, al represar y obstruir los cauces laterales. La recarga en las zonas de encharcamiento se produciría por infiltración vertical y lateral del agua retenida; es posible que a medida que el agua de la escorrentía alcance los márgenes de las lavas recientes, parte de la misma penetre hacia el interior de las coladas de lava para posteriormente recargar el acuífero. Estos encharcamientos han sido observados por el primer autor durante las intensas precipitaciones ocurridas en marzo de 1999, y su extensión superficial puede llegar a ser de varios kilómetros cuadrados.

En el sector de las lavas del Malpaís el gradiente piezométrico es muy suave, lo que se puede atribuir a la mayor permeabilidad de esta unidad volcánica. Es aquí donde la zona no saturada presenta espesores que varían entre los 18 y 60 m. Esta variación importante del espesor de la zona no saturada se debe a las variaciones topográficas de la superficie del Malpaís, dado que en profundidad el nivel freático es casi horizontal.

El espesor no saturado es menor que 10 m cerca de los barrancos principales, y el nivel freático puede llegar a subflorar. Dicho espesor saturado crece hacia las zonas más elevadas, superando los 50 m en Tesejerague y Pájara, y llegando a más de 150 m en el macizo de Betancuria y posiblemente bajo los "cuchillos". Sin embargo los barrancos que disectan profundamente los macizos pueden llegar a hacer aflorar el nivel freático.

Marco hidrogeoquímico de las aguas subterráneas

El marco hidrogeoquímico que se presenta a continuación pretende informar sobre las características que conforman la interpretación del origen de la salinidad del agua subterránea, para elaborar una hipótesis que sea verosímil. Los detalles se desarrollan en Herrera (2001). La sistemática seguida comprende el muestreo de la lluvia y varias campañas de toma de muestras y registros de salinidad en aquellos pozos que han estado disponibles y donde los propietarios lo han autorizado. En ciertos casos las sucesivas campañas fueron creando recelos locales, ocasionando una consiguiente menor disposición a permitir muestreos y testificaciones.

Se han realizado análisis químicos e isotópicos de la precipitación atmosférica deposición (húmeda + seca) en varios lugares, durante tres años. En este período se tuvieron meses sin precipitación alguna y también lluvias intensas con escorrentía, la mayor de las cuales coincidió con una de las campañas de campo. El agua de lluvia es clorurada sódica y está muy influenciada por el aerosol marino. En la zona costera del sector de Pozo Negro la aportación de cloruro se estimó en $12,5 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, mientras que en la parte central de la isla en la zona de Tuineje este valor se reduce a $8 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. (Herrera, 2001).

Las aguas subterráneas muestreadas son salobres a salinas, y muy variables de un lugar a otro. La tabla 1 es un resumen orientativo.

Para conocer las variaciones verticales de la com-

Tipo de agua	Salinidad mediana g L^{-1}	Comentarios
Precipitación	0,4	Deposición húmeda + seca
Escorrentía superficial	0,4	Tras una gran tormenta
Pozos clásicos	5,7	Pozos excavados de hasta 50 m
Sondeos profundos:		
• Tuineje	11,5	Pozos perforados de 100 a 300 m
• Tesejerague	21,8	Pozos perforados de 100 a 300 m
Nacientes	5,2	Pequeños rezumes permanentes

Tabla 1. Salinidad de los distintos tipos de agua del área de estudio en Fuerteventura
Table 1. Salinity of the different water types in the Fuerteventura study area

posición química del agua subterránea, en los sondeos no equipados y abandonados del área de estudio se realizaron registros verticales de temperatura y conductividad eléctrica (Herrera, 2001). El agua subterránea se presenta estratificada, con un incremento de la salinidad al aumentar la profundidad. Las aguas de menor mineralización que se encuentran en la parte superior de la columna de agua en los sondeos presentan temperaturas y gradientes de temperatura muy variables de un lugar a otro. Los gradientes de temperatura en la parte superior de la columna de agua de los sondeos quedan por debajo del valor normal geotérmico, en algunos casos menos de $0,01\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$. Este hecho se interpreta como una influencia de flujos de agua verticales descendentes de agua a lo largo de los sondeos. En las aguas más profundas y de mayor mineralización se suele observar un gradiente térmico mayor y próximo al valor normal, lo que indicaría que en esos tramos los flujos verticales a lo largo del sondeo tienen una mucho menor influencia o ya no existen. El perfil de salinidad muestra en ocasiones un incremento brusco a cierta profundidad, que coincide a grandes rasgos con el cambio del gradiente vertical de la temperatura.

Como los sondeos están sin revestir, el agua extraída por bombeo puede ser una mezcla de aportaciones de varias profundidades del espesor saturado penetrado. Esta circunstancia, unida a los escasos registros litológicos que se tienen de los sondeos, hace que no sea posible definir una relación clara entre los tipos de agua (de mayor y menor mineralización) con las litologías en que se encuentran. No obstante, de los datos obtenidos (Herrera, 2001) se deduce que las aguas más someras obtenidas en pozos de menos de 50 m de profundidad y construidos en rocas volcánicas submarinas del Complejo Basal presentan aguas de menor mineralización respecto a muestras más profundas, obtenidas en sondeos profundos de explotación. Estas aguas de mayor mineralización en la mayoría de los casos se encuentran en rocas intrusivas del Complejo Basal. Específicamente los mayores aumentos de la salinidad con la profundidad se registran en el área de Tesejerague. Todo esto lleva a definir dos unidades hidrogeológicas: una *Unidad Superior* compuesta por aguas menos salinas (conductividad eléctrica variable entre 2,5 y 5,5 mS/cm) y con temperaturas que varían entre 18 y 25°C, y una *Unidad Inferior* compuesta por aguas de mayor mineralización (conductividad eléctrica variable entre 5,5 y 24 mS/cm) y temperaturas variables entre 25 y 30°C. Ambas Unidades se corresponden con las geológicas de igual denominación. Así las aguas subterráneas de la Unidad Superior están presentes en lavas y tobas vol-

cánicas submarinas, mientras que las aguas más salinas se encuentran en rocas intrusivas, ambas del Complejo Basal del Sector Occidental.

La Figura 5 presenta los diagramas de Stiff modificados de las aguas subterráneas de la Unidad Superior y de la Unidad Inferior, donde se observan las diferencias químicas más importantes de ambos grupos de agua. Las aguas más salinas de la Unidad Inferior son cloruradas-sulfatadas sódicas. Además resulta que los contenidos de sílice son altos (concentración media de SiO_2 de $44,5\text{ mgL}^{-1}$) y los nitratos están casi ausentes (menos de 1 mg L^{-1}), salvo cuando existe una mezcla con aguas someras de la Unidad Superior que descienden por el interior del sondeo.

Mientras que el contenido en sulfato de las aguas subterráneas de la Unidad Superior es inferior a 6 meqL^{-1} , con una relación $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ de $0,15 \pm 0,7$ que se acerca el valor marino (0,11) y a la mediana del agua de lluvia local (0,19), los contenidos de sulfato en el agua de la Unidad Inferior son mucho más elevados, y varían entre 24 y 58 meqL^{-1} , y la mediana de la relación $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ es de 0,54, también muy superior.

Los procesos químicos que tienen lugar y dan origen a la composición química del agua son diversos y varían de un lugar a otro. La meteorización de silicatos en el ambiente o en el terreno libera cationes, que se acumulan sin que aumente el contenido en Cl, ya que las rocas volcánicas en la zona hidrogeológicamente activa carecen de contenidos significativos de cloro; la consecuencia de la meteorización es un aumento del carbono inorgánico disuelto (CID) en el agua a expensas del CO_2 disuelto en la zona edáfica. Los procesos de evaporación aumentan la concentración del agua intersticial en el medio no saturado, en especial en el suelo, donde se pueden alcanzar los productos de solubilidad de ciertos minerales, como la calcita y la sílice, que se precipitan formando las costras y encalichamientos bien conocidos en el área de estudio. Los datos químicos disponibles no indican que se alcance saturación en yeso ni en haluros. Los minerales de la arcilla de neoformación son del tipo illita-montmorillonita e incorporan parte de los cationes liberados por la meteorización de la roca.

