

ESTRUCTURA DE LOS ACUÍFEROS CARBONÁTICOS AL SUROESTE DE CABRA DEL SANTO CRISTO MEDIANTE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA

José Pablo González de Aguilar Etchemendi

Aclaración.

Este escrito es una adaptación de los artículos de A. Ruíz Constán et al. 2015a y b, publicados en revistas científicas especializadas, y del trabajo de fin de máster del presente autor. La intención ha sido la de traducir al castellano y acomodar los contenidos a un público más general.

La investigación fue llevada a cabo por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), un organismo público de investigación adscrito al Ministerio de Economía y Competitividad. Agradecemos la financiación a la Diputación Provincial de Jaén a través del proyecto CGL-2010-21048, y al grupo de la Junta de Andalucía RNM148 y P09-RNM-5388. Igualmente al Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada por la participación y cesión de los instrumentos.

De esta manera, se dan conocer a los habitantes de la comarca de Cabra del Santo Cristo parte de los estudios científicos realizados en ella para el beneficio y el desarrollo de la región. Es importante destacar que las deducciones presentadas en este artículo no pueden calificarse como definitivas y que a día de hoy continúan las investigaciones.

Algunas nociones previas sobre aguas subterráneas.

La hidrogeología es la rama de la ciencia que estudia el origen, localización, movimiento y características de las aguas subterráneas, con especial énfasis en los aspectos geológicos (RACE-FN).

Cuando hablamos de acuíferos no debemos pensar en grandes ríos, lagos, cuevas o «veneros» que se encuentren bajo nuestros pies. En realidad un acuífero es una formación geológica (un volumen de rocas o sedimentos) que es capaz de almacenar y transmitir agua en cantidad apreciable. Éstos pueden ser de tres tipos: detríticos, kársticos o fisurados. En los primeros el agua se encuentra en los pequeños espacios existentes entre los granos que constituyen la for-

mación (porosidad primaria), por ejemplo los granos de arena en una roca arenisca. Los acuíferos kársticos suelen estar formados por calizas, dolomías, mármoles o yesos. En ellos, el agua de lluvia ha disuelto la roca generando unos conductos por los que puede circular agua rápidamente. Por último, en los acuíferos fisurados la presencia de fracturas, normalmente originadas por esfuerzos tectónicos, puede permitir que una roca normalmente no considerada como acuífero (véanse granitos, cuarcitas o pizarras) pueda serlo. Tanto la karstificación (disolución) como la fracturación se denominan porosidad secundaria por haberse formado con posterioridad a la propia roca.

La permeabilidad es la facilidad que ofrece una formación geológica a ser atravesada por agua. De este modo y simplificando, existen rocas permeables e imper-

meables, aunque en la naturaleza puede encontrarse toda una gama entre los extremos. No ha de confundirse porosidad (volumen) con permeabilidad (facilidad para circular). Las arcillas son los sedimentos más porosos y pueden almacenar una gran cantidad de agua, sin embargo ésta se encuentra retenida en huecos microscópicos y es incapaz de fluir (impermeable). Por tanto, las arcillas no son materiales acuíferos (son acuícludos). Si una formación contiene agua en una cantidad apreciable pero ésta circula con lentitud se denomina acuitardo (e.g. arenas arcillosas). Los acuífugos son formaciones geológicas que no contienen agua (e.g. un granito sano).

Por último, un acuífero que se encuentre en la superficie (afloRANDo) se puede recargar directamente del agua de lluvia caída sobre él y se denomina acuífero libre. En cambio, si un acuífero se halla en el subsuelo y, por debajo de una formación impermeable, se denomina acuífero confinado.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de los recursos hídricos que dispone una región es primordial para establecer una gestión sostenible y eficiente de los mismos. Durante las últimas décadas, paralelamente al desarrollo económico, ha aumentado considerablemente la demanda y explotación de los acuíferos en España (Llamas et al., 2011). Debido a las características hidrogeológicas y climáticas de la provincia de Jaén (de tipo mediterráneo seco), el 85% de los recursos hídricos en los que se basa su actividad económica (agrícola, industrial, servicios, etc.) tienen como origen las aguas subterráneas (IGME-DPJ, 2011).

La presente investigación geológica y geofísica abordó el estudio de la estructura y los límites del acuífero de Los Chotos-Sa-

zadilla-Los Nacimientos (LSL). El objetivo fue tratar de esclarecer las incógnitas existentes en cuanto a las posibles conexiones hidrogeológicas entre los afloramientos de materiales permeables que conforman este acuífero, primero, y entre éste y los acuíferos limítrofes, segundo (La Serreta-Gante-Cabeza Montosa (LGC) y Cabra del Santo Cristo (CSC)). Estos tres son los principales acuíferos de los que se abastece el sur de la provincia de Jaén. Administrativamente se incluyen dentro de la Masa de Agua Subterránea (MAS) 05.41 «Guadahortuna-Larva». Esta MAS se encuentra declarada en sobreexplotación hasta el año 2027 en la Propuesta de Proyecto del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir (MAGRAMA, 2012). Los motivos de ello son los preocupantes descensos piezométricos (aumento de la profundidad del agua en pozos y secado de manantiales) y al índice de explotación del 166% (se extrae un 66% más de agua de la que se recarga).

Las técnicas geofísicas utilizadas para estudiar la estructura de los acuíferos han sido tres: gravimetría, magnetometría y sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo (TDEM). La interpretación de estos datos indirectos puede ser satisfecha por varios modelos diferentes que se ajusten a los registros observados, es decir, que no existe una solución única. Por ello, llevar a cabo una investigación multidisciplinar, integrando geología, hidrogeología y varios métodos geofísicos, reduce considerablemente el grado de incertidumbre. El modelo final ha de satisfacer lo máximo posible todas las observaciones o, al menos, no contradecirlas.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La región se encuadra dentro de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, la cual constituye la parte más occidental del oróge-

no alpino mediterráneo (Fig. 1; Vera, 2004). Las Zonas Externas están formadas esencialmente por sucesiones de rocas sedimentarias carbonáticas y detríticas, con algunas rocas volcánicas, que se depositaron discordantes sobre el margen sur del Macizo Ibérico (paleomargen Sudibérico) desde el Mesozoico

hasta el Mioceno Inferior (García-Hernández et al., 1980). A partir del Mioceno Medio y Superior los depósitos se localizan en cuencas sedimentarias neógenas y cuaternarias, las más tardías ya de carácter continental, que son en muchos casos discordantes sobre los sustratos previos (Vera, 2004).

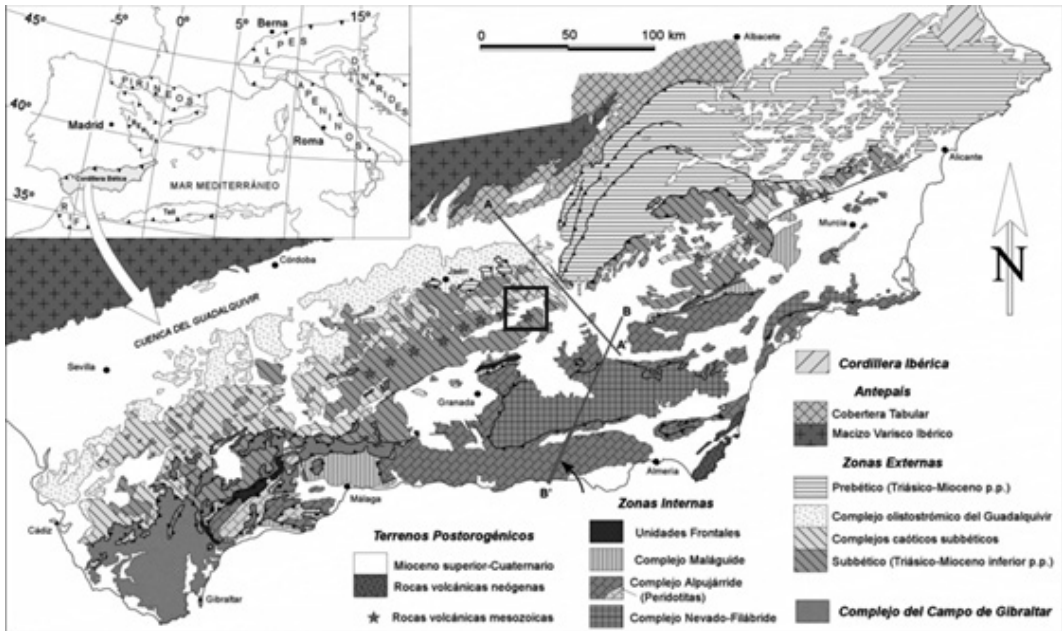


Figura 1. Mapa geológico de la Cordillera Bética. Tomada de Vera, 2004. El cuadrado negro marca la zona de estudio.

A principios del Jurásico Inferior, en el paleomargen Sudibérico dominaba un ambiente cálido y marino de plataforma somera con sedimentación carbonática, parecido a lo que hoy en día son las Bahamas y que tendría hacia el norte un continente emergido (el Macizo Ibérico, el cual empieza en lo que ahora se llama Sierra Morena). Sin embargo, durante el Pliensbachiense, hace unos 187 Ma (millones de años), tuvo lugar un periodo de rifting (adelgazamiento y ruptura de la corteza) (Vera, 2004). A causa de esta actividad tectónica extensional la plataforma carbonática se fragmentó dando lugar a distintos dominios paleogeográficos. Próximo al Macizo Varisco se

situaría el Prebético y en una zona más alejada del continente el Subbético (Vera, 2004).

Las Zonas Externas están muy deformadas en un contexto contractivo desde el Oligoceno Superior (~25 Ma) debido a la convergencia entre África y Eurasia (Vera, 2004). Generalmente los materiales se encuentran plegados y afectados por cabalgamientos (fallas inversas) (Pedrera et al., 2013). Estas mismas fuerzas tectónicas son las responsables del levantamiento de las principales sierras de la Cordillera Bética (e.g. Sierra Nevada, Sierra de los Filabres, Sierras de Cazorla y Segura, Sierra Mágina, etc.).

En el área de estudio afloran rocas de la Zona Subbética (Figs. 2 y 3; Ruiz Reig *et al.*, 1988a, b). Las rocas sedimentarias más antiguas datan del Triásico Superior (~230 Ma). Se trata de areniscas rojas, evaporitas y arcillas abigarradas (facies Keuper) (Pérez-López, 1991; Pérez-López, 1996). Durante la primera parte del Jurásico Inferior se depositaron calizas pero con el tiempo han sufrido un importante proceso de dolomitización (alteración química que consiste en la pérdida de Ca y sustitución por Mg). Durante la etapa transtensiva jurásica se intercalaron coladas de rocas volcánicas básicas submarinas (basaltos de tipo lavas almohadilladas) en el Subbético Medio. En las zonas más profundas se depositaron calizas oolíticas, calizas con sílex, margas radiolaríticas, margas, margocalizas y calizas nodulosas hasta el Jurásico Superior, inclusive. El Cretácico Inferior está representado por margas y margocalizas blancas. Entre el Cretácico Superior y el Paleoceno-Eoceno Inferior sedimentaron margas y margocalizas rojas. Durante la primera parte del Mioceno-Eoceno Inferior se depositaron margas con areniscas bioclásticas. Durante el Mioceno-Eoceno Superior se depositaron calcarenitas, conglomerados y margas. En el Plioceno-Eoceno Superior se depositaron lutitas, areniscas y conglomerados. En el Plioceno-Eoceno Superior se depositaron gravas, arenas y limos.

