

Estudio Geofísico del Análogo
Natural de Almacenamiento y
Escape de CO₂ de la Cuenca
Terciaria de Gañuelas-Mazarrón
(Murcia, España)

J. Rodrigo-Naharro

E. Aracil ¹

L. Pérez del Villar

¹ *Análisis y Gestión del Subsuelo, S.L.*



Estudio Geofísico del Análogo
Natural de Almacenamiento y
Escape de CO₂ de la Cuenca
Terciaria de Gañuelas-Mazarrón
(Murcia, España)

J. Rodrigo-Naharro

E. Aracil ¹

L. Pérez del Villar

¹*Análisis y Gestión del Subsuelo, S.L.*

Toda correspondencia en relación con este trabajo debe dirigirse al Servicio de Información y Documentación, Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas, Ciudad Universitaria, 28040-MADRID, ESPAÑA.

Las solicitudes de ejemplares deben dirigirse a este mismo Servicio.

Los descriptores se han seleccionado del Thesaurus del DOE para describir las materias que contiene este informe con vistas a su recuperación. La catalogación se ha hecho utilizando el documento DOE/TIC-4602 (Rev. 1) Descriptive Cataloguing On-Line, y la clasificación de acuerdo con el documento DOE/TIC.4584-R7 Subject Categories and Scope publicados por el Office of Scientific and Technical Information del Departamento de Energía de los Estados Unidos.

Se autoriza la reproducción de los resúmenes analíticos que aparecen en esta publicación.

Catálogo general de publicaciones oficiales
<http://www.060.es>

Depósito Legal: M -26385-2011

ISSN: 1135 - 9420

NIPO: 721-13-049-6

Editorial CIEMAT

CLASIFICACIÓN DOE Y DESCRIPTORES

S58

GEOPHYSICAL SURVEYS; GRAVIMETRY; ELECTRICAL SURVEYS; UNDERGROUND STORAGE; GEOLOGIC DEPOSITS; NATURAL ANALOGUE; AQUIFERS

Estudio Geofísico del Análogo Natural de Almacenamiento y Escape de CO₂ de la Cuenca Terciaria de Gañuelas-Mazarrón (Murcia, España)

Rodrigo-Naharro, J.; Aracil, E.; Pérez del Villar, L.

51 pp. 31 figs. 5 tablas 9 refs.

Resumen:

A fin de determinar la profundidad, morfología y extensión del acuífero salino profundo enriquecido en CO₂ existente en la cuenca terciaria de Gañuelas-Mazarrón (Murcia, España), ha sido necesario reprocesar los sondeos eléctricos verticales realizados por el IGME-ADARO en la década de los años 80 y realizar varias campañas de prospección geofísica mediante tomografía eléctrica, sondeos electromagnéticos en el dominio de tiempos y gravimetría. Para la interpretación de los datos gravimétricos se determinaron, además, las densidades de las diferentes litologías representadas en la cuenca estudiada.

Los resultados geofísicos obtenidos, particularmente los gravimétricos, parecen apuntar a que el acuífero salino profundo enriquecido en CO₂, localizado en el contacto o dentro de los materiales carbonatados del Complejo Nevado-Filábride, podría alcanzar una profundidad mayor de 800 m. Por este motivo, no se descarta la posibilidad de que este CO₂ estuviese en estado supercrítico en determinadas zonas del acuífero. De esta manera, la cuenca estudiada sería un excelente análogo natural de un almacenamiento geológico profundo de CO₂ en un acuífero salino profundo encajado en rocas volcánicas y/o carbonatadas, antropogénicamente perturbado por sondeos de exploración geotérmica (La Ermita de El Saladillo y El Alto de El Reventón) y de explotación hidrogeológica con fines agrícolas.

Geophysical Research in the Gañuelas-Mazarrón Tertiary Basin (Murcia, Spain), as a Natural Analogue of CO₂ Storage and Leakage

Rodrigo-Naharro, J.; Aracil, E.; Pérez del Villar, L.