Estos procesos han sido modelados geoquímicamente con cierta facilidad mediante el programa PHREEQC (Parkhurst, 1995) a partir del agua de lluvia media y del agua de escorrentía superficial, para llegar a la composición del agua subterránea freática (Herrera, 2001; Herrera y Custodio, 2001). Así la salinidad de esa agua se puede atribuir a la aridez climática, que incorpora el posible lavado de sales depositadas temporalmente en la parte superficial del terreno por lluvias antecedentes que se evaporan

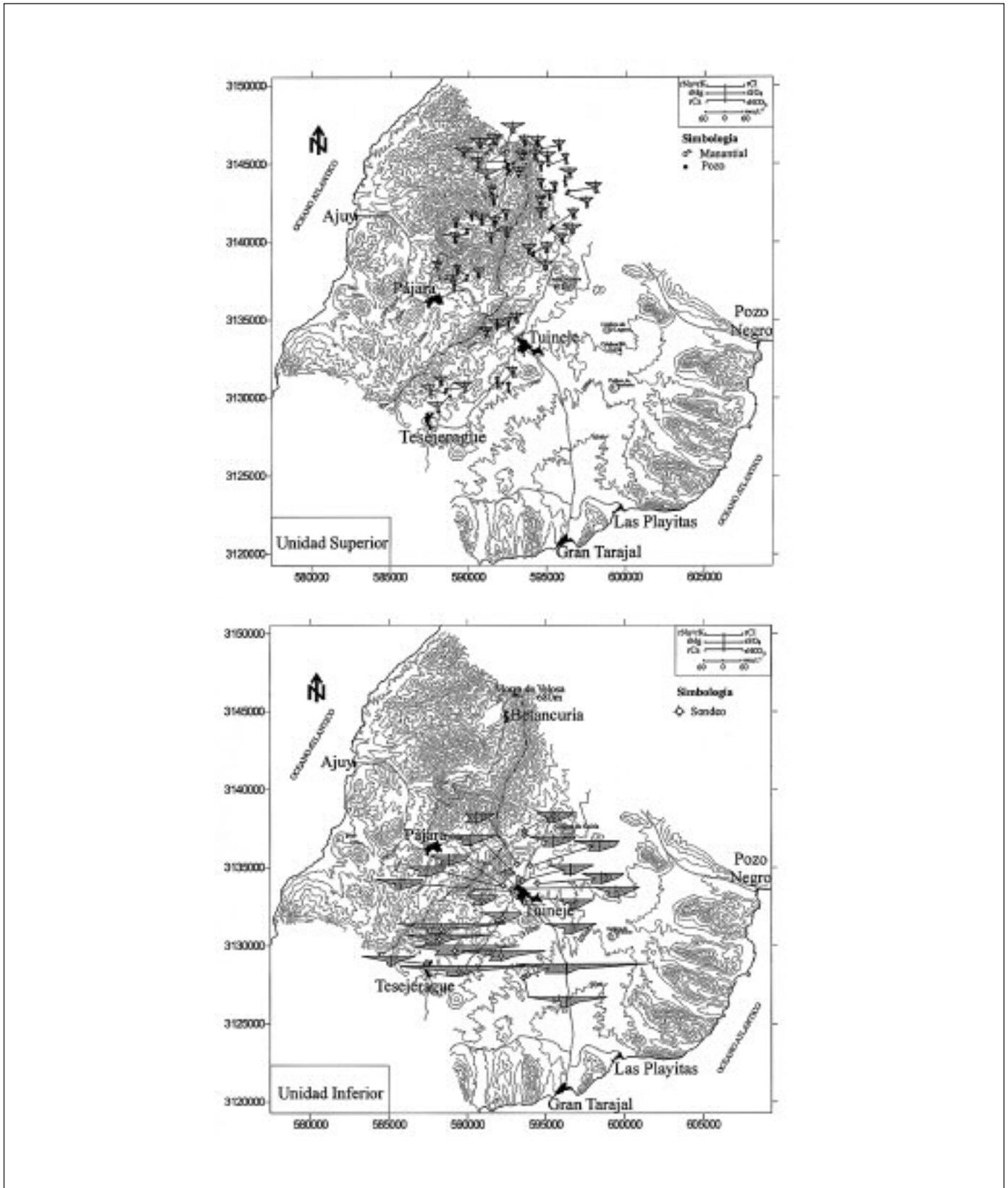


Fig. 5. Diagramas de Stiff modificados de las aguas subterráneas de la Unidad Superior y la Unidad Inferior (Herrera, 2001)
Fig. 5. Modified Stiff diagrams of the Upper and the Lower Units groundwaters (Herrera, 2001)

totalmente o por el polvo atmosférico, tal como se había hipotetizado anteriormente (Custodio, 1990).

En la Figura 6 se presentan las relaciones iónicas rNa/rCl , rSO_4/rCl , rMg/rCl , rNa/rK y rCl/rBr y el valor $r(HCO_3 + CO_3)$ respecto al contenido de cloruros en las aguas de precipitación, Unidad Superior y Unidad Inferior. El prefijo r indica que las concentraciones se expresan en $meqL^{-1}$.

La gran variabilidad de la relación rNa/rCl para el agua de lluvia es atribuible al diferente grado de la contribución catiónica debida a la meteorización del polvo ambiental, que en buena parte son fragmentos de rocas locales. Esto se refleja en el agua freática (pozos de la Unidad Superior y de algunos nacientes). Los pozos de la Unidad Inferior y en el Malpais, y también algunos nacientes, tienen una representación diferenciada, y son de mayor contenido en cloruros que los anteriores. La mayoría tienen un claro exceso de Na respecto a la relación rNa/rCl marina, aunque algunos muestran un déficit no bien aclarado y que quizás se podría atribuir a reacciones secundarias con minerales de neoformación. No hay una relación clara con el Cl salvo para los pozos profundos de Tesejerague, en los que el fuerte aumento salino va acompañado de una tendencia al valor marino de la relación, aunque con notable dispersión.

Algo similar sucede respecto de la relación rMg/rCl . Para el agua de lluvia se tiende a un exceso de Mg respecto a la composición marina, pero no siempre. Las aguas de los pozos profundos de Tuineje se agrupan y muestran un exceso de Mg, mientras el Na está tanto en exceso como en déficit. Es de notar que los pozos del Malpais tienen un déficit sistemático de Mg, atribuible posiblemente a fijación en minerales de neoformación, de los que no se tienen ni datos ni estudios. El agua de los pozos profundos de Tesejerague evoluciona desde un cierto déficit de Mg hacia valores en torno a la relación para el agua marina.

Para el agua de lluvia al valor de la relación rNa/rK está entre 10 y 45: los valores menores son típicos y los mayores pueden indicar alteración del polvo atmosférico con sorción de Na (y quizás de Mg). El valor de la relación rNa/rK en función del Cl en el agua subterránea tiende a crecer a medida que aumenta la salinidad. Así, en aguas de manantiales poco salinos y pozos de la Unidad Superior alcanza un valor medio de 50, mientras que en los sondeos profundos de Tuineje es de 85 y en los sondeos profundos de Tesejerague aumenta hasta alcanzar un valor medio de 100, y máximos de 200. Los valores más altos de esta relación obtenidos para las muestras de la Unidad Inferior y otras aguas salinas pueden ser explicados por la interacción agua-roca,

donde tras la alteración de los silicatos existe una sorción preferente del K (junto con el Mg) en los minerales resultantes de dicha alteración, que parece ser predominantemente a baja temperatura, ya que a alta temperatura la relación tiende a valores bajos (Custodio y Llamas, 1976). Por otro lado en las muestras tomadas en el Malpais, con la excepción de dos de ellas de alto valor de la relación, se observan valores parecidos a los de la lluvia, atribuibles a la escasa alteración que afecta a las lavas del Malpais; los valores mayores pueden estar afectados por otros aportes subterráneos.

El valor $r(HCO_3, CO_3)$ con los pH característicos de las aguas muestreadas representa aproximadamente el carbono inorgánico disuelto total (CIDT) expresado en $mmol L^{-1}$. Su tendencia general es a crecer rápidamente al aumentar rCl. Eso quiere decir que existe una fuente de carbono inorgánico disuelto. Para la lluvia pueden ser los carbonatos del polvo atmosférico, con un crecimiento menor que la concentración salina. Para las aguas subterráneas, con variaciones moderadas de rCl, a la alta salinidad que les corresponde, el CIDT pasa de 1 a más de 4 $mmol L^{-1}$.