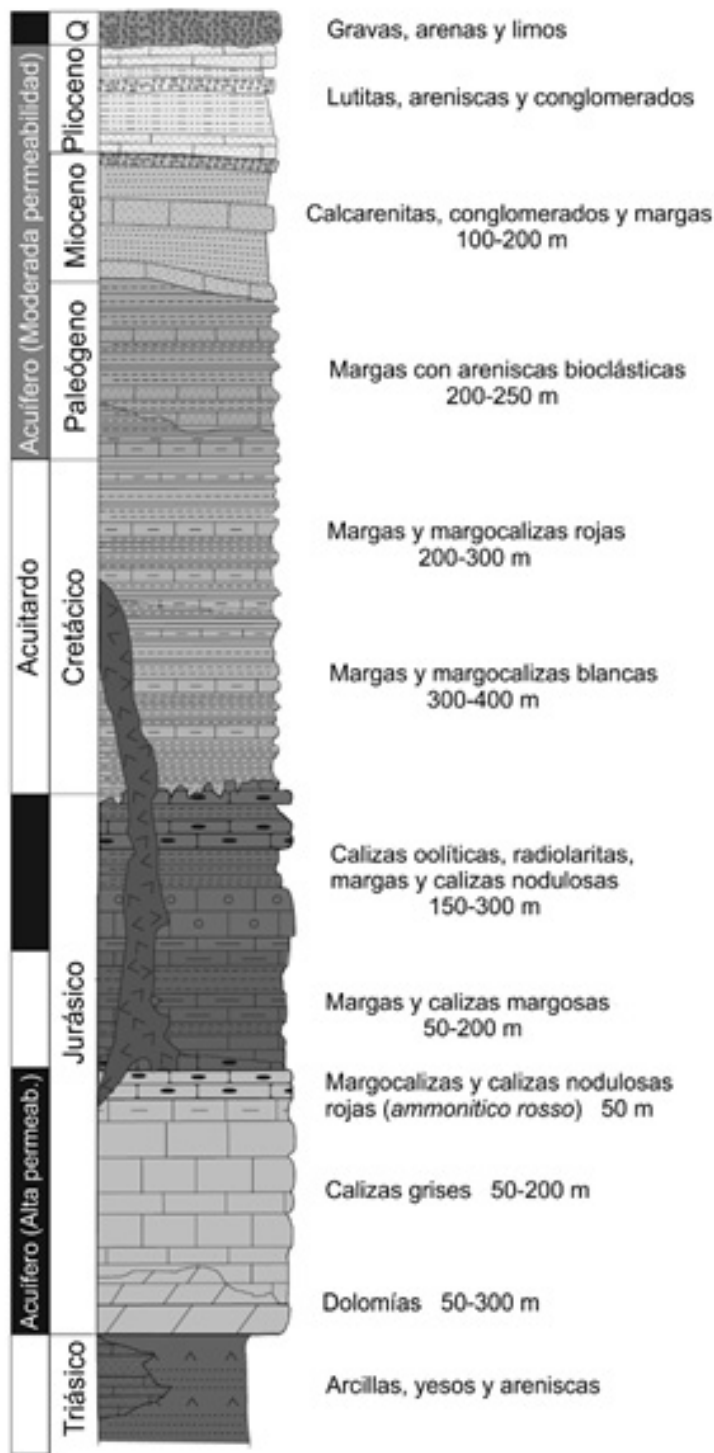


Figura 2. Secuencia litológica y propiedades hidrogeológicas de las rocas (negro, acuífero con alta permeabilidad; gris, acuífero con permeabilidad moderada; blanco, acuitardo) del sector estudiado.

Modificada de Ruiz-Constán *et al.*, 2015b.

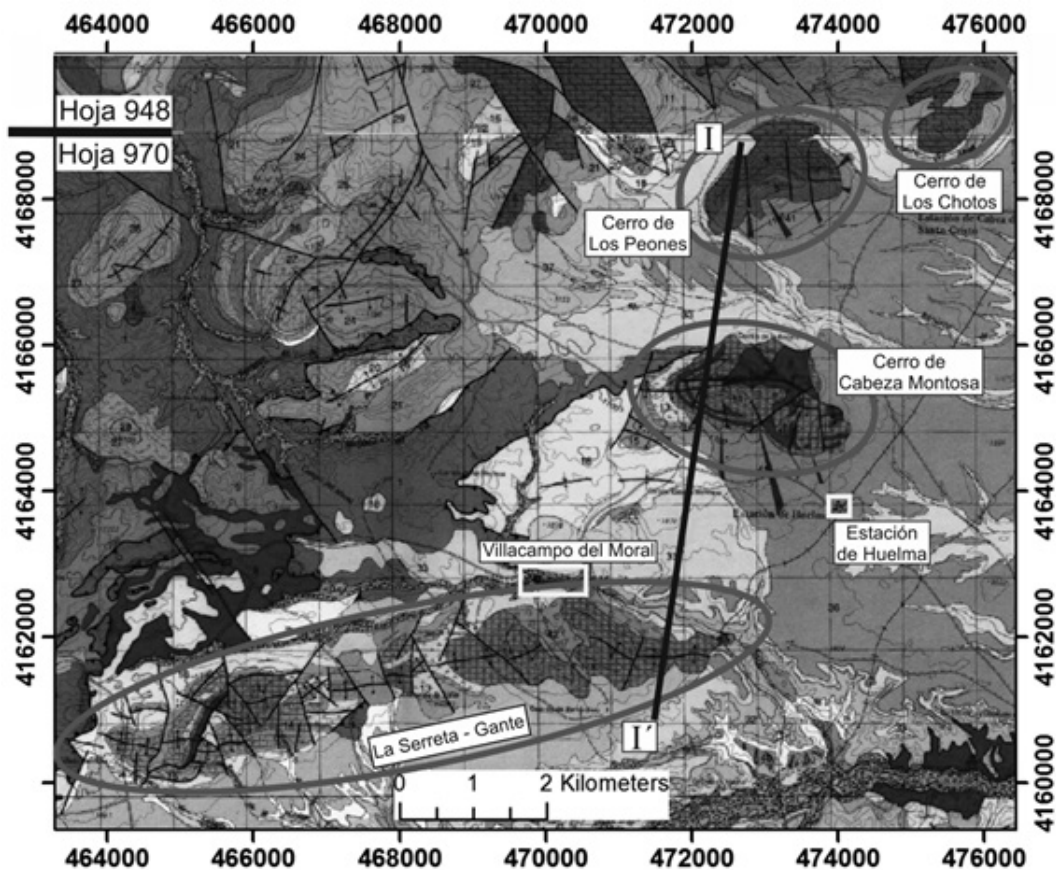


Figura 3. Mapa geológico de la serie MAGNA. Modificado de Ruiz Reig, 1988a y de Ruiz Reig, 1988b.

A continuación se formó una serie sedimentaria de margas y areniscas bioclásticas (calcarenitas) principalmente, entre el Eoceno y el Tortonense. Por último, entre el Plioceno y el Cuaternario se depositaron conglomerados, gravas, arenas, limos y arcillas de medios continentales (Vera, 2004).

En el Cerro de Los Peones afloran dolomías y calizas del Jurásico Inferior (Fm. Gavilán). Por su parte, el Cerro de Cabeza Montosa (antiguamente Cabeza Matosa) es claramente perteneciente al Subbético Medio, dada la presencia característica de lavas almohadilladas intercaladas entre calizas de

la Fm. Milanos (Jurásico Superior) (Molina y Vera, 1996).

En la hoja 970 (Huelma) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) realizado por el IGME (Ruiz Reig *et al.*, 1988b) se considera que en la vaguada existente entre los cerros de Los Peones y Cabeza Montosa podrían haber ascendido, debido a su menor densidad, las arcillas y yesos del Triásico (diapiro) perforando las rocas suprayacentes más jóvenes (Fig. 4). Posteriormente, una cubierta de pocos metros de espesor de gravas, arenas y limos habría tapado a los materiales triásicos.

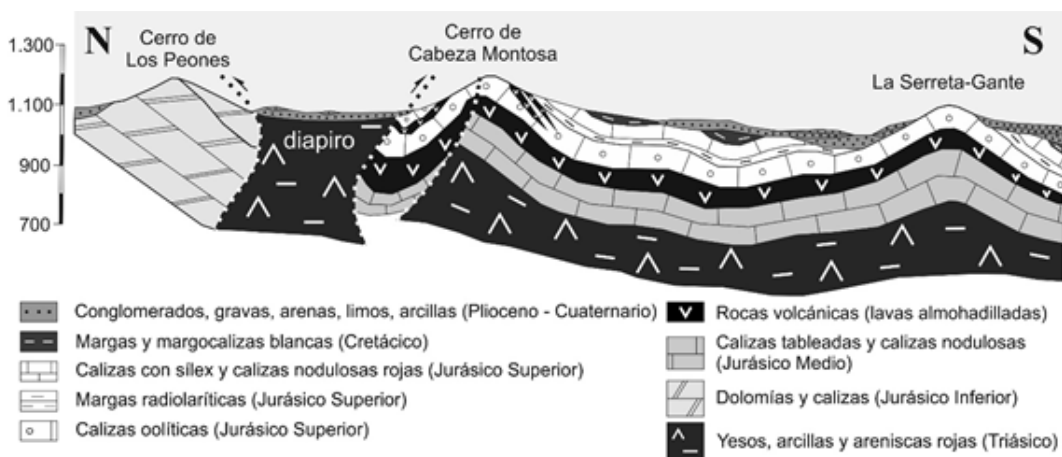


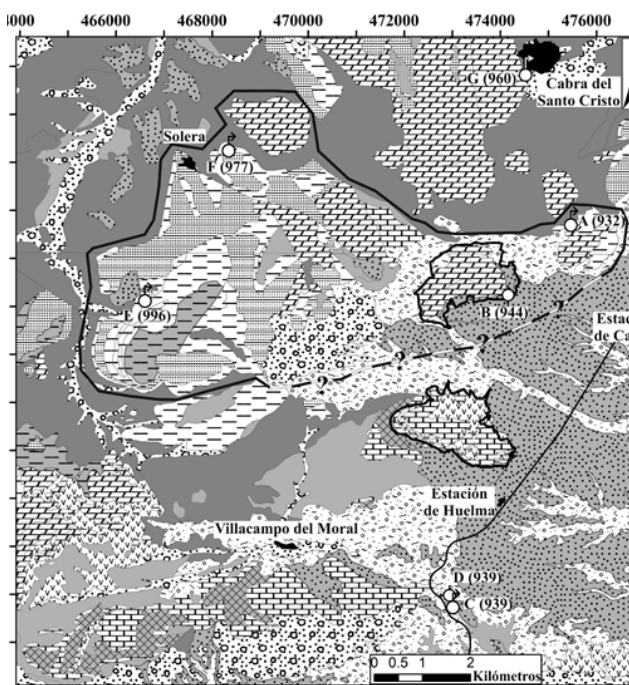
Figura 4. Corte geológico A-A' entre el Cerro de Los Peones y La Serreta-Gante. La relación de escala horizontal/vertical es de 1 / 2,5. Ver localización del corte en la figura 3. Modificado de Ruíz Reig et al., 1988b.

Las arcillas y yesos (materiales dúctiles) suelen tener menor densidad que las calizas, margas y rocas volcánicas. Por ello, conforme las primeras son enterradas progresivamente a más profundidad bajo las segundas, isostáticamente los sedimentos triásicos tienden a ascender por flotabilidad atravesando las capas superiores. Esto es lo que se conoce como actividad diapírica o halocinesis. Algunos diapiros adquieren formas de seta o de gota invertida. Se puede visualizar mejor este fenómeno al observar una lámpara de lava o una burbuja de aire subiendo en un recipiente con miel.

Figura 5. Mapa hidrogeológico del acuífero LSL (delimitado por una línea negra) y de los acuíferos adyacentes LGC y CSC. El inventario de puntos de agua es el siguiente: manantial del Molino del Barranco (A), sondeo del Cerro de Los Peones (B), manantial del Molino de Gante (C), sondeo del Molino de Gante (D), manantial de Los Nacimientos (E), manantial de la Fuente de las Negras (F), manantial de El Nacimiento (G).

Entre paréntesis aparece la cota piezométrica en julio de 2013.

Contexto hidrogeológico



Leyenda	Litología	Edad	Permeabilidad
♂ Manantiales	Depósitos aluviales	Cuaternario	Alta
⊕ Sondeos (pozos)	Coluviales y glaciales	Cuaternario	Media
—+ Ferrocarril	Gravas	Plioceno	Alta
⬛ Poblaciones	Margas blancas	Mioceno Medio	Baja
	Margas	Mioceno Inferior	Baja
	Calcarentitas	Mioceno	Alta
	Margas	Cretácico	Baja
	Margas	Jurásico	Baja
	Calizas	Jurásico Superior	Media
	Rocas volcánicas	Jurásico	Media
	Dolomías y calizas	Jurásico Inferior	Alta
	Arcillas y yesos	Triásico	Baja

EL ACUÍFERO DE LOS CHOTOS-SAZADILLA-LOS NACIMIENTOS (LSL)

Está constituido por una serie de afloramientos dispersos de dolomías y calizas del Jurásico Inferior (50-300 m de espesor estratigráfico expuestos en 9 km²) y areniscas calcáreas (calcarenitas) bioclásticas del Mioceno Inferior (100-120 m de espesor aflorando en unos 20 km²). El basamento del acuífero lo constituyen las arcillas, margas y yesos de baja permeabilidad del Triásico. Estos mismos materiales afloran al norte, oeste y sur del acuífero, suponiendo unos límites cerrados al flujo de aguas subterráneas. Sin duda, el borde que más incertidumbre plantea, en cuanto a su carácter cerrado o abierto, es el este-sureste. Aquí afloran materiales semipermeables del Plioceno-Cuaternario que impiden conocer la continuidad en profundidad de los materiales permeables del acuífero LSL. Los recursos renovables del acuífero fueron estimados en 2,4 hm³/año (IGME-DPJ, 2011).

En IGME-DPJ (2011) se diferencian tres sectores en este acuífero (Fig. 5): (i) **Los Chotos-Cortijo Hidalgo**. Se localiza al este del acuífero. Lo conforman las dolomías de los cerros de Los Chotos y de Los Peones (antiguamente denominado Cortijo Hidalgo). (ii) **Sazadilla** está formado por dolomías y calizas del Jurásico. Se encuentra al norte del acuífero (en el denominado Cerro del Pinar) y en la parte central. En las zonas suroeste y sureste del sector se hallan materiales más recientes tapando las rocas permeables jurásicas, aunque cabe suponer que exista continuidad bajo ellos. (iii) **Los Nacimientos** se compone de calcarenitas, calizas lacustres y conglomerados de edad Mioceno de la zona occidental del acuífero LSL.