51 pp. 31 figs. 5 tablas 9 refs.

Abstracts:

In order to determine the depth, morphology and extent of the CO₂-enriched deep saline aquifer in the Gañuelas-Mazarrón Tertiary basin (Murcia, Spain), it was necessary reprocessing the vertical electrical soundings performed by IGME-ADARO in the eighties and to perform several geophysical campaigns by means of electrical tomography, time domain electromagnetic surveys and gravimetry. Densities of the outcropping lithologies in the studied basin were also determined in order to refine the model obtained from gravimetric data.

The geophysical results, particularly from gravimetric data, seem to indicate that the CO₂-enriched deep saline aquifer, located in the contact or within the carbonate materials of the Nevado-Filábride Complex, could reach a depth greater than 800 m. For this reason, the possibility that this CO₂ is in supercritical state in certain areas of the aquifer, is not discardable. Thus, the studied basin would be an excellent natural analogue of a CO₂-deep geological storage in a deep saline aquifer in volcanic and/or carbonate rocks, anthropogenically perturbed by geothermal exploration wells (La Ermita de El Saladillo and El Alto de El Reventón) and hydrogeological wells for agricultural purposes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del Proyecto Singular Estratégico “Tecnologías avanzadas de generación, captura y almacenamiento de CO₂” (PSE-120000-2008-6) dedicado a las tecnologías de Captura y Almacenamiento de CO₂ (CAC), dentro del Subproyecto “Almacenamiento Geológico de CO₂” (PSS-120000-2008-31). Dicho Proyecto ha sido cofinanciado por el Ministerio de Ciencia e Innovación y los fondos FEDER de la Unión Europea. Los autores agradecen al equipo técnico de la empresa AGS, S.L. (Unai Maruri Brouard, Javier Vallés Iriso, Lorena Pérez del Tío, Eduardo Domínguez Cuesta e Irene Melero Asensio) por su excelente trabajo realizado durante las campañas geofísicas. Asimismo queremos agradecer a la Dra. Rocio Campos Egea, responsable en el CIEMAT del laboratorio de propiedades físicas de las rocas, por la determinación de las densidades de los materiales representados en la cuenca estudiada.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. METODOLOGÍA	4
2. 1. Reprocesado de los Sondeos Eléctricos Verticales existentes y Tomografía Eléctrica	4
2. 2. Sondeos Electromagnéticos en el Dominio de Tiempos	8
2. 3. Gravimetría	10
3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	14
3. 1. Resultados e interpretación de los SEV y de la Tomografía Eléctrica	14
3. 2. Resultados e interpretación de los SEDT	29
3. 3. Resultados e interpretación de la Gravimetría	39
4. RESUMEN Y CONCLUSIONES	46
5. REFERENCIAS	51

1. INTRODUCCIÓN

La cuenca terciaria de Gañuelas-Mazarrón está localizada al SE de la Península Ibérica, al S de la provincia de Murcia, dentro de las Zonas Internas de Las Cordilleras Béticas y justo en la transición entre las zonas central y oriental. Está bordeada por el denominado Arco de Águilas, al oeste; la Sierra del Algarrobo, al este; el Valle del Bajo Guadalentín, al norte; y la Sierra de las Moreras, al sur. Se trata de una cuenca subsidiaria de la del Valle del Guadalentín y relacionada tectónicamente con ella (Fig. 1).