Existe una fuerte adición de carbono para casi todos los tipos de agua subterránea, siendo el mayor para los nacientes (manantiales). Sin embargo para las aguas más salinas de la Unidad Inferior se produce progresivamente una clara reducción del CIDT hasta valores similares a los del agua marina, lo que apuntaría que el aumento de salinidad es por incorporación o sustitución por agua marina antigua, sin que se descarte una posible separación adicional de C por precipitación de carbonatos. Las causas de la aportación de CIDT antes apuntada no es clara, pero una posibilidad serían los aportes de CO_2 profundo de origen volcánico o la disolución de carbonatos alcalinos. Estos aspectos sólo quedan esbozados y requieren estudios más detallados.

La relación rNa/rK llega a tomar valores infrecuentemente altos, de hasta 200, lo que indica condiciones hidrogeoquímicas no usuales para las aguas de la Unidad Inferior o que pueden tener relación con la misma, y en un ambiente geoquímico de relativa baja temperatura, pues a alta temperatura la relación rNa/rK tiende a tomar valores pequeños. La explicación de esos valores tan altos no es única pues puede ser por fijación del K en minerales de arcilla de neoformación o de transformación, o por disolución preferente de Na. La primera posibilidad estaría de acuerdo con aguas marinas relictas que habían alterado la roca con aporte de CO_2 y en ambiente frío. La segunda posibilidad estaría de acuerdo con la disolución preferente de carbonato sódico residual de procesos volcánicos anteriores.

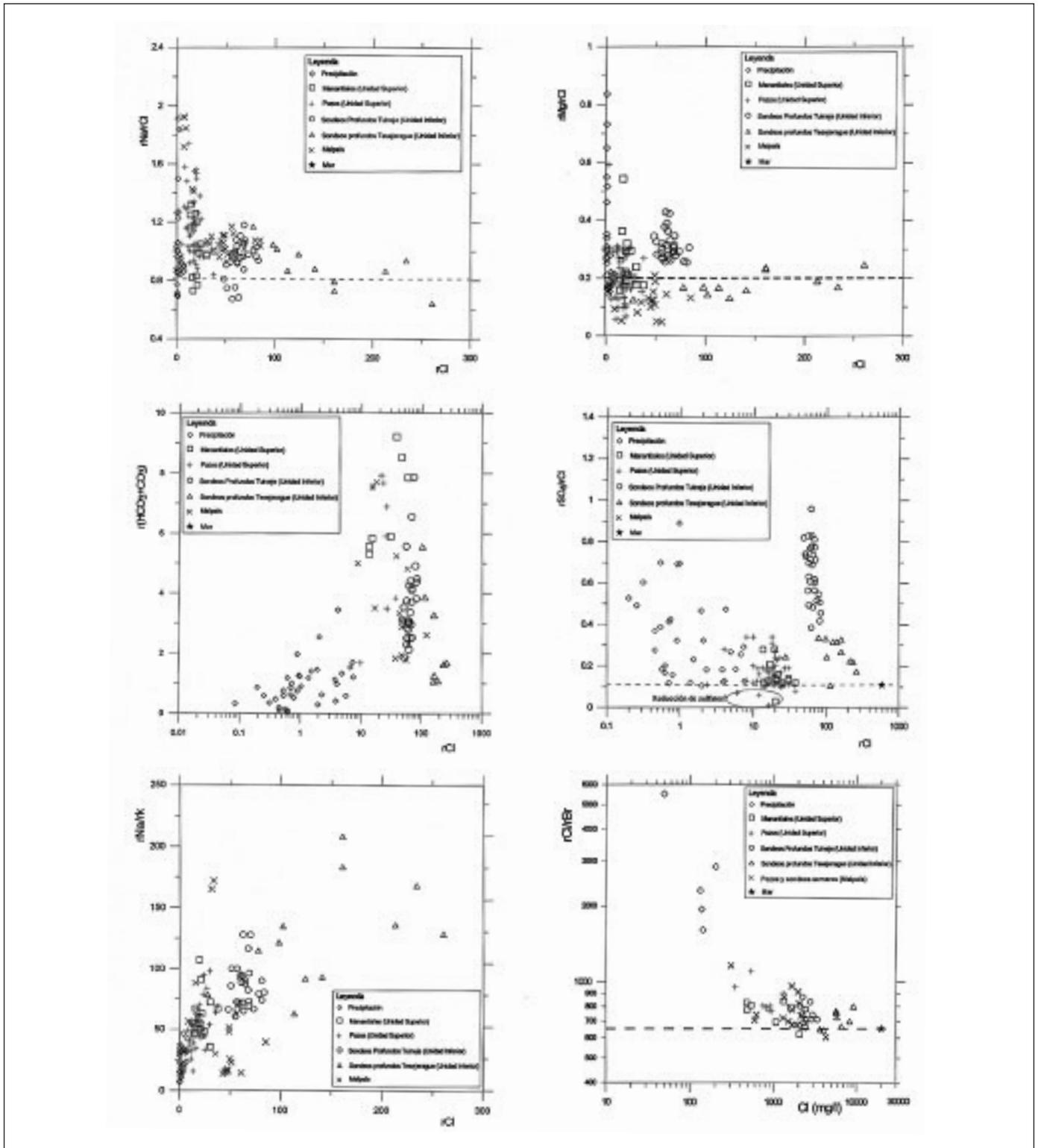


Fig. 6. Relaciones iónicas rNa/rCl , rSO_4/rCl , rMg/rCl , rNa/rK , y rCl/rBr , y valor $r(HCO_3+CO_3)$ de la precipitación y las aguas subterráneas de la Unidad Superior y Unidad Inferior en función del contenido en cloruros (rCl) (según Herrera, 2001). r significa que la concentración se expresa en $meqL^{-1}$. La línea horizontal de trazos indica el valor típico de la relación para el agua marina
 Fig. 6. rNa/rCl , rSO_4/rCl , rMg/rCl , rNa/rK and rCl/rBr ionic ratios and value $r(HCO_3+CO_3)$ of precipitation and groundwater of the Upper and Lower Units versus chloride content (rCl) (after Herrera, 2001). r means that concentrations are given in $meqL^{-1}$. The dashed horizontal line shows the typical value of the ratio for marine water

La relación rSO_4/rCl muestra en general un claro exceso de SO_4 respecto a la relación marina. Para el agua de lluvia es atribuible al reciclado del polvo terrígeno, cuyo efecto aumenta al disminuir el efecto del aerosol marino. Existe una tendencia al valor marino con el aumento de la salinidad, no sólo para la lluvia sino para los nacientes y aguas freáticas o de los pozos de la Unidad Superior. En unas pocas de estas muestras existe un déficit de SO_4 que es atribuible a una fuerte contaminación orgánica del punto de muestreo, donde es posible esperar reducción de sulfatos, y por lo tanto han de dejarse de lado para la interpretación. Las aguas salinas de los pozos profundos de la Unidad Inferior de Tuineje y Tesejerague forman un grupo diferenciado con un notable exceso de SO_4 , que para el caso de Tesejerague no es tan marcado y que tiende a evolucionar hacia el valor marino para las aguas de mayor salinidad.

Se han realizado también determinaciones precisas de bromuro y cloruro en un número limitado de muestras de precipitación que integran la deposición húmeda y la deposición seca, y en aguas subterráneas. En la Figura 6 se representa la relación rCl/rBr en función de rCl para el agua de lluvia y el agua subterránea, de donde se puede deducir (Custodio y Herrera, 2000):

- Las aguas de los sondeos profundos que tienen características representativas de la Unidad Inferior presentan un valor de la relación rCl/rBr entre la marina (655) y cerca de 900, sin que exista una clara relación con la salinidad de cada área,
- Las aguas de los nacientes (manantiales) y de los pozos poco profundos de la Unidad Superior muestran valores moderadamente más altos que la relación marina, aún con notable variación del contenido de cloruro.
- Las aguas de los pozos y sondeos del Malpaís, con diferentes contenidos de cloruro, muestran una relación que varía entre cerca del valor marino y valores de más de 1000.
- Las aguas de lluvia, y la de un pozo próximo a una obra que recoge agua de escorrentía superficial, presentan valores de la relación anormalmente altos, entre 1000 y 5500. La elevada relación rCl/rBr para el agua de lluvia y su relativo alto contenido en cloruro podrían ser explicadas por la incorporación de halita transportada eólicamente, que se formaría en la costa por evaporación parcial (con fraccionamiento químico) del rociado de agua marina donde el mar bate fuertemente y el viento es intenso. Este fenómeno, también detectado en estudios anteriores las islas de La Palma y Gran Canaria

y, está en estudio por el segundo de los autores. No se descarta que otros muestreos podrían haber dado relaciones menores.