Tanto en el sector de Sazadilla, donde el sustrato impermeable son las arcillas y yesos del Triásico, como en Los Nacimientos,

donde son las margas blanquecinas y rojizas del Mioceno, los afloramientos dispersos y fracturados de materiales permeables actúan como pequeños acuíferos colgados. Es decir, que a favor del contacto entre las rocas permeables e impermeables se producen drenajes de pequeños caudales por encima del nivel freático principal.

La información hidrogeológica es insuficiente para disponer de un modelo conceptual fundado del funcionamiento hidrogeológico de este acuífero. En este sentido, la revisión del inventario de puntos de agua del IGME, la recopilación de niveles piezométricos (cota a la que se hallan las aguas subterráneas) y de datos foronómicos (caudal de arroyos y manantiales) y las nuevas medidas de nivel piezométrico realizadas con motivo de esta investigación han permitido realizar el plano hidrogeológico que se adjunta en la figura 5. El análisis de esta figura permite observar que el manantial de Los Nacimientos (E), que es el principal punto de drenaje del sector occidental del acuífero, presenta una cota piezométrica (996 m s.n.m.) más alta que en el resto del acuífero. En este aspecto, se debe indicar que las investigaciones hidrogeológicas iniciadas recientemente por el IGME están intentando delimitar la procedencia de los recursos drenados por este manantial y que en principio parecen estar asociados, fundamentalmente, a los materiales miocenos.

Por otro lado, las cotas piezométricas medidas en el sondeo del Cerro de Los Peones (B, 944 m s.n.m. en julio de 2013) y la cota del manantial del Molino del Barranco (A, 932 m s.n.m.) sugieren la posibilidad de que este sector oriental tenga una misma superficie piezométrica, que coincidiría en altitud con la que presenta el manantial del Molino de Gante (C, 939 m s.n.m.) y el piezómetro (D, 939 m s.n.m. en julio de 2013) que existe junto al manantial. Por

tanto, la escasa información disponible respecto a la distribución espacial de los datos piezométricos parece sugerir la posibilidad de cierta continuidad hidrogeológica entre los afloramientos jurásicos del sector oriental del acuífero de LSL, desde el Cerro de Los Chotos, hasta el manantial del Molino de Gante, que consiste en el principal punto de drenaje del acuífero de La Serreta-Gante-Cabeza Montosa (LGC).

En el extremo oriental del Cerro de Los Peones se encuentra el sondeo del mismo nombre (B), el cual es la principal fuente de abastecimiento de agua a Cabra del Santo Cristo y a sus regantes. Respecto a los parámetros hidráulicos del acuífero la información es también muy limitada. En este sentido, en ITGE (Instituto Tecnológico Geominero de España) (1990) se indica que en el ensayo de bombeo realizado en el sondeo del Cerro de Los Peones la transmisividad resulta en unos $9950 \text{ m}^2/\text{día}$ (un valor alto) y un coeficiente de almacenamiento de 2×10^{-2} (indicativo de acuífero libre). Por un lado, la transmisividad es un

parámetro que resulta de multiplicar el coeficiente de permeabilidad por el espesor de rocas saturadas de agua y, es representativa de la capacidad que tiene el acuífero para ceder agua. Por otro lado, el coeficiente de almacenamiento indica la cantidad de agua liberada al disminuir la presión en el acuífero.

En lo que a la distribución temporal de la piezometría se refiere, en la figura 6, se representa toda la información recopilada, que procede de medidas realizadas por personal técnico del IGME, de la Diputación Provincial de Jaén y de la empresa de abastecimiento a Cabra del Santo Cristo. En esta gráfica es posible comprobar como en el periodo comprendido entre abril de 2004 y agosto de 2009 el descenso piezométrico acumulado ha sido de 34 metros. Asimismo, es posible observar que durante los periodos de lluvias intensas el nivel piezométrico se recupera y se pone por encima de la cota de drenaje del manantial del Molino del Barranco (A, 932 m s.n.m.). De esta gráfica debe ser destacado el notable ritmo de descenso del

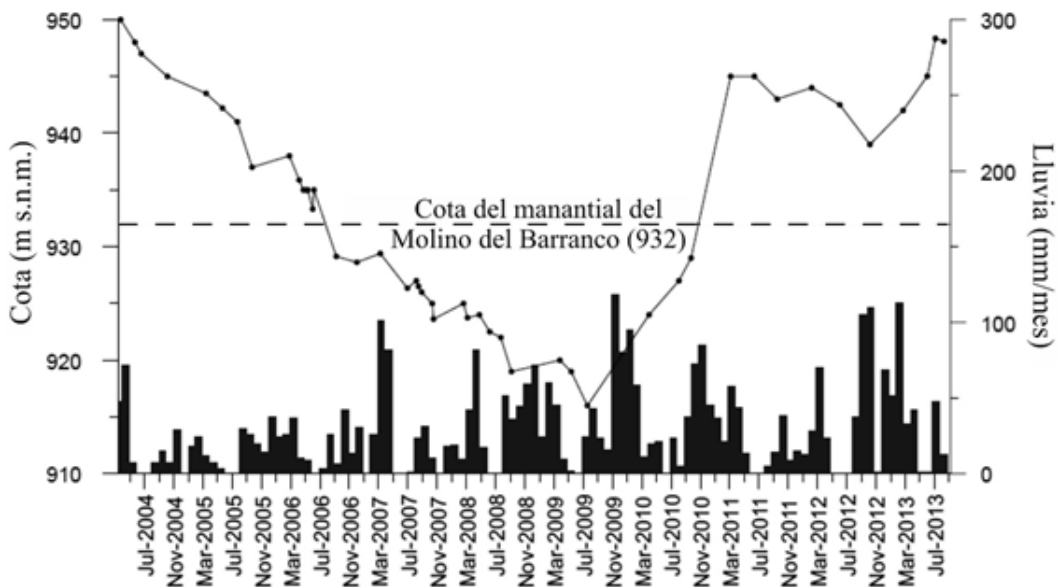


Figura 6. Evolución piezométrica en el sondeo del Cerro de Los Peones (B en la Fig. 5) y datos de precipitaciones.

nivel piezométrico en los periodos secos. En este sentido se observa una mayor velocidad de depresión del nivel cuando está activo el manantial del Molino del Barranco (A) y otra menor, pero no por ello menos importante, cuando las salidas se concentran en los bombeos del sondeo del Cerro de Los Peones (B). Este último ritmo de descenso tan importante podría estar justificado por la presencia de barreras impermeables próximas que acelerarían la depresión del nivel del cono de bombeo de este sondeo. Por otro lado, también debe ser destacada la rápida recuperación del nivel que se produce en el sondeo tras los años de lluvias intensas. Esta rápida recuperación también sugiere la posible conexión de este afloramiento con un sistema de importantes reservas.

EL ACUÍFERO DE CABRA DEL SANTO CRISTO (CSC)

El acuífero de Cabra del Santo Cristo, situado al norte del de Los Chotos-Sazadilla-Los Nacimientos (Fig. 5), está constituido por dolomías y calizas del Jurásico que se encuentran al suroeste y oeste del municipio del mismo nombre (*e.g.* el Cerro del Buitre). Se trata de un acuífero colgado sobre materiales arcillosos y margosos del Triásico, que actúan como sustrato impermeable y como bordes de flujo en sus márgenes occidental, meridional y oriental. En el límite septentrional se hallan las margas y margocalizas impermeables del Cretácico Inferior. Los materiales carbonáticos afloran en una superficie de 11,4 km² y presentan alta permeabilidad por fracturación y karsificación. El manantial más importante que descarga el acuífero es El Nacimiento (G), situado en la entrada sur de Cabra del Santo Cristo y a una cota de 960 m s.n.m. considerada nivel regional. Esta surgencia libera unos 20 l/s. Otros puntos de descarga se hallan en el contacto permeable-impermeable

de los carbonatos jurásicos con las arcillas triásicas (IGME-DPJ, 2011).

ACUÍFERO DE LA SERRETA-GANTE-CABEZA MONTOSA (LGC)

El acuífero de La Serreta-Gante-Cabeza Montosa lo definen, por un lado, los promontorios de La Serreta-Gante y, por otro, el Cerro de Cabeza Montosa (Fig. 5). Consiste en un sistema compuesto por dos pliegues anticlinales y un pliegue sinclinal de rocas carbonáticas del Jurásico Medio y Superior de unos 200 metros de potencia (ITGE, 1991). En el Cerro de Cabeza Montosa además aparecen rocas volcánicas intercaladas entre las calizas. En este sector nororiental no existen captaciones ni manantiales catalogados. Sin embargo, en el límite sureste se encuentran el manantial del Molino de Gante (C), a una cota de 939 m s.n.m. y que libera entre 18 y 44 l/s, y el sondeo del Molino de Gante (D). En el borde este del acuífero podría existir descarga oculta hacia materiales detríticos semipermeables del Plioceno al Cuaternario (IGME-DPJ, 2011).

Metodología

Se abordó el estudio del acuífero de LSL mediante tres disciplinas geológicas: hidrogeología, geología estructural y prospección geofísica.

Toda la información se recogió y analizó en un Sistema de Información Geográfica (ArcGIS). Como bases cartográficas se utilizaron dos fuentes: el IGME y el Instituto Geográfico Nacional (IGN). Del primero, se emplearon los mapas geológicos de la serie MAGNA y de la serie GEODE (cartografía geológica digital continua) de escala 1:50.000. Del IGN, las imágenes de satélite de alta resolución del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), el modelo digital de elevaciones de cinco metros de resolución (MDE 5m) y la Base Topográfica

ca Nacional de España a escala 1:25.000 (BTN25). Como sistema de coordenadas geográficas se escogió WGS84.

Hidrogeología

Se llevó a cabo una revisión y completado del inventario de puntos de agua de la base de datos del IGME. Valiéndose del MDE 5m del IGN se actualizó la cota de los manantiales más importantes. Al mismo tiempo se midió la profundidad del agua (piezometría) en los principales sondeos y pozos. Igualmente se realizaron estimaciones de caudal tanto en arroyos como en manantiales. Por último, se volvieron a interpretar los datos del ensayo de bombeo realizado en el Sondeo del Cerro de Los Peones por el ITGE (1990).

Geología estructural

Durante las jornadas de campo se realizaron observaciones encaminadas en primer lugar a caracterizar a tectónica general de la zona y, en segundo lugar, a resolver la estructura existente entre el Cerro de Los Peones y el Cerro de Cabeza Montosa. Con brújula y GPS navegador se hicieron mediciones de dirección y buzamiento (inclinación) de estructuras como planos de estratificación y fallas. De éstas últimas, además, se dibujó en mapa su traza en superficie, se midieron sus estrías y se identificó su cinemática, en los casos en los que fue posible.

Prospección geofísica

Es la rama una rama de la física aplicada que consiste en emplear un conjunto de métodos no destructivos para explorar el subsuelo. Cada método se centra en una propiedad física, por ejemplo, la exploración eléctrica se basa en la resistividad eléctrica mientras que la prospección sísmica lo hace en la velocidad de las ondas sísmicas. El objeto de estudio (cuerpo, estructura, etc.) tiene que presentar contraste de la pro-

iedad física respecto al medio encajante a una resolución suficiente para poder ser detectado.

Es muy importante tener en cuenta que los resultados de la prospección geofísica son modelos que ayudan a correlacionar, extrapolar y/o verificar la información geológica de superficie. Es decir, que en ningún caso deben ser considerados como realidades exactas de la geología del subsuelo. Existen factores que pueden hacer que los modelos varíen, ya sea en la fase de adquisición, de procesado o de interpretación. Igualmente importante es conocer el concepto de anomalía. Éste representa el resultado de restar a la medida observada el valor teórico que se estima debería ser.

A continuación se describen los tres métodos de prospección geofísica que se utilizaron:

Gravimetría

Este método se basa en medir las variaciones espaciales de la aceleración de la gravedad. Las anomalías gravitatorias se deben a una distribución heterogénea de masas en el subsuelo, es decir, a la presencia de rocas más o menos densas que las del entorno encajante.

La aceleración media de gravedad son $9,81 \text{ m/s}^2$, sin embargo, las variaciones locales son muy pequeñas y por ello se emplea otra unidad de medida: el miligal (mGal). 1 m/s^2 equivale a 10^4 mGal .