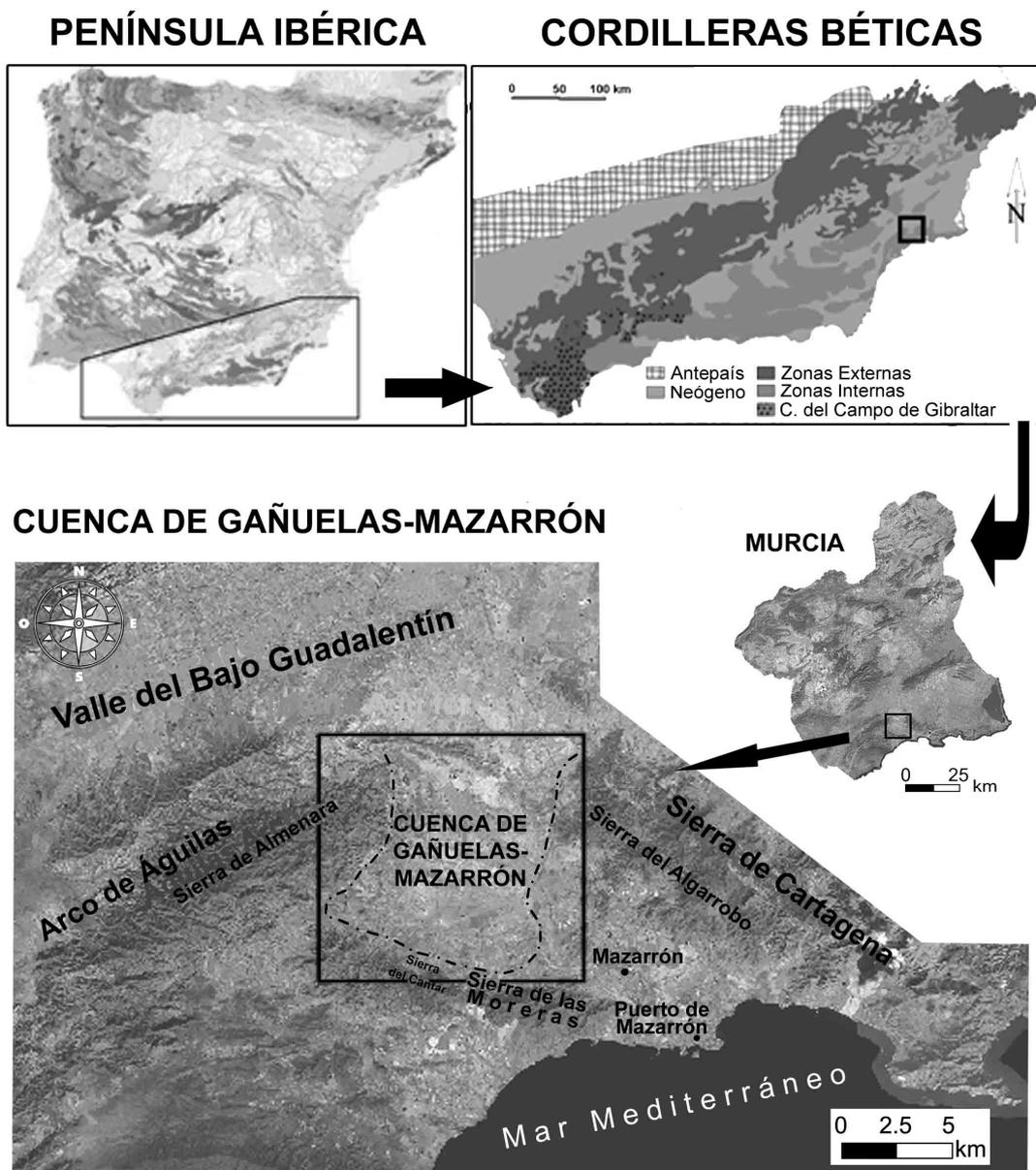


Fig. 1. Localización geográfica de la cuenca de Gañuelas-Mazarrón.