Isotopía del agua

En la Figura 7 se representan todos los datos disponibles de $\delta^{18}O$ y δ^2H de las muestras de precipitación y de agua subterránea del área de estudio, donde se comparan con la línea meteórica mundial ($\delta^2H = 8\delta^{18}O + 10$) y la línea meteórica local ($\delta^2H = 8\delta^{18}O + 15$) que mejor se ajusta a los datos de precipitación que no han sufrido evaporación. El valor + 15‰ del exceso de deuterio, que se ajusta bien a los datos de precipitación que no han sufrido evaporación, puede ser explicado por el mayor efecto de fraccionamiento cinético de evaporación en la generación oceánica de vapor atmosférico en un ambiente marino relativamente seco, de forma similar a lo que sucede en el Mediterráneo Occidental, y que en las islas Canarias es debido a la proximidad del Sahara (Custodio, 1990; 1997; Gasparini *et al.*, 1990). Sólo los valores más pesados que $\delta^{18}O = -2\text{‰}$ muestran efecto de evaporación. Con los datos disponibles no es posible calcular con garantía el valor probable esperable en la recarga no evaporada, pero parece razonable que esté hacia los valores más ligeros, en el entorno de $\delta^{18}O = -3,5$ a $-4,0\text{‰}$, que corresponden a las lluvias más intensas. En las condiciones de aridez de Fuerteventura las fuertes tormentas ocasionales pueden aportar agua tan ligera como $\delta^{18}O = -4,5$ a $-5,0\text{‰}$

Agrupando los diferentes tipos de aguas resulta:

- El agua de los pozos del Malpaís coincide con las aguas más ligeras de precipitación, e incluso pueden ser más ligeras que las lluvias que se han podido registrar; quizás puedan tener un cierto desplazamiento evaporativo, que puede esperarse por la ausencia de vegetación (domina la evaporación difusiva sobre la transpiración). La recarga puede ser en parte por aguas de escorrentía. Valores entre $\delta^{18}O = -5,0$ y $-3,5\text{‰}$.
- Aguas freáticas (de pozos de la unidad Superior) del Sector Occidental, más pesadas que las anteriores ($\delta^{18}O = -3,0$ a $-2,0$) y con menor exceso de deuterio ($\sim 0\text{‰}$). Pueden ser aguas de precipitación sometidas a procesos evaporativos por difusión en el suelo durante la recarga en un terreno con vegetación escasa y no continua, al igual que sucede en el Macizo de Amurga en Gran Canaria (Custodio, 1997; Manzano *et al.*, 2001). Suponiendo una pendiente de la recta de evaporación en el suelo

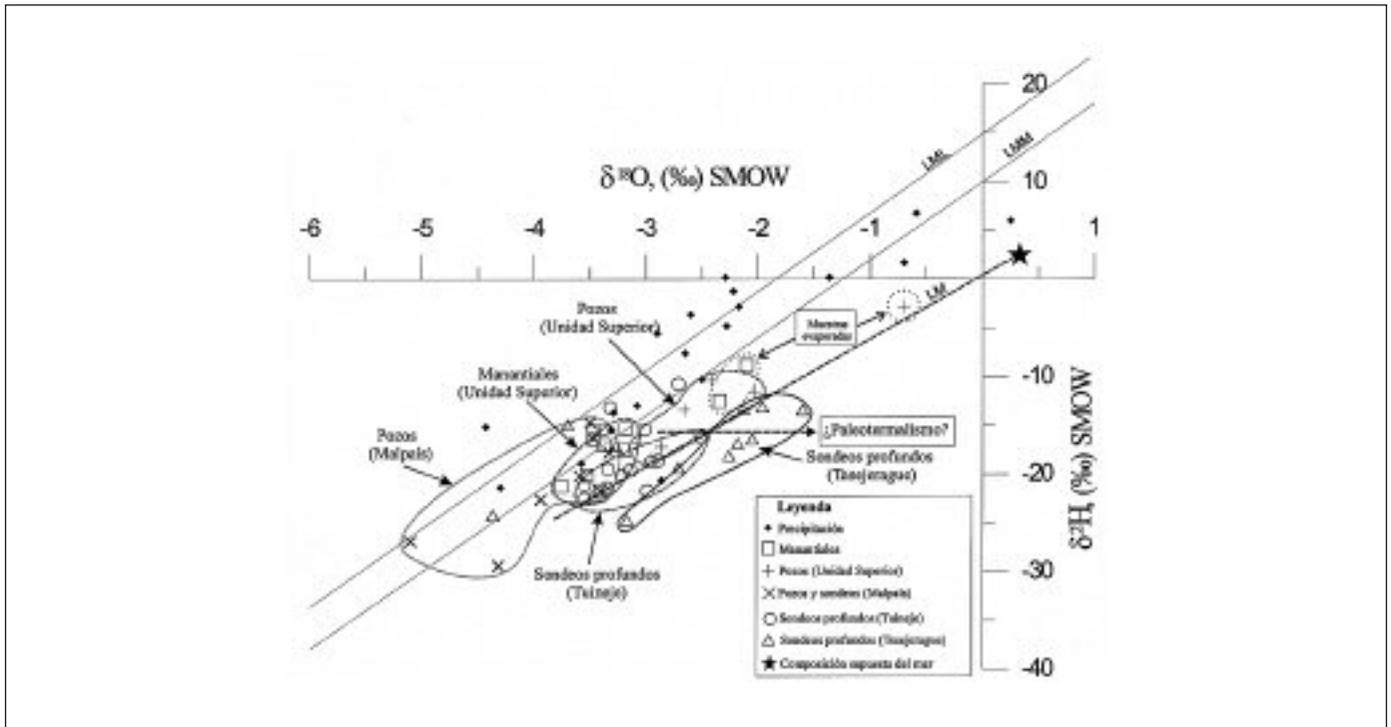


Fig. 7. Composición isotópica correspondiente a la precipitación y aguas subterráneas del área de estudio. LMM = Línea meteórica mundial; LML = Línea meteórica local

Fig. 7. Isotopic composition corresponding to precipitation and groundwater from the study area. LMM = World meteoric line; LML = Local meteoric line

del orden de 3, el origen es atribuible a lluvias en el entorno de $\delta^{18}\text{O} = -4.0$ a -3.0‰ , que se ajusta a las precipitaciones muestreadas.

- c) Aguas de nacientes (manantiales) del Sector Occidental, descartando algunos que no pudieron recogerse en el propio punto de afloramiento sino después de fluir o de encharcarse, con lo que pueden haber sufrido evaporación en superficie (pendiente del orden de 6). El agua de los nacientes no afectados presumiblemente por evaporación previa al muestreo quedan en el entorno de $\delta^{18}\text{O} = -3,8$ a $-3,2\text{‰}$, y un exceso de deuterio de $d = 12$ a 0‰ . Su origen es atribuible, con similar razonamiento al del apartado c), a precipitación en el entorno $\delta^{18}\text{O} = -4,5$ a $-4,0\text{‰}$, algo más ligera que para las aguas freáticas del Sector Occidental, lo que es compatible con la mayor altitud de la recarga.
- d) El agua de los sondeos profundos de Tuineje muestra dos grupos. Uno de ellos es de agua similar a los pozos poco profundos y nacientes menos desplazados; es atribuible a recarga normal con escasa evaporación. El otro grupo, que incluye algunos de los nacientes, tiene un exceso de deuterio de 7 a 3‰ y está en una posición

similar a las otras aguas subterráneas. El desplazamiento podría ser sólo de $\delta^{18}\text{O}$, como corresponde a un efecto geotérmico con equilibrio con silicatos básicos (Giggenbach y Lyon, 1977) y mezcla con aguas meteóricas. El conjunto está alargado sobre una posible línea de mezcla con agua marina. El pequeño desplazamiento, de 1,0 a 1,5‰ en $\delta^{18}\text{O}$ supondría una renovación convectiva importante del agua durante el proceso. Se requiere un estudio más detallado.