La adquisición de los datos se llevó a cabo con un gravímetro CG-5 Autograv de la casa Scintrex (Fig. 7A) cedido por la Universidad de Granada. Se tomaron 210 mediciones de la gravedad y se complementaron con otras 99 previas realizadas por el IGME (estimando una densidad para la corrección de Bouguer de $2,6 \text{ g/cm}^3$) para una mayor cobertura (Fig. 13). El espaciado entre medidas

fue de unos 250 a 300 m. Las coordenadas horizontales de las estaciones de medida se obtuvieron mediante GPS navegador, modelo Garmin e-Trex, con precisión de 5 m (Fig. 7B). Posteriormente, a esos puntos de medida se les asignó la cota obtenida mediante el Modelo Digital de Elevaciones (MDE) con paso de malla de 5 m del Instituto Geográfico Nacional (IGN). La gravedad teórica se calculó a partir de la fórmula del GRS67.

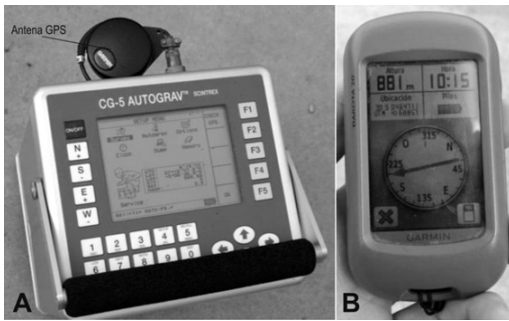


Figura 7. A) Gravímetro Scintrex Autograv modelo CG-5; B) GPS navegador modelo Garmin e-Trex.

El procesado de los datos de campo conlleva hacer una serie de correcciones. Son varios los factores que afectan a las medidas: la atracción de la Luna y el Sol (las mareas), la aceleración centrífuga provocada por la rotación del planeta, la propia forma no esférica de la Tierra, la topografía próxima y la altitud del punto de medida, etc. Cuando se corrigen todos se obtiene la conocida como «anomalía de Bouguer». Los cálculos necesarios para obtenerla se realizaron con los programas CICLOS, ANOMALIA y PERFIL programados en lenguaje FORTRAN por J. Galindo Zaldívar.

Para la consecución tanto de los mapas de anomalía de Bouguer como los de anomalías magnéticas se utilizó el programa Surfer v.9 que llevó a cabo una interpolación espacial mediante kriging. Por último, empleando ArcMap v.10 se representaron los puntos de medida y las isóneas.

La modelización 2D (Fig. 15) se realizó con el programa GRAVMAG v.1.7 del British Geological Survey (Pedley *et al.*, 1993). Este software permite restar a la anomalía de Bouguer la anomalía regional, resultando en la anomalía residual asociada a las rocas que constituyen el acuífero y su basamento. Durante la modelización gravimétrica se han tenido en cuenta los datos geológicos de campo e información bibliográfica previa.

Magnetometría

Toda carga eléctrica en movimiento genera un campo magnético. Los momentos magnéticos provienen de los orbitales atómicos incompletos con espines no apareados. Nuestro planeta funciona como un gigantesco imán con sus polos magnéticos próximos a los polos geográficos (Fig. 8). La magnetosfera contribuye a la protección de los seres vivos de la radiación procedente del Sol.

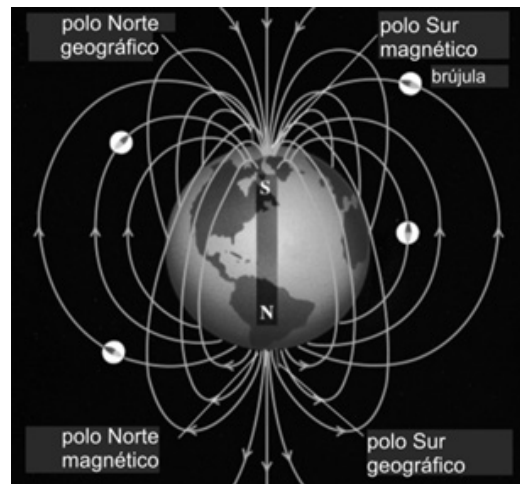


Figura 8. Representación del campo magnético interno de La Tierra.

El campo magnético terrestre se divide en dos contribuciones. La primera es el campo interno (96 %) y tiene su origen en el núcleo externo fundido y metálico del planeta. El campo externo representa el 4 %

restante. Nace de las corrientes ionosféricas producidas por el viento solar. Las variaciones diurnas del campo magnético asociadas a este factor, como consecuencia de la rotación de la Tierra sobre su eje, son importantes desde el punto de vista de la exploración magnética y se caracterizan mediante observatorios de registro continuo (<http://www.intermagnet.org/>). Además, existen otras causas externas que perturban el campo magnético con una mayor frecuencia temporal, como las tormentas solares.

La unidad del Sistema Internacional con la que se mide el campo magnético es el tesla (T). Sin embargo, esta unidad es demasiado grande, de manera que se utiliza su submúltiplo el nanotesla (nT). 1 T equivale a 10^9 nT.

La intensidad del campo magnético terrestre es aproximadamente 30.000 nT en el ecuador y 60.000 nT en los polos. En el área estudiada el valor oscila entre 42.500 y 43.500 nT. Las variaciones internas son predecibles y se caracterizan mediante el International Geomagnetic Reference Field (IGRF) (IAGA, 2010) calculado a partir de observatorios geomagnéticos distribuidos sobre toda la superficie terrestre.

La prospección magnética se basa en el análisis de las anomalías magnéticas debidas a la distorsión local del campo terrestre por la presencia de rocas con una magnetización que difiere de la presente en la roca encajante. Las dos propiedades magnéticas que determinan estas anomalías son el magnetismo remanente y la magnetización inducida. La forma de las anomalías depende por una parte de la inclinación del campo y por otra, de la posición, dimensiones, forma y naturaleza de los cuerpos anómalos y su magnetismo remanente e inducido.

La magnetización inducida (M_i) consiste en el alineamiento de los momentos

magnéticos de las partículas ferromagnéticas con el campo magnético de la Tierra en el presente. Diferentes rocas tendrán distintas susceptibilidades magnéticas y, por ello, su magnetización inducida producirá anomalías magnéticas. Cuando la lava volcánica se enfría se forman cristales de magnetita (entre otros minerales) cuyos dominios magnéticos se orientan con los del campo magnético terrestre de ese momento (desde la temperatura de Curie). Por la propiedad ferromagnética de la magnetita, esta imanación permanece aunque el campo magnético terrestre cambie. Por ello, se dice que dichas rocas volcánicas conservan un magnetismo remanente (del pasado) (M_r). La relación entre dichos magnetismos se establece mediante la razón de Koenigsberger (Q_n):

$$Q_n = M_r / M_i$$

En el caso de los sedimentos y la mayoría de las rocas continentales de origen no ígneo, los valores de la susceptibilidad magnética y las razones de Koenigsberger suelen ser muy bajas. Estas rocas no suelen producir anomalías magnéticas. Sin embargo las rocas ígneas, sobre todo básicas (composición química baja en sílice), suelen tener un elevado porcentaje de magnetita y producen anomalías tanto por magnetismo remanente como por magnetización inducida. Si no han sufrido grandes rotaciones o traslaciones y la magnetización remanente se produjo en un periodo de polaridad normal, nos permite asumir que la magnetización observada en ellas representa, casi en su totalidad, una magnetización inducida equivalente. En estos casos es posible determinar la geometría de los cuerpos anómalos a partir de las anomalías magnéticas correspondientes.

De manera simultánea a la adquisición de datos gravimétricos, se tomaron 209 medidas de la intensidad del campo magné-

tico total (Fig. 14) utilizando un magnetómetro OVERHAUSER GSM-9 de precisión de protones propiedad de la Universidad de Granada, el cual tiene una precisión máxima de 1 nT (Fig. 9A). Las medidas direc-

tas de la susceptibilidad magnética de las rocas volcánicas que afloran en el Cerro de Cabeza Montosa se realizaron con un susceptómetro Exploranium Kappameter KT-9 (Figura 9B).



Figura 9. A) Magnetómetro OVERHAUSER GSM-9; B) Susceptómetro Exploranium Kappameter KT-9 y, en segundo plano las lavas almohadilladas sobre las que se usó.

El procesado de la magnetometría consiste en calcular las contribuciones del campo magnético de origen interno y externo, para sustraer dichos valores a las medidas y obtener la anomalía magnética. Las variaciones diurnas debidas a causas externas se han eliminado a partir de los datos de intensidad del campo magnético total registrados en la estación de San Fernando (SFS) situada en el Real Instituto y Observatorio de la Armada (Cádiz). Los datos se obtuvieron de la página web www.intermagnet.org (Figura 10). Se calcula la media de los datos del observatorio y su diferencia con los datos del observatorio correspondientes a los tiempos de medida de las estaciones de campo. Si la media es superior al dato del observatorio, la diferencia se suma al dato de campo, si es inferior se resta. Al igual que en la gravimetría, el programa CICLOS reparte proporcionalmente al tiempo la dife-

rencia del valor medido en la base al inicio y al final de cada ciclo.

La anomalía magnética ha sido calculada con el programa ANOMALIA considerando el valor del IGRF 2010 (IAGA, 2010). Este modelo proporciona el valor del campo magnético terrestre de origen interno en cualquier punto de la Tierra, para una fecha determinada hasta el momento de la última actualización, y extrapola los valores del campo en cualquier punto, para los 5 años siguientes. Gracias a este modelo es posible restar la contribución del campo magnético terrestre de origen interno a los valores medidos. Se empleó el programa PERFIL, de la misma manera que con la gravimetría, para proyectar nuestros datos en transversales de interés de nuestra zona de estudio.

Por último, se han modelizado los datos de magnetometría, conjuntamente

con los gravimétricos, mediante el software Gravmag V.1.7. del British Geological Survey (Pedley *et al.*, 1993) (Fig. 15). Dicho programa permite la modelización simultánea de los cuerpos que producen las anomalías gravimétricas, así como las magnéticas, y facilita la realización de una interpretación cuantitativa. Los datos de entrada son la distancia entre los puntos del perfil, la topografía, la anomalía de Bouguer y la anomalía magnética. Una vez introducidos los datos, representa el perfil topográfico y

las dos anomalías. El programa permite generar y editar polígonos, que representan los cuerpos anómalos y asignarles diferentes valores de densidad y susceptibilidad magnética. En base a estos datos el programa calcula las anomalías correspondientes a los polígonos y las proyecta sobre las anomalías medidas. El usuario puede ajustar la geometría de los polígonos de manera que las anomalías generadas por los mismos se aproximen a las medidas en campo y a los datos de geología.

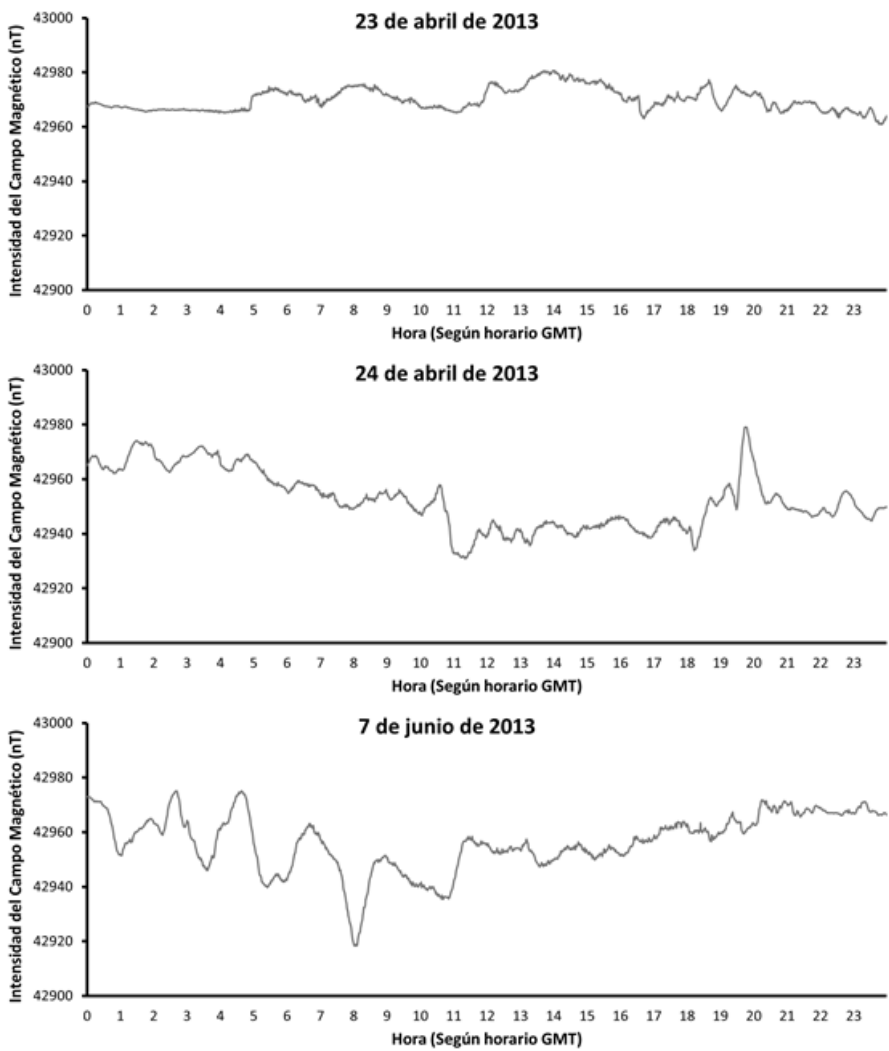


Figura 10. Evolución de la intensidad del campo magnético total registrada en la estación de San Fernando (SFS) del Real Instituto y Observatorio de la Armada (Cádiz) durante los días de adquisición de los datos magnéticos. Tomado de www.intermagnet.org

SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS EN EL DOMINIO DEL TIEMPO (TDEM)

Se trata de un método de inducción electromagnética por el cual se transmite energía al terreno desde una bobina de corriente en la superficie (Kirsch, 2009). Se basa en el principio físico de la Ley de Faraday, la cual dice que un campo eléctrico variable genera un campo magnético y viceversa.