Desde el punto de vista geológico, la cuenca está delimitada por fallas normales rellenas por rocas volcánicas neógenas (Fig. 2) y está rellena por una formación sedimentaria neógena compuesta por una sucesión de conglomerados, margas, margocalizas, con más o menos yesos, calizas, areniscas y calcarenitas. Estos materiales descansan sobre un basamento metamórfico de edad Permo-Triásico, compuesto por los Complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. El primer Complejo pertenece a la secuencia del Permo-Trias y se compone de esquistos, cuarcitas, gneis, mármoles y calizas con intercalaciones de yeso. El Complejo Alpujárride está formado por esquistos, pizarras, cuarcitas, sales, conglomerados y areniscas de edad paleozoica, así como por calizas y dolomías del Triásico. El Complejo Maláguide, por el contrario, no está bien representado en esta área (Cerón *et al.* 1998, 2000). Por último, los materiales terciarios fueron intruidos por andesitas, dacitas y riocitas del Mioceno, sobre todo en los límites fallados de la cuenca (IGME, 1974). Los depósitos neógenos están cubiertos por conglomerados, arenas, limos y argilitas pliocuaternarias. Además, esta cuenca está localizada en una región sísmicamente muy activa, en la que los terremotos están relacionados con los sistemas de fallas más importantes de la región, como son los de Carboneras, Palomares y Guadalentín (Sanz de Galdeano *et al.*, 1995).

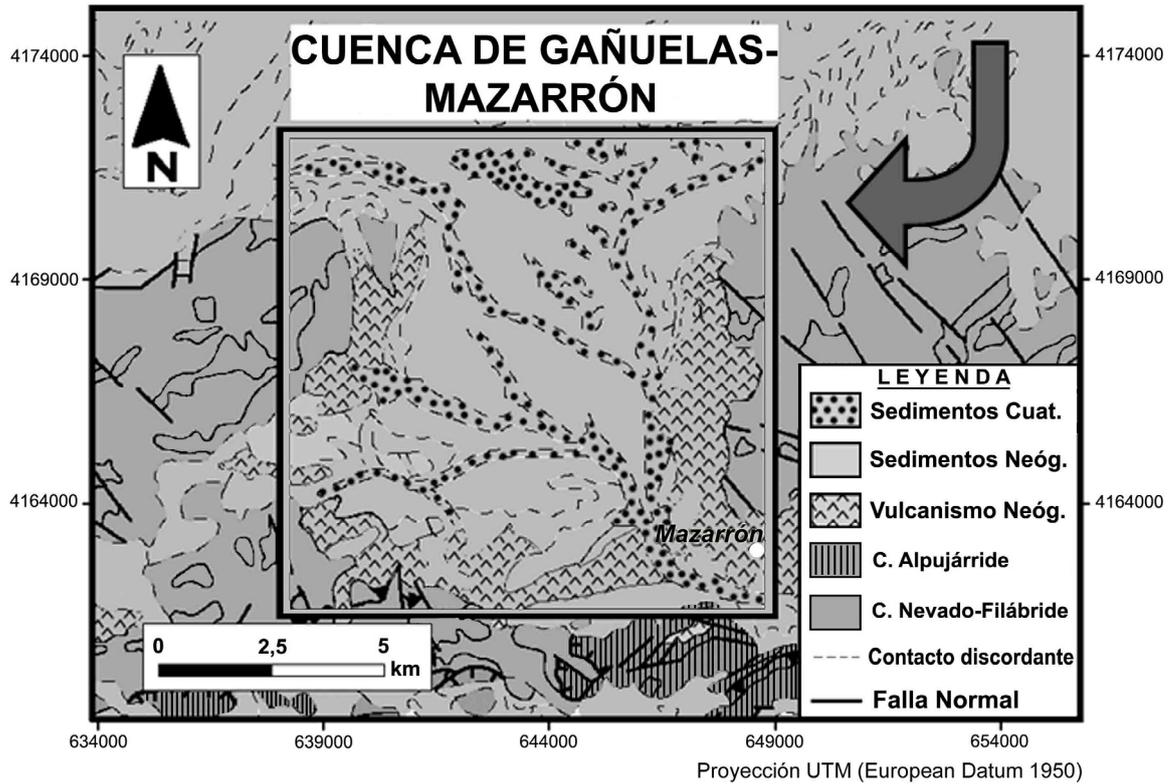


Fig. 2. Esquema geológico de la cuenca de Gañuelas-Mazarrón y de los materiales colindantes.