- e) El agua de los sondeos profundos de Tesejerague muestra un único grupo muy desplazado, con exceso de deuterio medio de 0‰ y un alargamiento según una posible línea de mezcla con agua marina (diferente de la evaporación geotérmica en profundidad). La extrapolación al origen apunta a aguas de recarga esperables en el área, lo mismo que las del apartado d).

Para tratar de dilucidar mejor el origen y mezclas se hace necesario comparar el $\delta^{18}\text{O}$ con el Cl.

La Figura 8 presenta la relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y los contenidos de cloruro de las muestras de precipitación y agua subterránea del área de estudio, donde se

han trazado las curvas extremas de mezcla teórica del agua meteórica y del agua de mar. Para la construcción de las curvas de mezcla se han utilizado los valores extremos de la precipitación medida, excluyendo aquellos en que se puede haber producido fraccionamiento por evaporación.

En ningún caso aparece claramente una secuencia que muestre una progresiva mezcla entre agua recargada y agua marina. En el caso de los pozos de Tuineje y Tesejeregue no se adaptan a líneas de mezcla sino que al aumentar el contenido en cloruro no crece de forma adecuada el $\delta^{18}\text{O}$; estos puntos de aguas más salinas podrían ser reconducidos a la línea de mezcla si se les aplicase una corrección por cierto desplazamiento isotópico del ^{18}O por efecto geotérmico, o lo que es lo mismo, si el agua de lluvia originaria se hace cada vez más pesada.

Isotopía del azufre y oxígeno del sulfato disuelto

Para tratar de explicar el origen de las altas concen-

traciones de sulfato halladas en las aguas subterráneas se realizaron algunas determinaciones de $\delta^{34}\text{S}$ del sulfato disuelto en el agua subterránea en un pequeño conjunto de muestras (Figura 9). Se representa el valor $\delta^{34}\text{S}$ en función del cloruro de las muestras de la Unidad Superior, Unidad Inferior y Malpaís, donde se ha considerado el valor de $\delta^{34}\text{S}$ de 4,5‰ como representativo del sulfato de origen litológico (Demény *et al.*, 1999), mientras que para el yeso de precipitación marina se ha considerado un valor de $\delta^{34}\text{S}$ de +20‰, con una concentración de cloruro de 19 gL⁻¹. Se definen dos familias con marcadas diferencias isotópicas. Un grupo de muestras presenta valores isotópicos pesados del S y corresponden a las aguas de menor mineralización de nacientes y de un pozo poco profundo situado en el Malpaís. Presentan un valor medio de $\delta^{34}\text{S}$ de +17,1‰, que cabe relacionarlo con el valor del sulfato del agua de lluvia, que tiene asociada una importante componente de aerosol marino ($\delta^{34}\text{S} = +20‰$). Por otro lado las aguas subterráneas tomadas en sondeos profundos en Tuineje y Tesejeregue y uno de los nacientes tienen valores de $\delta^{34}\text{S}$ más ligeros, en torno al +8‰. Para explicarlos se plantea la hipótesis de la disolución de sulfato con S de origen ígneo (Herrera y Custodio 2001), asociado a la importante actividad magmática antigua reconocida en toda el área, y que se aproxima a los valores de $\delta^{34}\text{S}$ medidos por Demény *et al.*, (1999) en sulfatos presentes en las carbonatitas de Ajuj-Solapa.

No es posible decidir si los puntos que representan a los sondeos profundos de Tuineje se sitúan aproximadamente sobre la línea de mezcla entre el $\delta^{34}\text{S}$ del sulfato de origen litológico y el valor $\delta^{34}\text{S}$ del agua de mar. Esto es más claro para las muestras con la concentración de cloruro más elevada (Cl = 9,1g L⁻¹), que corresponde a un sondeo profundo de Tesejeregue.

Se han hecho unas pocas determinaciones de $\delta^{18}\text{O}$ del oxígeno del sulfato disuelto, pero los resultados no son suficientes para llegar a conclusiones. En la Figura 9 se observa que las muestras obtenidas en los sondeos profundos en Tuineje se presentan bien agrupadas, con valores del $\delta^{18}\text{O}$ del sulfato disuelto que varían entre +4 y +6‰ SMOW. Su origen posiblemente se corresponde con valores del oxígeno del sulfato de origen litológico que se discutió anteriormente. Los nacientes muestran valores de $\delta^{18}\text{O}$ del sulfato entre +10 y +15‰ SMOW, más pesados que el valor del $\delta^{18}\text{O}$ del sulfato del agua marina. Cabrera (1995 pp 305-306), a partir de determinaciones de $\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{18}\text{O}$ del sulfato disuelto en aguas subterráneas en la isla de Gran Canaria dedujo que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del sulfato de origen ambiental varían entre +10,5 y

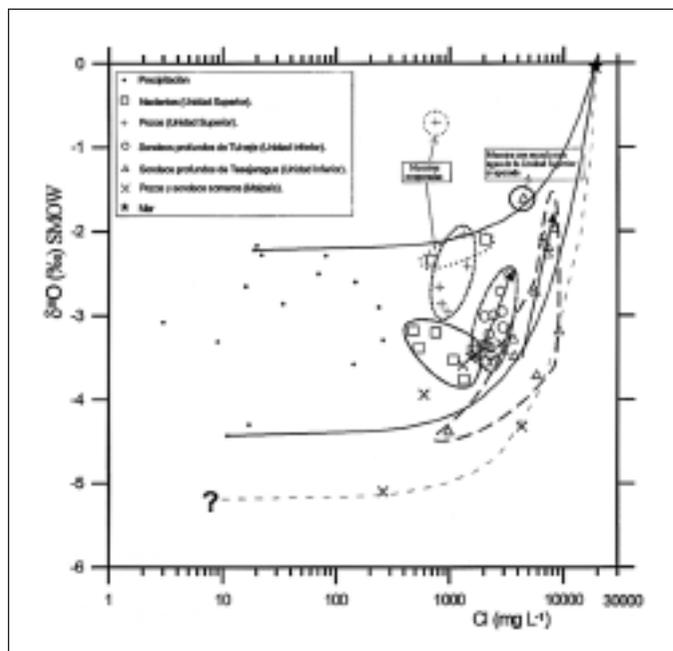


Fig. 8. Representación de las relaciones $\delta^{18}\text{O}$ (‰) en función del Cl (mgL⁻¹) para las muestras de la precipitación y aguas subterráneas del Macizo de Betancuria. Las dos líneas continuas representan la simple mezcla con agua marina, de aguas de lluvia no evaporadas, de entre las muestreadas, y la de trazos representa la simple mezcla de agua de lluvia muy ligera con el agua del mar

Fig. 8. Plot of $\delta^{18}\text{O}$ (‰) versus Cl (mgL⁻¹) for precipitation and groundwater from the Betancuria massif. The two solid lines show the simple mixture with marine water of non-evaporated rain waters (taken from analysed samples), and the dashed line shows the simple mixture of very light rain water with sea water