Este dispositivo básicamente se compone de una bobina transmisora de corriente, que en este caso se dispuso formado un cuadrado de 200x200 m, y otra bobina receptora para registrar la señal de vuelta (a veces una única bobina puede actuar como transmisora y como receptora). La adquisición de los datos se llevó a cabo con un equipo propiedad del IGME y de la casa ZONGE formado por un receptor GDP32II de 16 canales, un transmisor ZT-30 y una antena TEM-3.

Cuando el instrumental está coloca-

do sobre el terreno se hace pasar una fuerte corriente eléctrica por la bobina de cable transmisora (normalmente de 5 a 50 amperios) (Fig. 12). En segundo lugar se interrumpe súbitamente la corriente eléctrica generando un potente campo magnético primario que penetra en el subsuelo. Si existen materiales conductores próximos, al ser atravesados por un campo magnético se producirán pequeñas corrientes eléctricas que los recorrerán, llamadas «corrientes de Foucault» (Fig. 11). En un pequeño instante de tiempo estas corrientes eléctricas se atenuarán produciendo un campo magnético secundario. Dicho campo inducirá que una pequeña corriente eléctrica transitoria que recorrerá la bobina receptora y será medida en cuanto a voltaje (Fig. 12). Según la Ley de Lenz, esta corriente secundaria es de sentido contrario a la primaria.

Exactamente cuando se corta la co-

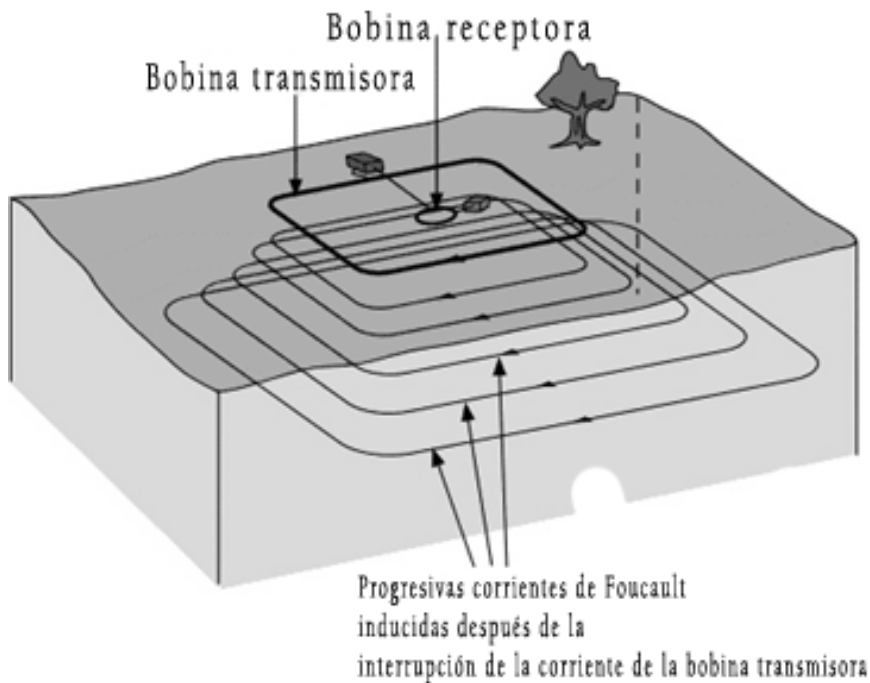


Figura 11. Representación de las corrientes de Foucault en un sondeo TDEM.

Modificado de zonge.com

riente primaria la amplitud y el decaimiento de la señal recibida es registrada de 20 a 30 veces separadas por muy pequeños intervalos, llamados «ventanas de tiempo» (desde 30 microsegundos a unos cientos de milisegundos), para poder reproducir suficientemente bien la forma continua del pico de la onda a partir de puntos discre-

tos. Si el decaimiento es lento significa que existen materiales conductores en profundidad y viceversa. Las señales son analizadas para obtener un perfil unidimensional de cómo varía la resistividad eléctrica de los materiales con respecto a la profundidad.

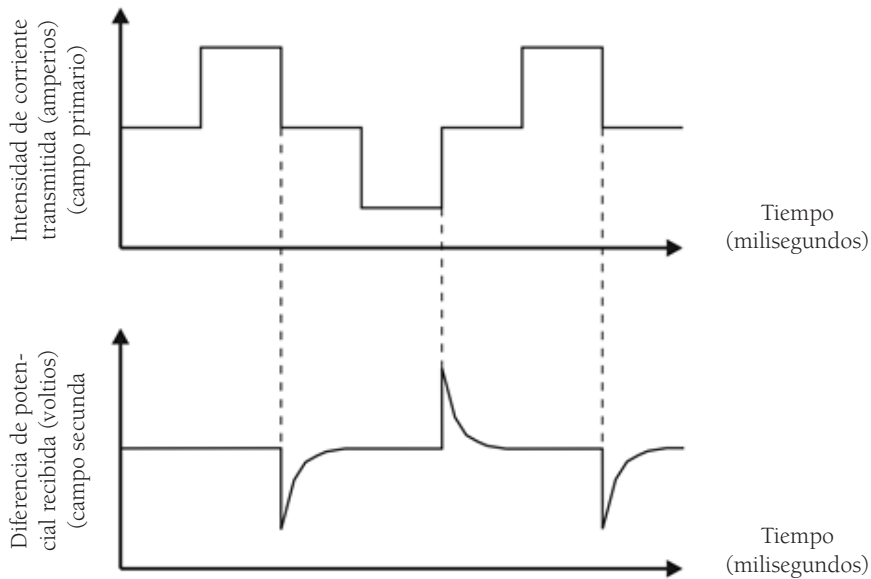


Figura 12. Señales transmitidas y registradas durante un sondeo TDEM.

Cuanto más tiempo se esté haciendo pasar la corriente eléctrica primaria por la bobina transmisora antes de cortarla, el dato del voltaje registrado a continuación corresponderá a un punto de mayor profundidad en el terreno. Para esta prospección las frecuencias empleadas fueron 4, 8 y 16 Hz. Asimismo, la profundidad de investigación también depende de las propiedades eléctricas de los materiales del terreno. En esta investigación se estima que se ha alcanzado una profundidad de entre 600 y 800 m.

Se hicieron doce sondeos TDEM repartidos por la zona de estudio (Fig. 16). Los registros de voltaje/tiempo fueron trans-

formados a resistividad aparente/tiempo y con ellos se realizó la inversión a un modelo suavizado unidimensional de capas (Fig. 17). Éstas son ajustadas en cuanto a espesor y resistividad de manera iterativa con el software STEMINV hasta que dicho modelo reproduzca lo suficientemente bien los datos observados.

La resistividad eléctrica expresa la dificultad que presenta un material al paso de la corriente eléctrica (independiente del área atravesada por la misma). Sus unidades se suelen expresar en ohmios multiplicados por metro ($\Omega \cdot m$). Gracias a este parámetro es posible interpretar los tipos de rocas que existen bajo la superficie.

Resultados

Se han combinado los datos de gravimetría, magnetometría y sondeos TDEM para caracterizar las variaciones de los parámetros físicos de las formaciones geológicas del subsuelo. Como su inversión no produce un único modelo posible, la comparación de los resultados de cada método geofísico permite precisar la compleja estructura tectónica del acuífero carbonático de LSL y su compartimentación.

Modelos gravimétricos

La anomalía de Bouguer muestra una tendencia decreciente hacia el Sur con un gradiente medio de unos 2 mGal/km que se relaciona con el aumento del espesor de la corteza continental en ese sentido. El máximo gravimétrico se encuentra en el extremo oriental de Sierra Mágina (-85 mGal), mientras que el mínimo (-111 mGal) tiene una forma equidimensional y se ubica unos 6 km al Oeste de Cabeza Montosa, en una zona donde aflora de manera frecuente el Triásico y el Neógeno. Los valores de anomalía de Bouguer en el Cerro de Los Peones y en el Cerro de Cabeza Montosa son -95 mGal y -97 mGal, respectivamente. Entre ambos cerros existe un mínimo relativo de -100 mGal (Fig. 13).

Se han realizado tres modelos gravimétricos 2D (Fig. 15 A, B y C). El perfil I-I', que cruza por el Cerro de Los Peones y por el Cerro de Cabeza Montosa, y el perfil II-II' con una dirección N130°E situado más hacia el Oeste del primero. La densidad media asignada a cada unidad geológica está relacionada con la litología principal observada en el campo de acuerdo con Telford *et al.* (1990): 2.30 g/cm³ para las calizas margosas del Cretácico; 2.65 g/cm³ para los carbonatos del Jurásico, 2.25 g/cm³ para las rocas detríticas del Neógeno, 2.30 g/cm³ para las rocas evaporíticas y detríticas del

Triásico, y 2.79 g/cm³ para las rocas volcánicas básicas.

Para resolver la estructura en el perfil I-I', se consideraron las dos hipótesis para modelizar sin (modelo diapírico, Fig. 15A) y con (modelo pliegue sinclinal, Fig. 15B) conexión hidrogeológica entre el Cerro de Los Peones y el Cerro de Cabeza Montosa. No fue posible ajustar la anomalía gravimétrica con el modelo diapírico propuesto por Ruiz Reig *et al.* (1988b). El mínimo gravimétrico relativo observado es 4 mGal mayor que el calculado por el modelo. El mejor ajuste se obtuvo cuando se consideró la geometría de pliegue sinforme de las calizas y rocas volcánicas bajo los sedimentos del Neógeno en el valle entre ambos cerros. El máximo espesor de rocas volcánicas ha sido de unos 150-200 m, el cual se adelgaza de manera concordante con las calizas del Jurásico Medio-Superior hacia el flanco Norte del pliegue sinforme. Su carácter interestratificado argumenta a favor de la hipótesis de la conexión hidráulica. El espesor máximo del relleno de los sedimentos del Neógeno en el valle es de unos 150-200 m.

El modelo gravimétrico II-II' (Fig. 15C), situado en el sector de Los Nacimientos del acuífero LSL, sugiere la continuidad de las calizas plegadas del Jurásico y Cretácico bajo los afloramientos del Paleógeno-Neógeno a lo largo de la mitad Sureste del perfil (hacia Cabeza Montosa). Sin embargo, la presencia de una lámina de unos pocos metros de espesor de margas de baja permeabilidad del Triásico entre las calizas del Jurásico-Cretácico y la cobertera detrítica del Paleógeno-Neógeno en el borde oriental del perfil podrían desconectar hidrogeológicamente ambas formaciones del acuífero. Se necesitarán más datos geofísicos para confirmar esta hipótesis. Hacia el Noroeste, el modelo señala hacia la desaparición de las calizas.