Desde el punto de vista hidrogeológico, en la citada cuenca y en sus alrededores más inmediatos se han diferenciado seis acuíferos, denominados: La Ermita de El Saladillo, Gañuelas, La Majada, La Majada-Leyva, Las Moreras and Totana (IGME, 1981). Entre ellos, La Ermita de El Saladillo es el más interesante para el objetivo de este trabajo.

El acuífero de La Ermita de El Saladillo está encajado entre los mármoles del Complejo Nevado-Filábride y las rocas volcánicas neógenas intercaladas con las margas que rellenan la cuenca, extendiéndose aproximadamente 46 km². Este acuífero fue intersectado a una profundidad de 535 y 710 m por los sondeos de exploración geotérmica denominados La Ermita de El Saladillo y El Alto de El Reventón realizados en la década de los 80 por el IGME-ADARO (1985). Estos sondeos son artesianos, por los que manan aguas termales (T ~ 46 °C), altamente salinas, ligeramente ácidas (pH ~ 6,2), con una elevada concentración en Carbono Inorgánico Disuelto (DIC), y alta presión parcial de CO₂ (pCO₂). Estas características hacen que este acuífero haya sido considerado como un análogo natural de un almacenamiento geológico profundo de CO₂ (AGP-CO₂) en un acuífero salino profundo, antropogénicamente perturbado por sondeos de exploración geotérmica y explotación hidrogeológica con fines agrícolas.

Al objeto de completar la caracterización geológica de dicha cuenca, particularmente su topografía profunda, y conocer mejor la profundidad, morfología y extensión del acuífero salino enriquecido en CO₂, se han reprocesado, mediante códigos informáticos actuales, los sondeos eléctricos verticales (SEV) realizados por el IGME-ADARO (1985) en la zona, y se han realizado varias campañas de prospección geofísica mediante tomografía eléctrica, sondeos electromagnéticos en el dominio de tiempos y gravimetría. Para la interpretación de los datos gravimétricos se determinaron, además, las densidades de las litologías más representativas de la cuenca.

2. METODOLOGÍA

2. 1. Reprocesado de los Sondeos Eléctricos Verticales existentes y Tomografía Eléctrica

Los 37 SEV realizados por IGME-ADARO (1985) se han reprocesado mediante el programa informático *IXID Inversion*, el cual realiza procesos de inversión mediante una o múltiples iteraciones, generando un modelo de capas a partir del contraste entre las resistividades. Los datos de partida para cada SEV fueron: i) las coordenadas geográficas; ii) el número de medidas; iii) los valores de la distancia entre AB/2 y MN; y iv) los valores de resistividad (Fig. 3). Con estos datos, el programa *IXID Inversion* genera: a) una curva cuyos puntos de inflexión definen las diferentes capas del subsuelo atravesadas por el SEV (Fig. 4A), cada una de ellas con su espesor y valor de resistividad aparente (Fig. 4B); y b) un modelo con las diferentes capas diferenciadas. En el ejemplo de la Fig. 4, el modelo estaría definido por 5 capas cuyos valores están recogidos en la Tabla 1.