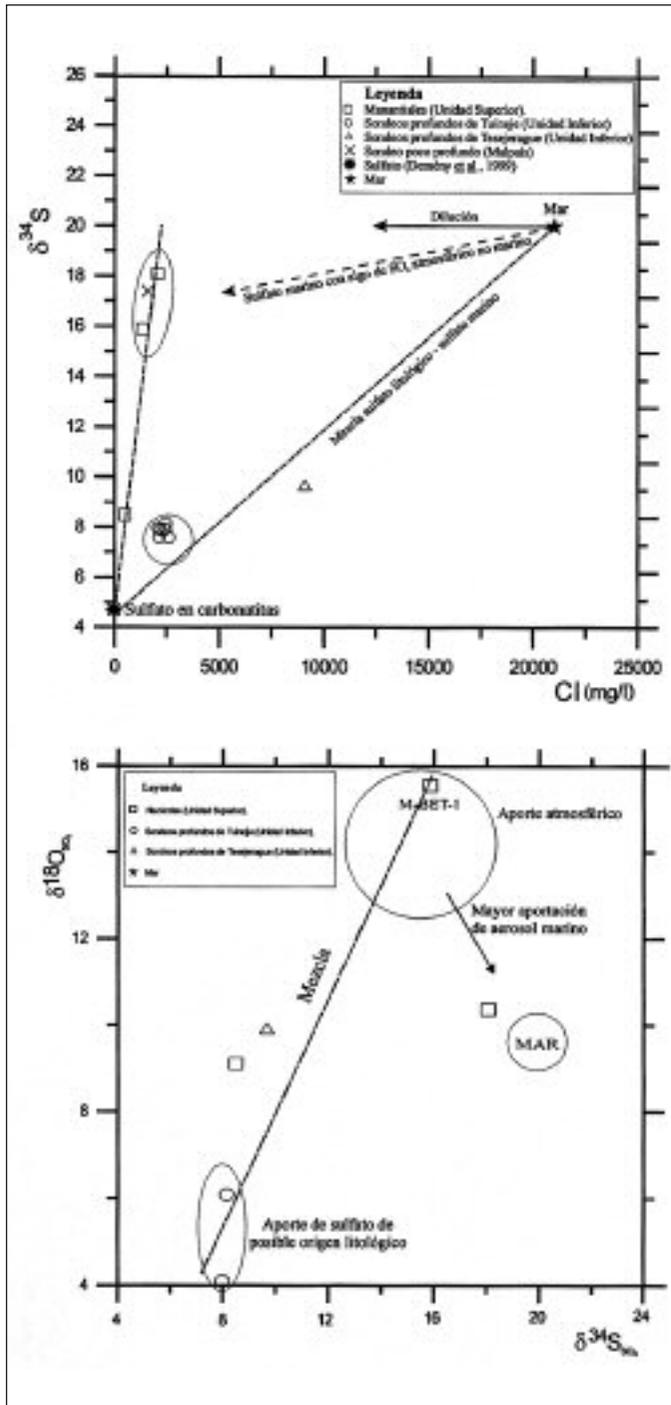


Fig. 9. Relación entre $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ en función del cloruro y del $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ en función de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ de las muestras de la Unidad Superior, Unidad Inferior y Malpais

Fig. 9. Relationship of $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ versus chloride and $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ of the Upper Unit, the Lower Unit and the "Malpais" (volcanic badland)

+11,5‰ SMOW. Los valores más ligeros representan una mayor aportación de sulfato de origen marino (aerosol marino), mientras que los valores más pesa-

dos serían de las muestras con una menor aportación de S procedente del aerosol marino. La muestra M-BET-1 fue tomada en el centro de la isla, a cotas cercanas a los 500 m s.n.m. Finalmente se reconocen algunas muestras de nacientes y sondeos profundos que se sitúan en una línea de mezcla entre los polos litológico y atmosférico.

Discusión

El origen de la salinidad de las aguas de los pozos poco profundos del área, tanto del Sector Occidental como del Oriental, es atribuible químicamente a una intensa evaporación de la lluvia por efecto de aridez climática, y se puede modelar hidrogeoquímicamente (Herrera, 2001). Responde a lo que se había ya establecido anteriormente en varias áreas de Canarias (Custodio, 1990; Manzano *et al.*, 2001). Se trata de una intensa evapoconcentración en el suelo del agua de lluvia, que tiene una clara marca del aerosol marino con cierta recirculación insular de sales por el viento, más una pequeña alteración por interacción roca-agua, y con efectos de fraccionamiento isotópico del agua por difusión en el suelo, ya que la vegetación es escasa y discontinua. Estos hechos y los datos que los soportan ya han sido comentados anteriormente. Consecuentemente esta discusión se refiere a la hipótesis que verosímilmente pueden explicar la mayor salinidad de las aguas profundas del Macizo de Betancuria. A estos efectos es importante tener presente que no es seguro que las aguas salinas profundas muestreadas sean representativas de las aguas intersticiales de esas formaciones ya que puede haber mezcla con aguas procedentes de niveles superiores, bien sea difusiva o por flujos verticales descendentes a lo largo de los sondeos. Las muestras más salinas son las que cabe esperar que se acerquen más a las que presumiblemente deben existir en profundidad.

Las determinaciones del contenido en tritio (Herrera, 2001) muestran la presencia de aguas subterráneas de la Unidad Superior en las aguas profundas, sobre todo cuando hay penetración de aguas someras al interior del pozo o el espesor no saturado es pequeño. Se ha intentado medir ^{14}C por espectrometría de masas en unas pocas muestras de agua de las más salinas, pero no es posible asignar una edad confiable, aunque se aprecia una importante componente antigua (Herrera, 2001).

Cabe descartar que las aguas profundas sean efectos antrópicos de retorno de riegos ya que no hay regadíos extensivos -sólo pequeñas parcelas en las vegas- y en todo caso las aguas menos profundas

deberían ser tanto o más salinas -lo que no sucede- y su profundidad no ha podido ser alcanzada por un frente de salinidad vertical. Con una tasa recarga tan alta como 10 mm/año^{-1} , en esas condiciones de aridez y con una porosidad cinemática media del 0,06, la velocidad de avance vertical es de unos 17 cm año^{-1} . Además esas aguas profundas carecen de NO_3 , salvo por llegada de aguas de niveles superiores -que sí que lo contienen con frecuencia- a través de la propia captación.

Las rocas volcánicas basálticas y las intrusiones asociadas en general tienen muy bajos contenidos de Cl, que se puede establecer entre 30 y 300 ppm. Este cloruro está en inclusiones minerales, por ejemplo en minerales máficos y vidrios, y sólo se libera por alteración profunda de la roca. Los mayores contenidos corresponderían a rocas ultramáficas parcialmente serpentinizadas en ambiente marino y el Cl estaría presente en las zonas más alteradas como una fase sólida submicroscópica de $\text{Fe}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$ (Rucklidge y Patterson, 1997). De hecho en las intrusiones de Fuerteventura hay zonas serpentinizadas, pero no se ha determinado su contenido de cloruro.

Estudios recientes realizados por Kent *et al.*, (1999) en la isla de Loihi, en el archipiélago de Hawaii, indican cantidades algo mayores de cloruro en rocas volcánicas de origen submarino, pero sin llegar a establecer claramente si ello se debe a fases minerales ricas en cloro o a residuos de agua marina y salmueras de origen marino atrapadas en estas rocas. La situación más extrema es la de liberación de todo el cloruro propio de la roca al agua que la satura, en estado estacionario con suficiente duración. La mayor concentración de cloruro alcanzable en el agua es de $C\delta/m$ siendo C la concentración en la roca, δ la densidad aparente de la roca y m la porosidad. Para C entre 30 y 300 ppm, δ entre 2,9 y 3,1 y m entre 0,05 y 0,10, la concentración alcanzable varía entre 0,9 y 18 gL^{-1} de Cl. Este rango de valores es compatible con lo observado si se supone total alteración y no renovación del agua, lo cual es un tanto drástico.

En el caso de que el Cl de la roca sea por circulación de agua marina a alta temperatura durante el emplazamiento, aunque no se conoce el comportamiento relativo del bromo, cabe esperar que sea menos seleccionado a alta temperatura. Así la relación Cl/Br de la roca sería mayor que la marina. Esto en principio está de acuerdo con lo que se observa, pero no con el hecho de que la salinización se haga tendiendo a una relación Cl/Na similar a la marina; ese Na no tiene porqué ser aportado por la roca precisamente en esa proporción.

La alta concentración de cloruro en las aguas de la Unidad Inferior pudiera ser el resultado de la disolu-

ción de halita derivada de la evaporación de agua marina, bien sea en encharcamientos temporales en superficie, o bien geotérmicamente por generación continua de vapor. Aunque el aumento en los contenidos de cloruro viene acompañado por un aumento aproximadamente equivalente de los contenidos de sodio, los relativamente bajos valores de la relación $r\text{Cl}/r\text{Br}$ obtenidos para estas muestras hacen poco probable esta situación, a menos que se trate de sales de evaporación total. Los valores de la relación $r\text{Cl}/r\text{Br}$ obtenidos (640-900), se sitúan algo por encima del valor del agua de mar (655), quedando muy por debajo de los altos valores que se esperan para esta relación en el caso de disolución de halita, de más de 8000 (Custodio y Herrera, 2000), a menos que se haya formado a muy alta temperatura, pero en este caso se desconoce el comportamiento del Br.