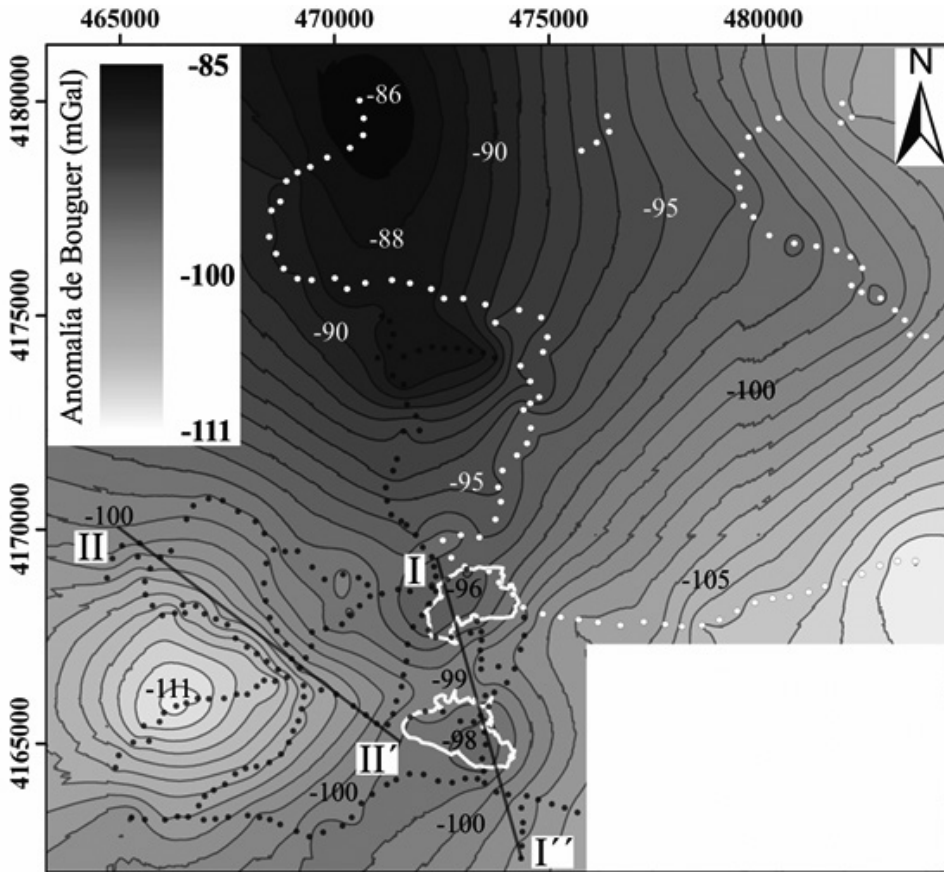


Figura 13. Mapa de anomalía de Bouguer. Los puntos negros se corresponden con los datos adquiridos en este estudio. Los puntos blancos son los datos previos adquiridos por el IGME. Los contornos de los cerros de Los Peones y Cabeza Montosa aparecen con una línea blanca. Se representan los perfiles modelizados.

Modelo magnético

El elemento más destacable del mapa de anomalías magnéticas es la existencia de un dipolo cuyo mínimo está situado al Norte del Cerro de Cabeza Montosa (-389 nT), y cuyo máximo (+223 nT) está al Sur del mismo cerro (Fig. 14). Cualitativamente, se corresponde con un cuerpo equidimensional o elongado en la dirección Oeste-Este, localizado entre el mínimo y el máximo y con un contraste de susceptibilidad positivo respecto al medio encajante. Este dipolo se relaciona con la presencia de lavas almohadilladas básicas interestratificadas entre las calizas del Jurásico. Se han realiza-

do dos modelos magnéticos 2D (Fig. 15A y B, perfil I-I'), situado sobre el dipolo, para descifrar la forma y profundidad del cuerpo magnético que produce la anomalía. Los valores mínimo y máximo a lo largo del perfil son -327 nT y +223 nT, respectivamente. Durante la modelización ha sido necesario aumentar el nivel de referencia de la anomalía magnética 40 nT para ajustar a un valor cero en las zonas alejadas de la influencia del dipolo y que sabemos que no existen rocas que produzcan anomalías magnéticas. Por consiguiente, en esta zona las predicciones del IGRF 2010 deben estar sobreestimadas (recordamos que anomalía = observado - teórico).

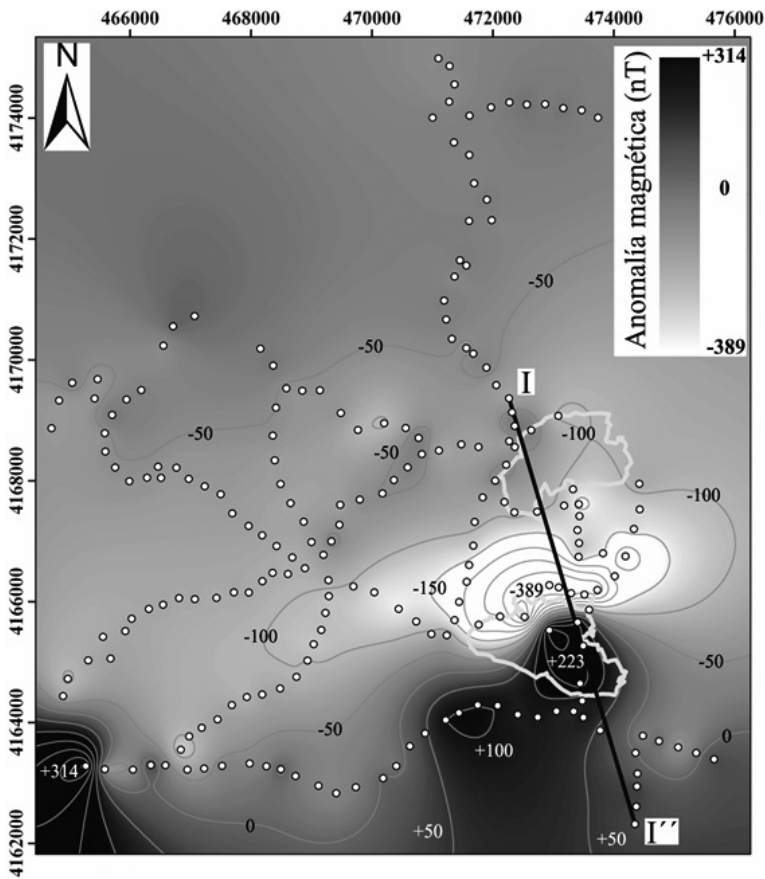


Figura 14. Mapa de anomalías magnéticas de campo total. Los contornos de los cerros de Los Peones y Cabeza Montosa aparecen con una línea gris clara. Se representa el perfil modelizado.

Las medidas de campo de la susceptibilidad magnética en las rocas volcánicas dieron un valor medio de 0.016 SI (adimensional en el Sistema Internacional de Unidades), el cual entra dentro del rango propuesto para estas rocas (Telford *et al.*, 1990). Se observó un patrón radial decreciente desde el núcleo (máximo de 0,026 SI) hacia el borde de la lava almohadada (mínimo de 0,006 SI, medido sobre los crecimientos minerales secundarios que se hallan limitando las estructuras redondeadas entre sí). Sin embargo, el mejor ajuste del modelo se consiguió considerando una susceptibilidad magnética de 0.067 SI, unas cuatro veces mayor que las observaciones de campo, lo cual implica la existencia de

una magnetización remanente. El adoptar dicho valor de susceptibilidad magnética podría ser válido ya que se han llegado a encontrar rocas con una razón de Königsberger de hasta 10. El modelo que considera la no conexión hidrogeológica (Fig. 15A) no ajusta el mínimo del dipolo magnético en su posición real.

La modelización conjunta y simultánea de las anomalías gravimétricas y magnéticas nos ha permitido establecer mejor la geometría del cuerpo de rocas volcánicas y de las calizas en profundidad. La continuidad de estas rocas en un pliegue sinforme bajo el valle justifica ambas anomalías y apoya la hipótesis de la conexión hidrogeológica entre los acuíferos de LSL y LSG.

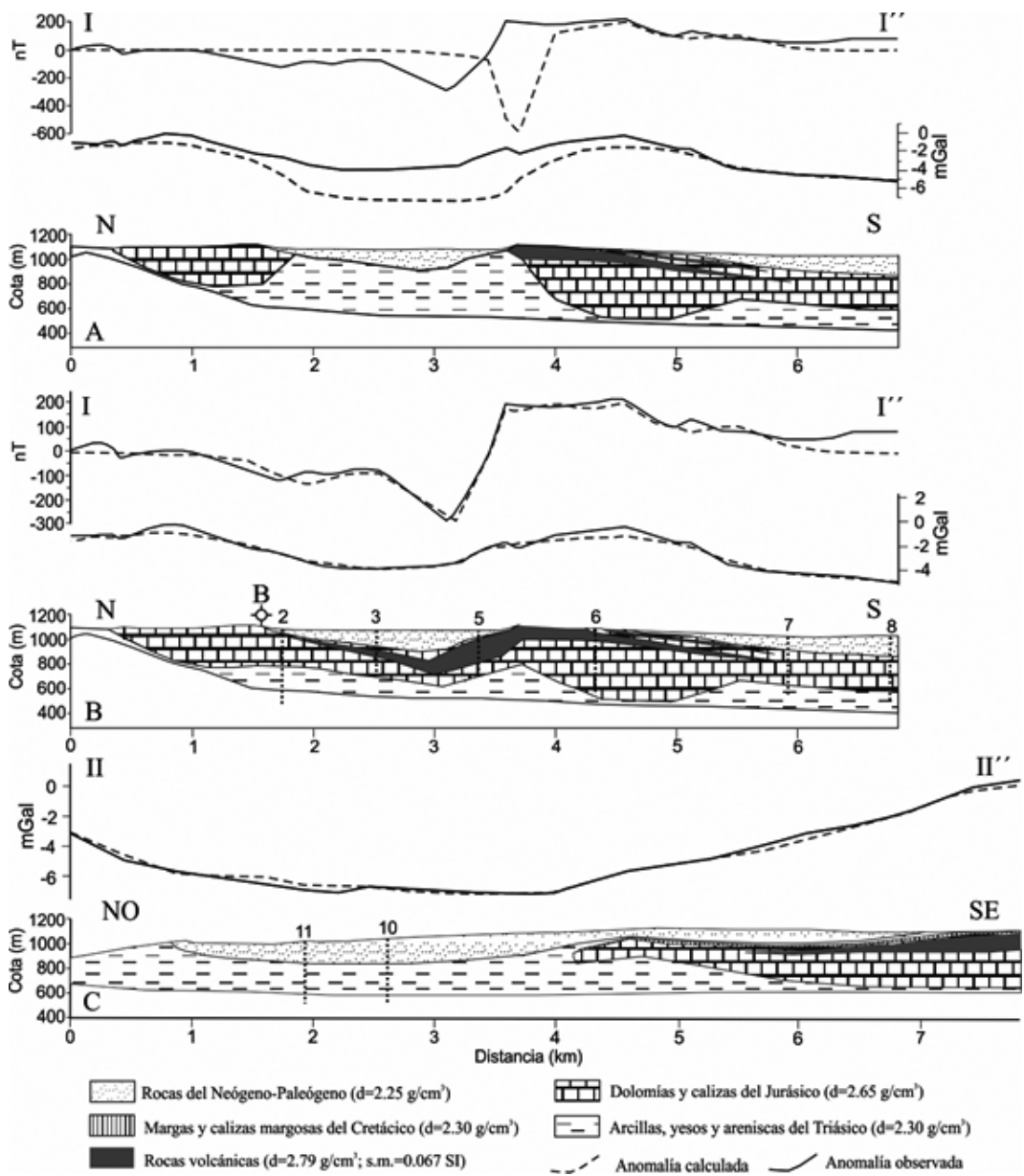


Figura 15. A-B) Modelos gravimétricos y magnéticos del perfil I-I'' y C) modelo gravimétrico del perfil II-II''. Para el perfil I-I'', se muestran los modelos sin (A) y con (B) conexión hidrogeológica.

(d: densidad, s.m.: susceptibilidad magnética).

Los números a lo largo de los perfiles representan los sondeos TDEM.

B: sondeo del Cerro de Los Peones.

Sondeos TDEM

Las curvas de resistividad aparente 1D no proporcionan soluciones únicas dado que diferentes combinaciones de espesor *versus* resistividad pueden dar la misma curva de resistividad aparente. No obstante, la distribución de sondeos TDEM, centrados en las principales transversales estudiadas con mo-

delos gravimétricos y magnéticos, proporciona nuevas restricciones y una mejor resolución para conseguir una estructura geológica fidedigna para emplearla en la interpretación hidrogeológica. Recordando que se obtienen valores de resistividad aparente, proporcionamos información sobre la alternancia entre capas conductoras y resistentes.

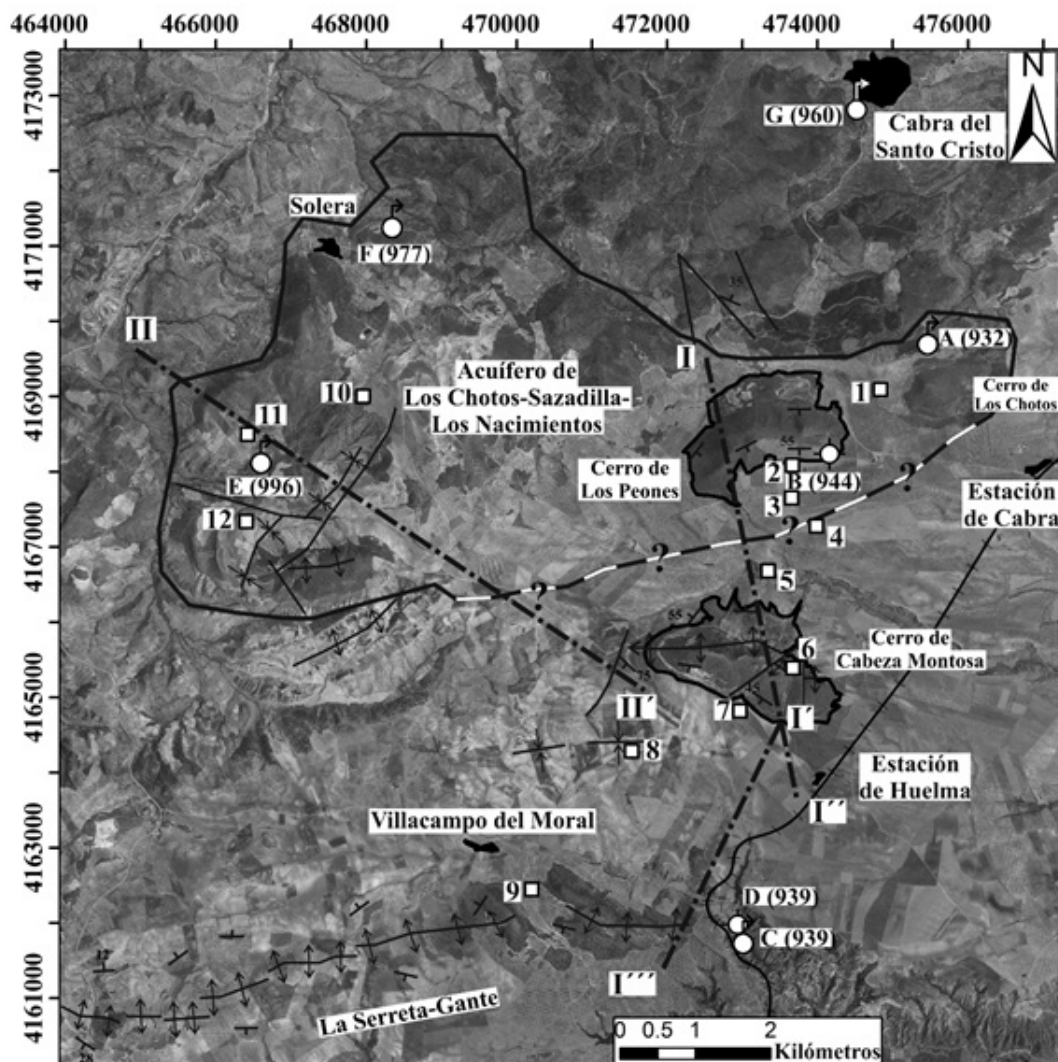


Figura 16. Imagen de satélite del PNOA. El perímetro del acuífero de LSL aparece representado en línea negra continua, los perfiles modelizados en línea negra discontinua de puntos y rayas, los cuadrados blancos las localizaciones de los sondeos TDEM, y por último algunos datos geológicos de ejes de pliegues y buzamientos.

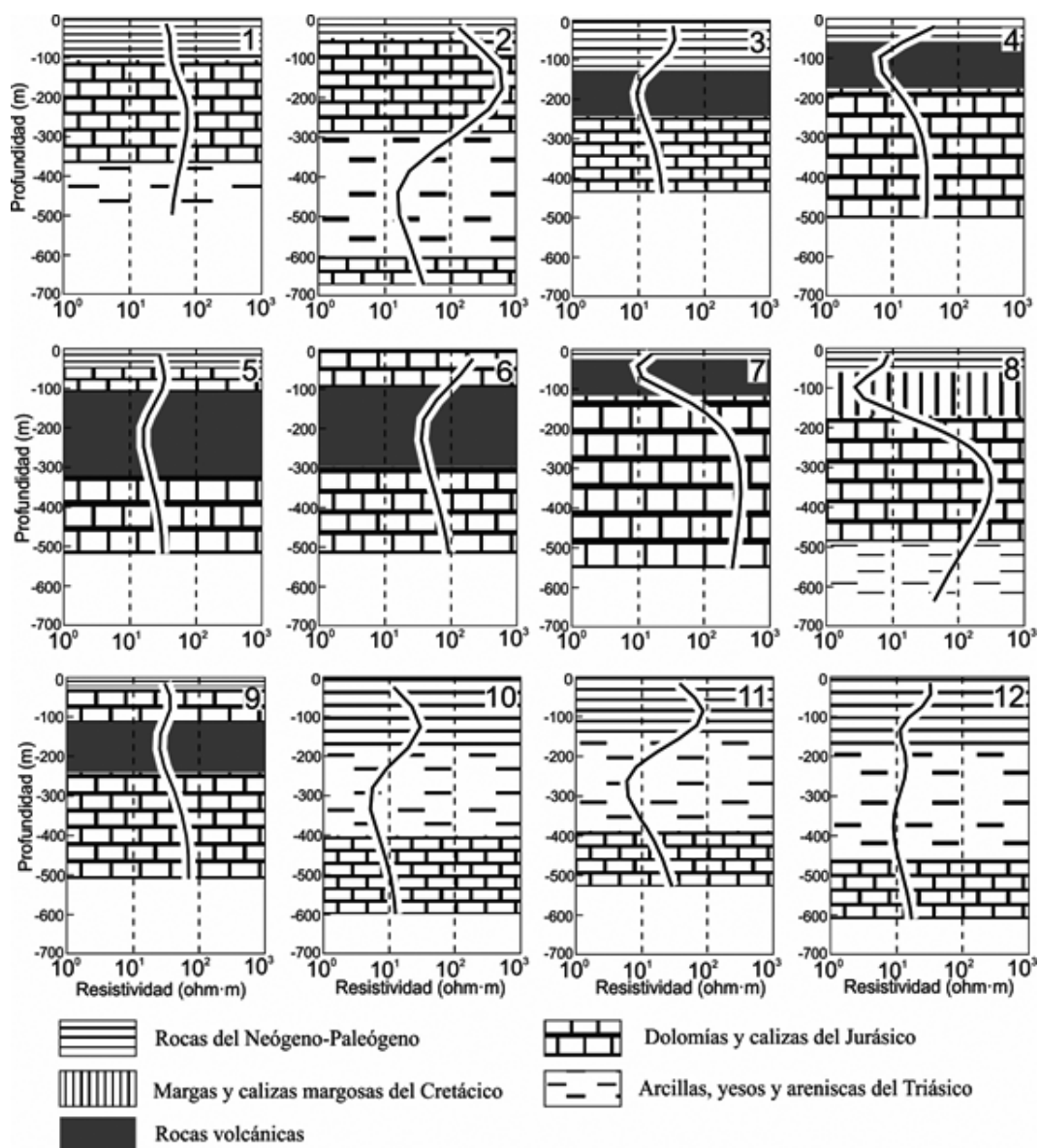


Figura 17. Curvas TDEM de resistividad versus profundidad (obtenidas por inversión suavizada de datos de resistividad aparentes) y la interpretación geológica. Modificado de Ruíz-Constán et al., 2015b.

La figura 17 muestra los resultados de los sondeos TDEM y la figura 15 B y C su posición en el corte geológico. En el perfil I-I' (sondeos 1 a 9), las rocas volcánicas se identifican como capas conductoras de espesor variable (80-250 m) interestratificadas entre cuerpos resistivos de calizas (30-600 $\Omega\cdot\text{m}$, dependiendo del grado de

fracturación). Los valores bajos de resistividad (10-40 $\Omega\cdot\text{m}$) de las rocas volcánicas pueden deberse a la existencia de mineralizaciones metálicas formadas durante la actividad volcánica y su espesor estar condicionado por su posición en la estructura plegada. Bajo ellas, capas conductoras interpretadas como la presencia de arcillas

impermeables del Triásico (15-50 $\Omega\cdot\text{m}$) sellan el acuífero, aunque su muro (superficie inferior de un estrato) se alcanza sólo en un sondeo (TDEM 2, con un espesor de unos 200 m). El rango de valores de resistividad aparente de las rocas volcánicas y de las rocas del Triásico es muy similar. Sin embargo, el conocimiento de la estructura geológica y de la sucesión estratigráfica permite discernir entre ambas.

La cantidad de información proporcionada por los datos de los TDEM en el perfil II-II' (sondeos 10 a 12; Fig. 15C) es más limitada pero señala hacia la presencia de arcillas y yeso del Triásico justo debajo de la alternancia de margas y calcarenitas (capas conductoras y resistivas hasta los 150-200 m de profundidad) que constituyen el sector detrítico occidental (Los Nacimientos) del acuífero. Estas rocas podrían sellar el acuífero, implicando desconexión hidrogeológica. Aunque esta es la estructura más probable, parecen ser necesarios datos de perforaciones de sondeos mecánicos para confirmar la estructura de la parte noroccidental del modelo (Fig. 15C). Los altos valores de resistividad en los extremos más profundos de las curvas podrían inter-

pretarse como alternancias de areniscas del Triásico pero también como calizas resistivas del Jurásico bajo las rocas conductoras del Triásico (Fig. 17).

Estructura tectónica

Las observaciones de campo, prestando especial atención al límite con el acuífero de LGC, mejoraron el conocimiento de la estructura tectónica del acuífero de LSL (Fig. 19).

El Cerro de Cabeza Montosa es un pliegue antiformal (con forma de Λ) de dirección N100°E y vergente hacia el Norte con un flanco meridional que buza 25-50° (Fig. 16). En su flanco septentrional la erosión ha eliminado parte de las calizas oolíticas del Jurásico Superior dejando al descubierto las rocas volcánicas que se encuentran interestratificadas (Fig. 18A). Se han observado estrías en superficies de estratificación, lo cual sugiere un mecanismo de deslizamiento flexural durante el plegamiento de estas unidades. El borde occidental de Cabeza Montosa es el cierre periclinal del antiformal. Esta sierra se encuentra retocada por fallas normales de dirección N50°E, y otro conjunto de fallas N-S que cortan las principales.



Figura 18. A) Rocas que afloran en el Cerro de Cabeza Montosa.
B) Arcillas y yesos con deformación dúctil al Norte del Cerro de Los Peones.

Hacia el Norte, el Cerro de Los Peones parece ser una estructura monoclinas de dolomías del Jurásico Inferior en cuyo borde meridional los estratos buzcan 55° hacia el Sur (Fig. 16). En la vaguada entre ambos cerros, la estructura está cubierta por sedimentos del Neógeno-Cuaternario, aunque los datos geofísicos apuntan hacia una conexión por medio de un pliegue sinclinal. Las dolomías del Jurásico Inferior de la ladera Norte del Cerro de Los Peones muestran una estratificación difusa debido a procesos de dolomitización/dedolomitización (intercambio de cationes magnesio/calcio). A estas dolomías, de hecho, se superponen rocas sedimentarias del Triásico. Éstas se componen de arcillas, areniscas y yeso que muestran estructuras de deformación dúctil (Fig. 18B). Estos afloramientos del Triásico ocupan a lo largo de 1 km el valle al Norte del Cerro de Los Peones.

Ya en el acuífero de CSC se identifican importantes fallas de dirección NO-SE y N-S que cortan varios bloques carbonáticos y que también afectan a los sedimentos triásicos (Fig. 16). No obstante, aquí el contacto Triásico-Jurásico aparentemente es concordante.

DISCUSIÓN

Los recursos hídricos subterráneos son extremadamente importantes para el abastecimiento de agua a zonas rurales. Su proximidad a las localizaciones donde se demanda supone una menor inversión económica en la red de distribución e infraestructuras de almacenamiento (embalses y depósitos). Sin embargo, no es frecuente que se planifique la gestión de acuíferos menores que abastecen a pequeños núcleos urbanos para su desarrollo. La combinación de investigaciones hidrogeológicas y geofísicas proporciona valiosa información para estas áreas cuyo acceso al agua subterránea suele ser limitado y no muy predecible.

La distribución espacial de los niveles piezométricos sugiere cierta compartimentación hidrogeológica en el acuífero LSL. Los manantiales y pozos del sector detrítico occidental tienen cotas alrededor de los 1000 m s.n.m. Los datos del manantial del Molino del Barranco (A, 932 m s.n.m.) y del pozo del Cerro de Los Peones (B, 944 m s.n.m. en julio de 2013) parecen indicar que no exista conexión entre el sector de Los Nacimientos y el de Los Chotos-Cortijo Hidalgo. El modelo gravimétrico II-II' (Fig. 15C) muestra la ausencia de rocas carbonáticas del Jurásico en contacto con las rocas del Paleógeno al Plio-Cuaternario que afloran en la mitad Noroeste del perfil. Esto también indicaría la desconexión entre estos dos sectores pero se requieren más datos piezométricos para confirmarlo.

En el límite septentrional del acuífero LSL, la presencia de arcillas y yesos de baja permeabilidad del Triásico a cotas de más de 1000 m s.n.m. implicaría una barrera al flujo de agua subterránea. Sin embargo, no se puede descartar que la circulación de agua a través de las areniscas del Triásico. La escasa información hidrogeológica no permite establecer un modelo conceptual del funcionamiento del acuífero.

La tasa de recarga promedia en las rocas del Mioceno (Mancera, 2013) está en el rango de 60-80 mm/año, el cual implicaría unos 0,45-0,60 $\text{hm}^3/\text{año}$ para los 7,35 km^2 de afloramientos permeables. Del mismo modo, considerando un espesor saturado medio de 90 m y valores medios de porosidad del 8% (Pulido-Bosch *et al.*, 2004) las reservas totales del acuífero serían unos 54 hm^3 . El aumento de la explotación del acuífero del Mioceno para el regadío del olivar y la ausencia de control hidrogeológico demanda políticas de gestión sostenible para reducir el consumo de agua con el objetivo de evitar la escasez de agua y el empeora-

miento de su calidad como consecuencia de la mezcla con aguas subterráneas más saladas del acuitardo del Triásico.