Parece difícil que el aumento en los contenidos de cloruro sea consecuencia de la recarga por la lluvia en condiciones de aridez climática mayor que la actual en épocas pasadas, que deberían ser mucho más áridas para llegar a esas salinidades. Esta situación no es esperable según los distintos estudios paleoclimáticos realizados en la isla; en términos generales hablan de alternancias de períodos húmedos y áridos, pero no más áridos a los de la actualidad (Zazo *et al.*, 1997). En todo caso, si efectivamente hubo una mayor aridez climática en el pasado, la recarga producida sería despreciable, y las sales que se acumularían preferentemente en el suelo y zona vadosa se habrían luego diluido y lavado posteriormente con la mayor recarga, que es menos salina.

La hipótesis de mezcla de agua de origen meteórico con agua marina moderna también es inverosímil debido a que el agua de mayor mineralización de la Unidad Inferior es reconocida en algunos casos a altitudes de hasta 150 m sobre el nivel del mar. Por otro lado, las aguas de mayor mineralización encontradas se sitúan en la parte central de la isla, lejos de las zonas costeras con posibles efectos de intrusión marina. La intrusión marina actual en todo caso se limitaría a explicar la mayor mineralización del agua de pozos someros situados muy próximos a la costa en el sector de Gran Tarajal.

El estudio de las relaciones iónicas pone de manifiesto que al aumentar el grado de mineralización de las aguas subterráneas profundas, el valor de dichas relaciones se aproxima groseramente al valor teórico del agua de mar. La relación $r\text{Cl}/r\text{Br}$ indica que estas muestras presentan valores entre el marino y alrededor de 900, pero el conjunto también tiende a acercarse al valor marino a medida que aumenta la salinidad. Así es posible considerar una mezcla de aguas meteóricas con efecto de aridez con agua marina anti-

gua retenida en las unidades intrusivas, lo cual exige una muy pequeña permeabilidad global.

El estudio del contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las aguas subterráneas de la Unidad Inferior indican que es factible que se trate de una mezcla de agua meteórica con una composición similar a la de la Unidad Superior y agua de mar (figura 7). No obstante, los valores más pesados del $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de Tesejerague y de algunas muestras de Tuineje podrían ser debidos a un cierto efecto de paleotermalismo que pudiese haber afectado a las aguas meteóricas de este sector antes de la mezcla con paleoagua de origen marino. Aunque volcanológicamente Fuerteventura está extinta (fuera del punto caliente), hay episodios volcánicos relativamente recientes. Así, dentro de las unidades geológicas del sector se reconocen numerosas calderas y coladas de lava del Malpaís, cuya edad máxima ha sido estimada en 23.000 años (Petit Maire *et al.*, 1986), y en la vecina isla de Lanzarote, que forma parte de la misma unidad, es bien conocida la intensa actividad volcánica de principios del siglo XVIII y su breve retorno a principios del siglo XIX.

A partir del conocimiento geológico actual que se tiene de la isla de Fuerteventura resulta difícil establecer un modelo conceptual claro que explique el origen del agua marina residual que se supone presente en las rocas intrusivas del Complejo Basal. Es posible que pueda haber quedado atrapada en estas formaciones durante el ascenso de la isla, ya que las rocas volcánicas que las sobreyacen efectivamente se originaron submarinamente. Los datos geológicos indican que este ascenso se produjo en el Mioceno Superior, lo que implica un período de tiempo demasiado largo para que estas aguas marinas relictas atrapadas en estas unidades no hayan sido lavadas por la recarga. No obstante, puede haber habido una nueva elevación más reciente, quizás en relación con el episodio volcánico subreciente, que podría estar atestiguada por los valles laterales colgados sobre la depresión central. No se dispone de estudios al respecto.

Los perfiles de temperatura y conductividad eléctrica (Herrera, 2001) muestran que en las rocas intrusivas de la Unidad Inferior, cuya permeabilidad a escala regional es muy pequeña, la movilidad del agua subterránea en estado natural es imperceptible. Así, se puede plantear la hipótesis de que el agua de recarga, que percola verticalmente por el medio no saturado, una vez que alcanza el nivel de saturación regional se desplaza horizontalmente a través de las rocas volcánicas superiores del Complejo Basal, para descargar al mar o a las formaciones más modernas al Este. De esta manera puede ocurrir que el lavado

de los terrenos en la Unidad Inferior sea muy reducido, lo que implica que el agua de origen marino que eventualmente pudo quedar atrapada en la misma podría permanecer durante muy largos períodos de tiempo. Lo mismo puede decirse de los productos de alteración de la roca por agua marina que conservan la relación $r\text{Cl}/r\text{Br}$.

Con las fórmulas simples de los domos de recarga (Custodio y Llamas, 1976), el domo piezométrico existente en el macizo de Betancuria se puede explicar con una recarga media de 1 a 10mm año⁻¹ si la transmisividad media es del orden de $T = 40$ a 400 m² día⁻¹, o sea una permeabilidad del orden de $k = 1$ a 5 m día⁻¹, lo que podría representar las propiedades hidráulicas de las vulcanitas submarinas (Unidad Superior). Para los cuerpos intrusivos (Unidad Inferior) cabe pensar en valores mucho menores, quizás de solo $k = 10^{-3}$ ó 10^{-4} m día⁻¹ o una transmisividad del orden de $T = 0,01$ a 0,1 m² día⁻¹. El tiempo en desaparecer una perturbación hidráulica, para una porosidad drenable del orden de $S = 0,02$, vale $\tau = \alpha L^2/S/T$, siendo L el semiancho del domo alargado y α un coeficiente que varía de entre 1,5 y 3. Para $L = 5$ km y los valores anteriores, $\tau \approx 25$ a 500 k años.

Puede parecer que esta última explicación anterior no es del todo coherente si se considera que algunos de los sondeos profundos que explotan la Unidad Inferior tienen caudales de explotación de hasta 5 L s⁻¹ (ITGE, 1991). Sin embargo, la realidad es que sólo algunos de los sondeos construidos en la isla producen caudales de importancia, ya que la gran mayoría dan caudales muy pequeños y durante períodos de tiempo muy cortos. La coexistencia de puntos donde se pueden obtener caudales de cierta importancia con puntos donde los caudales son ínfimos hace suponer la existencia de un cierto control estructural en el drenaje de estas aguas. Por otro lado se desconoce el papel que desempeñan los diques que atraviesan toda esta unidad y que eventualmente podrían jugar un papel importante de drenaje hace los pozos a través de las fisuras verticales asociadas de recorrido relativamente corto. Así, no se puede descartar que los diques actúen a modo de drenes locales de descarga de las aguas presentes en las rocas intrusivas, de tal manera que al ser extraída el agua desde los diques por medio de los sondeos de explotación esta produzca la generación de un flujo desde las rocas intrusivas hacia los diques a través de toda la superficie de contacto de ambas formaciones. Considerando que la longitud de los diques puede ser de hasta varios kilómetros, no resultaría extraña la obtención de caudales de cierta importancia durante un cierto tiempo en estos sondeos, que sólo son unos pocos. De todos modos es necesario precisar que

esta última idea entra en un campo netamente especulativo ya que no existen datos detallados de la geología de los sondeos que dan caudales de cierta importancia, ni todavía se han realizado intentos de modelación adecuados.

Conclusiones

En el macizo de Betancuria cabe distinguir una Unidad Superior de volcanitas submarinas de permeabilidad pequeña y una Unidad Inferior de cuerpos intrusivos, que es mucho menos permeable, aunque con posibles fisuras verticales asociadas a la gran profusión de diques.

La notable salinidad que presentan las aguas de la Unidad Superior responde principalmente a la aridez climática de la Isla, que supone una intensa evapoconcentración del agua de lluvia. En menor medida existe una aportación iónica como consecuencia de la interacción agua-roca y que se traduce en un incremento del sodio relativo al cloruro, y en menor proporción de magnesio, como consecuencia de la alteración de los silicatos por el CO₂ disuelto de origen edáfico.

Las aguas más salinas de la Unidad Inferior son cloruradas-sulfatadas sódicas. Los contenidos de sílice son altos y los nitratos están ausentes. La mayor mineralización que presentan estas aguas tiene su origen más probable en la mezcla con agua marina relictas, y en la disolución de productos de alteración de la roca producida por ella. Se refleja principalmente en un aumento significativo en la concentración de cloruro y sodio, mientras que la interacción agua-roca se traduce en una mayor concentración de sulfato de origen ígneo.

Las aguas de menor mineralización reconocidas en el sector del Malpaís también presentan una composición marcadamente clorurada sódica, con valores de las relaciones iónicas más próximos a los valores de la precipitación. Su recarga es tanto difusa sobre la superficie de afloramiento como lateral a partir de la escorrentía superficial de las áreas colindantes.

Los flujos de agua verticales descendentes que se observan a lo largo de los sondeos son a causa de la extracción de agua de los mismos, al descender el nivel piezométrico en estructuras localmente permeables de la Unidad Inferior, que regionalmente es de muy baja permeabilidad. A través de estas estructuras se suelen drenar temporalmente aguas salinas que eran casi inmóviles, y que ahora se van consumiendo y en parte se reemplazan por aguas de la Unidad Superior.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Cabildo Insular de Fuerteventura la financiación de parte de esta investigación. También se agradece al Consejo Insular de Aguas de Fuerteventura las facilidades para poder trabajar en este organismo durante las campañas de terreno, así como por la entrega de gran cantidad de información que pudo ser utilizada en esta investigación. El Instituto Geológico y Minero de España ha colaborado aportando fondos para desplazamientos y ayudas para la realización de los análisis químicos de las aguas subterráneas, además de la información disponible en la Oficina de Proyectos de Las Palmas de Gran Canaria. Finalmente se agradece a la Universidad Católica del Norte (Chile) la ayuda que brindó al primero de los autores para la realización de la tesis doctoral en España. El marco académico de realización ha sido el del Departamento de Ingeniería del Terreno de la Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona. El trabajo se ha beneficiado de las investigaciones realizadas en el proyecto CICYT "Bromuros" (HID-99-205) y del proyecto "Palaeaux" (ENV4-CT95-0156) del V Programa Marco de la Unión Europea.

Referencias

- Balcells, R., Barrera, J.L., Gómez, J.A., Cueto, L.A., Ancochea, E., Huertas, M.J. Snelling, N. 1994. Volcanoestratigrafía y edad de la Serie I de Fuerteventura, Islas Canarias. *Bol. Geol. Min.*, 105(1): 50-56.
- Cabrera, M.C. 1995. Caracterización y funcionamiento hidrogeológico del acuífero costero del Telde (Canarias). Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.
- Carracedo, J.C. 1999. Growth, structure and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *J. Volc. and Geotherm. Reseach*, Sp. Issue 94(1-4):1-19
- Carracedo, J.C., Tilling, R.I. 2003. Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas: Canarias-Hawaii. *Serv. Publ. Caja General de Ahorros de Canarias*, 293 (varios 15): 1-73.
- Coello, J., Cantagrel, J.M., Ibarrola, E., Jamond, C., Hernan, F., Fuster, J.M., Ancochea, E., Casquet, C., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A. 1992. Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands, based on new K-Ar data. *Journal of Vocanologic and Geothermal Research*, 53: 251-274.
- Custodio, E. 1990. Saline groundwater in the Canary Islands (Spain) resulting from aridity. In *Greenhouse Effect, Sea Level and Drought*. NATO ASI Series: Mathematical and Physical Sciences, 325. Kluwer, Dordrecht, 593-618.
- Custodio, E. 1997. Recarga de acuíferos e hidrogeología canaria: dos contextos en relación. *Las Aguas*

- Subterráneas en la Planificación Hidrológica en las Islas Canarias. Asoc. Intern. Hidrogeólogos - Grupo Español, 225-228.
- Custodio, E., Cabrera, M.C. 2002. ¿Cómo convivir con la escasez de agua?: el caso de las Islas Canarias. *Bol. Geol. Min.*, Madrid. 113(3):243-258.
- Custodio, E., Herrera, C. 2000. Utilización de la relación Cl/Br como trazador hidrogeoquímico en hidrología subterránea. *Bol. Geol. Min.*, 111: 49-67.
- Custodio, E., Llamas, M.R. 1976. Hidrología subterránea, Ed. Omega, Barcelona 2Vols: 1-2450.
- Demény, A., Ahijado, A., Casillas, R., Boyce, A. J., Fallick, E. 1999. Crustal contamination of carbonatites indicated by d34S-d13C correlations (Fuerteventura, Canary Islands). *Rev. Soc. Geol. España*, 12(3-4): 453-460.
- Fuster, J.M., Muñoz, M., Sagredo, J., Yebenes, A. 1980. Fuerteventura. Excursión 121 A+C del 26º Congreso Geológico Internacional, París, a las Islas Canarias. *Bol. Geol. Min.*, 91 (2): 351-390.
- Gasparini, A., Custodio, E., Fontes, J.C., Jiménez, J., Nuñez, J.A. 1990. Exemple d'étude géochimique et isotopique d'aquifères en terrain volcanique sous climat semi-aride (Amurga, Gran Canaria, Iles Canarias). *J. Hydrology*, 144: 61-91
- Giggenbach, W.F., Lyon, G.L. 1977. The chemical and isotopic composition of water and gas discharges from the Ngawha geothermal field, Northland. Dept. Sci and Res. Chem. Div., Geotherm. Circ. CD 30/555/-WFG: 1-37
- Herrera, C. 2001. Caracterización hidrogeoquímica del Macizo de Betancuría, Fuerteventura, Archipiélago de Canarias. Tesis doctoral. ETS Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.
- Herrera, C., Custodio, E. 2001. Saline water in central Fuerteventura Island, Canary Islands, Spain. *Proc. Salt Water Intrusion Meeting*, Miedzzyzdroje-Wolin Island, Poland. Nicholas Copernicus University, 80: 81-86.
- IGME (en prensa). Mapa geológico de Fuerteventura. Plan Magna, Mapa Geológico de España 1:100.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid (disponible en el Centro de Documentación; previsto para 2004).
- ITGE 1991. Estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura. Proyecto de Actualización, Infraestructura Hidrogeológica, Vigilancia y Catálogo de Acuíferos. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, (doc. interno).
- Kent, A., Clague, D., Honda, M., Stolper, E., Hutcheon, I., Norman, M. 1999. Widespread assimilation of a sea-water-derived component at Loihi Saemount, Hawaii. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 63(18): 2749-2761.
- Manzano, M., Custodio, E., Loosli, H., Cabrera, M.C., Riera, X., Custodio, J. 2001. Palaeowater in coastal aquifers of Spain. *Palaeowaters in Coastal Europe: Evolution of Groundwater since the Late Pleistocene* (W.M. Edmunds, C.J. Milne, eds.). Geological Society of London: Special Publication 189: 107-138.
- Parkhurst, D.L. 1995. User's guide to PHREEQC- a computer program for speciation, reaction-path, advective-transport and inverse geochemical calculations. U.S. Geol. Survey, Water Res. Inv., Rep. 95-4227. Lakewood Co.
- Petit-Maire, N., Delibrias, G., Meco, J., Pomel, S., Rosso, J.C. 1986. Paléoclimatologie des Canaries Orientales (Fuerteventura). *C.R. Acad. Sc. Paris*, Tome 303, II, 13:1241-1245.
- Rucklidge, J.C., Patterson, G.C. 1977. The role of chlorine in serpentinization. *Contributions to Mineral and Petrology*, 65: 39-44.
- SPA-15 1975. Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias. Proyecto SPA/69/515. MOP (DGOH) - PNUD (UNESCO). Las Palmas de Gran Canaria-Madrid, 4 vols.
- Stillman, C.J. 1999. Giant Miocene landslides and the evolution of Fuerteventura, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 94: 89-104.
- Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., Goy, J.L., Ghaleb, B., Hoyos, M. (1997). Cambios del nivel del mar-clima en los últimos 250 ka: (Canarias Orientales, España). *Bol. Geol. Min.*, 108 (4-5): 487-497.

Recibido: Junio 2002

Aceptado: Julio 2003