Igualmente, los niveles piezométricos en los acuíferos de LSL y LGC (932 m s.n.m. en el manantial del Molino del Barranco, 944 m s.n.m. en el sondeo del Cerro de Los Peones y 939 m s.n.m. en el manantial del Molino de Gante) señalan al carácter abierto del borde suroriental y a la existencia de una conexión hidrogeológica debido a la continuidad de las rocas carbonáticas permeables (Fig. 15A y B; perfil I-I’). Esta información es de relevancia a la hora de determinar las reservas almacenadas disponibles para el abastecimiento de agua a los municipios próximos. El descenso acumulado en periodos secos del nivel piezométrico en el sondeo del Cerro de Los Peones (abril 2004-Agosto 2009) fue de 34 m. Este hecho puede explicarse por la presencia de barreras laterales de flujo nulo (e.g. el borde Norte) que acelerarían el descenso del cono de bombeo. En épocas húmedas, por el contrario, la recarga de un acuífero más grande permitiría una recuperación (ascenso) más rápida de los niveles piezométricos en este sector.

La tasa de recarga promedio de los afloramientos de rocas carbonáticas (2,21 km²) del Cerro de Los Peones y del Cerro de Los Chotos está en el intervalo de 0,2-0,3 hm³/año, con los valores medios para este tipo de rocas de 100-120 mm/año (Manera, 2013). Durante periodos secos, la explotación de aguas subterráneas produce el agotamiento de los manantiales próximos al pozo del Cerro de Los Peones y el empeoramiento de la calidad del agua. Por lo tanto, la baja tasa de recarga y la presencia próxima de rocas evaporíticas solubles del Triásico requiere un mayor control del agua subterránea en este sector.

Los estudios gravimétricos y con sondeos TDEM son frecuentemente usados

para investigar la geometría de acuíferos (Duque *et al.*, 2008; Martos-Rosillo *et al.*, 2014). A pesar de la frecuente existencia de rocas volcánicas intercaladas entre capas sedimentarias, los estudios magnéticos en acuíferos son menos comunes. La modelización conjunta de las anomalías gravimétricas y magnéticas nos permite establecer mejor la geometría en profundidad de las rocas volcánicas y carbonáticas, así como su continuidad en el pliegue sinforme bajo el valle podría apoyar la conexión hidrogeológica entre los acuíferos de LSL y LGC.

CONCLUSIONES

Las observaciones geológicas de campo, los datos hidrogeológicos y el empleo de tres métodos de prospección geofísicos han supuesto un avance en el conocimiento de la estructura y geometría del acuífero de Los Chotos-Sazadilla-Los Nacimientos, hecho que supone una mejora respecto a la comprensión de su funcionamiento hidrogeológico.

La integración de los métodos geofísicos de gravimetría, magnetometría y sondeos TDEM proporciona buenos resultados para precisar la geometría profunda de acuíferos carbonáticos de pequeño tamaño con capas de rocas volcánicas básicas intercaladas. Mientras que la magnetometría y los sondeos TDEM acotan la geometría de las rocas volcánicas, los datos gravimétricos hacen posible comprobar la presencia en profundidad de las calizas muy permeables en lugar de las arcillas y evaporitas poco permeables.

La rápida recuperación de los niveles piezométricos en el pozo de abastecimiento de agua y la similitud de las cotas piezométricas en sondeos y manantiales sugiere la conexión hidrogeológica entre los acuíferos LSL y LGC. Además, la modelización con-

junta de los datos gravimétricos, magnéticos y los sondeos TDEM ha servido para descartar la hipótesis de un prominente diapíro del Triásico, propuesta por Ruiz Reig *et al.* (1988b) (Fig. 4), que desconectase las rocas carbonáticas de los promontorios del Cerro de Los Peones y Cabeza Montosa. El modelo magnético construido no consigue ajustar el mínimo septentrional del dipolo magnético en su posición real (Fig. 15A). El desvío resulta ser de unos 700 metros hacia el sur con respecto al medido. Asimismo, el mínimo gravimétrico relativo entre ambas sierras es hasta 4 mGal mayor que el reproducido por un modelo diapírico (Fig. 15A). En realidad, la estructura tectónica parece estar constituida por un pliegue sinclinal de las rocas permeables del Jurásico con rocas volcánicas interestratificadas (Fig. 15B). Dichas evidencias sugieren la necesidad de redefinir los límites de estos, hasta ahora, acuíferos establecidos como desconectados, y podría explicar el aumento en el volumen del reservorio carbonático. Asimismo, los datos de gravimetría y sondeos TDEM nos permitieron definir la profundidad y geometría del sustrato de baja permeabili-

dad del Triásico. El contacto entre las rocas evaporíticas del Triásico con las permeables calizas del Jurásico/calcarenitas del Mioceno, junto con la baja tasa de recarga y la reducida capacidad de almacenamiento del acuífero del Mioceno requiere un estricto control de la explotación del agua subterránea (volumen, calidad del agua subterránea y evolución de los niveles piezométricos). Esta información acerca de la conexión o desconexión de acuíferos de pequeño tamaño parece ser esencial para definir un régimen de explotación de agua subterránea sostenible en esta región.

Este trabajo se ha enfocado en la investigación del acuífero LSL. Concretamente, se ha prestado especial atención a resolver la estructura existente entre el Cerro de Los Peones y el Cerro de Cabeza Montosa, habiéndose cumplido el objetivo (Fig. 19). No obstante, la información hidrogeológica del conjunto del acuífero es escasa y se hace necesario continuar con las observaciones y la realización de sondeos mecánicos que complementen la investigación para contribuir a la mejora de la regulación hídrica en la comarca de Cabra del Santo Cristo.

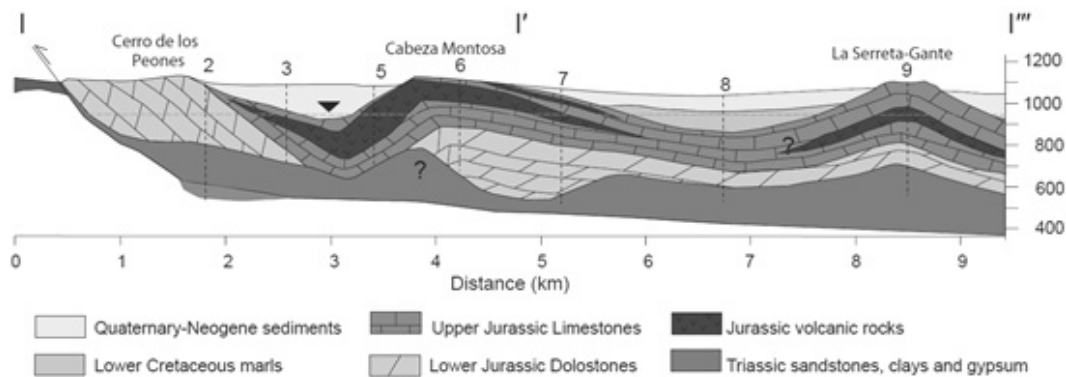


Figura 19. Corte geológico interpretado para el perfil I-I'. Ver localización en la figura 16. Con una línea horizontal negra discontinua se representa el nivel piezométrico en julio de 2013. Modificado de Ruiz-Constán *et al.*, 2015b.

REFERENCIAS

- DUQUE, C., CALVACHE, M.L., PEDRERA, A., MARTÍN-ROSALES, W.M., LÓPEZ-CHICANO, M., 2008. Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain). *Journal of Hydrology*, 349, 536-547.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., RIVAS, P., SANZ DE GALDEANO, C., VERA, J.A., 1980. Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw*, 59(2), 155-168.
- GONZÁLEZ DE AGUILAR, J.P., 2013. Caracterización de la estructura del Cerro de Los Peones-Cabeza Montosa mediante gravimetría y magnetometría: implicaciones hidrogeológicas. Trabajo de Fin de Máster. Universidad de Granada, España, 61 pp.
- International Association of Geomagnetism and Aeronomy, Working Group V-MOD, 2010 International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation *Geophysical Journal International*, Vol 183, Issue 3, pp 1216-1230.
- Instituto Geológico y Minero de España y Diputación provincial de Jaén, 2011. Atlas hidrogeológico de la provincia de Jaén. Páginas 142-151.
- Instituto Tecnológico GeoMinero de España, 1990. Informe final de la perforación y aforo realizados para abastecimiento en el término municipal de Cabra del Santo Cristo (Jaén). 20 páginas.
- Instituto Tecnológico GeoMinero de España, 1991. Informe hidrogeológico para la mejora del abastecimiento de Solera (Jaén). 13 páginas.
- KIRSCH, R., 2009. Groundwater geophysics a tool for hydrogeology. Berlin, Springer, 556pp. <http://public.eblib.com/EBLPublic/PublicView.do?ptiID=603393>
- Llamas, M.R., Molinero, J., Custodio, E. y Sahuquillo, A. 2011. Groundwater in Spain: Legal framework and management issues. Findikakis and Sato, edit. 123-137 pp.
- MANCERA, E., 2013. Evaluación de la recarga en un acuífero carbonático sometido a explotación intensiva. El acuífero de Bedmar-Jodar (Jaén). Trabajo de Fin de Máster. Universidad de Málaga, España, 78 pp.
- MARTOS-ROSILLO, S., MARÍN-LECHADO, C., PEDRERA, A., VADILLO, I., MOTYKA, J., MOLINA, J.L., ORTIZ, P., MARTÍN-RAMÍREZ, J.M., 2014. Methodology to evaluate the renewal period of carbonate aquifers: a key tool for their management in arid and semiarid regions, with the example of Becerrero aquifer, Spain. *Hydrogeology Journal*, 22, 679-689.
- MOLINA, J.M., VERA, J.A., 1996. La Formación Milanos en el Subbético Medio (Jurásico superior): definición y descripción. *Geogaceta*, 20 (1), 39-42.
- PEDLEY, R. C., BUSBY, J. P. Y DABECK, Z. K., 1993. Gravmag User Manual- Interactive 2.5D gravity and magnetic modelling. *British Geological Survey, Technical Report, WK/93/26/R*.
- PEDRERA, A., MARÍN-LECHADO, C., GALINDO-ZALDÍVAR, J., GARCÍA-LOBÓN, J.L., 2013. Control of preexisting faults and near-surface diapirs on geometry and kinematics of fold-and-thrust belts (Internal Prebetic, Eastern Betic Cordillera). *Journal of Geodynamics*, 77, 135-148.
- PÉREZ-LÓPEZ, A., 1991. El Triás de facies germánica del sector central de la Cordillera Bética. Tesis doctoral. Universidad de Granada, Granada, 400 pp.
- PÉREZ-LÓPEZ, A., 1996. Sequence model of coastal-plain depositional systems of the Upper Triassic (Betic Cordillera, southern Spain). *Sedimentary geology*, 101, 99-117.
- PULIDO-BOSCH, A., MOTYKA, J., PULIDO-LEBOEUF, P., BORCZAK, S., 2004. Matrix hydrodynamic properties of carbonate rocks from the Betic Cordillera (Spain). *Hydrological Processes*, 18, 2893-2906.
- RUIZ REIG, P.; ALVARO LÓPEZ, M.; HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A.; DEL OLMO ZAMORA, P., 1988a

- Mapa Geológico Nacional. Escala 1 : 50.000. Hoja 948 (Torres). IGME.
- RUIZ REIG, P.; DÍAZ DE NEIRA SÁNCHEZ, J.A.; ENRILE ALBIR, A.; LÓPEZ OLME-DO, F., 1988b. *Mapa Geológico Nacional*. Escala 1 : 50.000. Hoja 970 (Huelma). IGME.
- RUÍZ-CONSTÁN, A.; PEDRERA, A.; MAR-TOS-ROSILLO, S.; GALINDO-ZAL-DÍVAR, J.; MARTÍN- MONTAÑÉS, C.; GONZÁLEZ DE AGUILAR, J.P. 2015. Structural characterization of a karstic aquifer based on gravity and magnetics: Los Chotos-Sazadilla-Los Nacimientos (Jaén, SE Spain). *Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Environmental Earth Sciences*. Volume 1, 2015, pp 263-270
- RUÍZ-CONSTÁN, A.; PEDRERA, A.; MAR-TOS-ROSILLO, S.; GALINDO-ZAL-DÍVAR, J.; MARTÍN- MONTAÑÉS, C.; GONZÁLEZ DE AGUILAR, J.P. 2015. Structure of a complex carbonate aquifer by magnetic, gravity and TDEM prospecting in the Jaén area, Southern Spain. *Geologica Acta*, Volumen 13, Septiembre de 2015, pp 191-203
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHE-RIFF, R.E., 1990. *Applied Geophysics, Cambridge University press*, 770 pp.
- VERA, J.A., 2004. Zonas externas Béticas. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, 354-389.