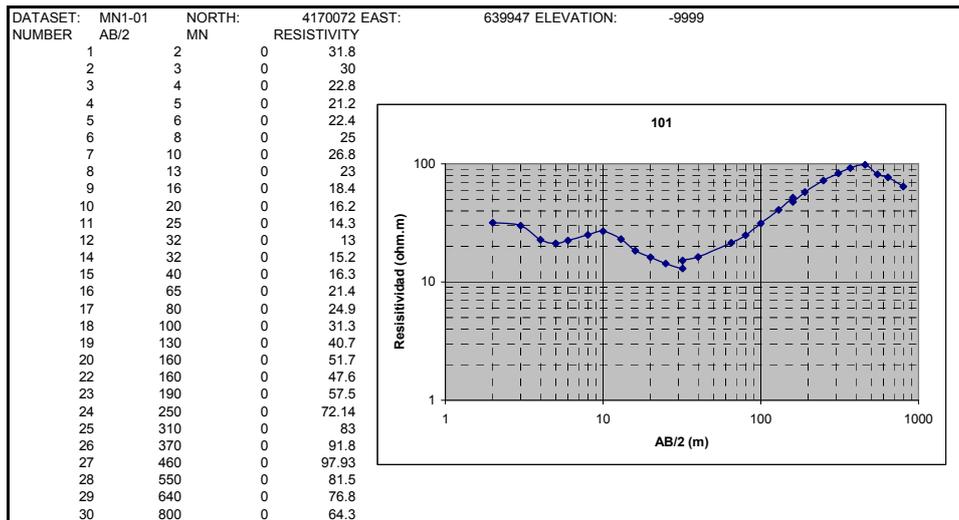


Fig. 3. Datos de partida cargados en el código informático *IXID Inversion*.

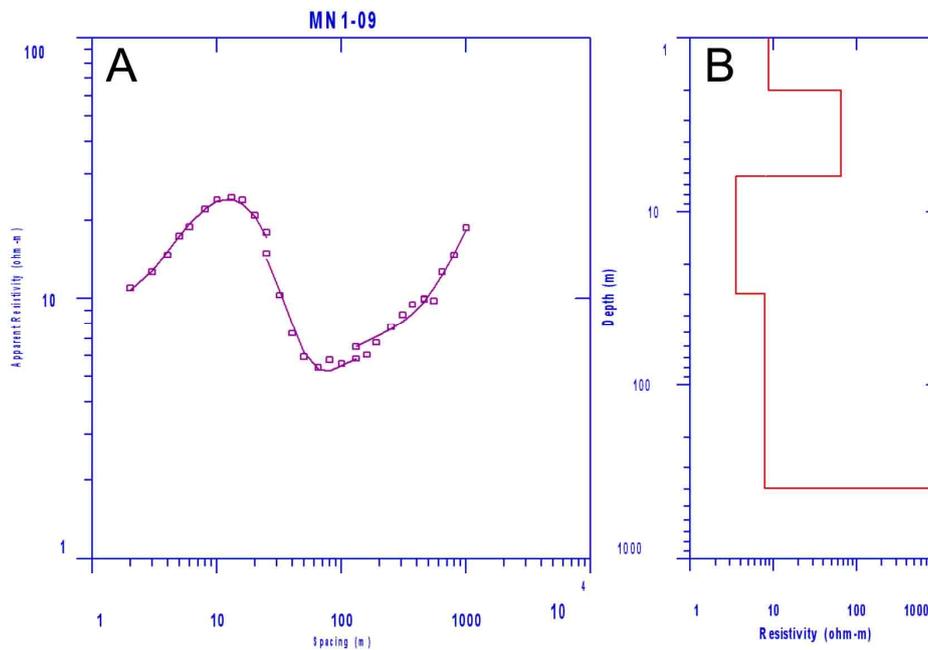


Fig. 4. Ejemplo de una curva de resistividades aparentes (A) y de un modelo de capas (B), ambos obtenidos mediante el código *IXID Inversion*.

Tabla 1. Capas diferenciadas en el SEV 1.9 utilizando el código *IXID Inversion*, incluyendo sus respectivas resistividades, potencias y profundidades.

Capa	Resistividad (Ohm·m)	Potencia (m)	Profundidad (m)
1	9,2	2,1	2,1
2	40,2	7,6	9,7
3	3,1	31,9	41,6
4	9,4	379	420,6
5	934,7		

Otra posibilidad que ofrece este código es la de obtener un modelo suavizado (*smooth model*) de capas mediante el cálculo de diferentes derivadas parciales (Fig. 5). Este modelo permite diferenciar numerosas capas que se agruparían de acuerdo con las diferentes litologías existentes en la zona investigada (Tabla 2).

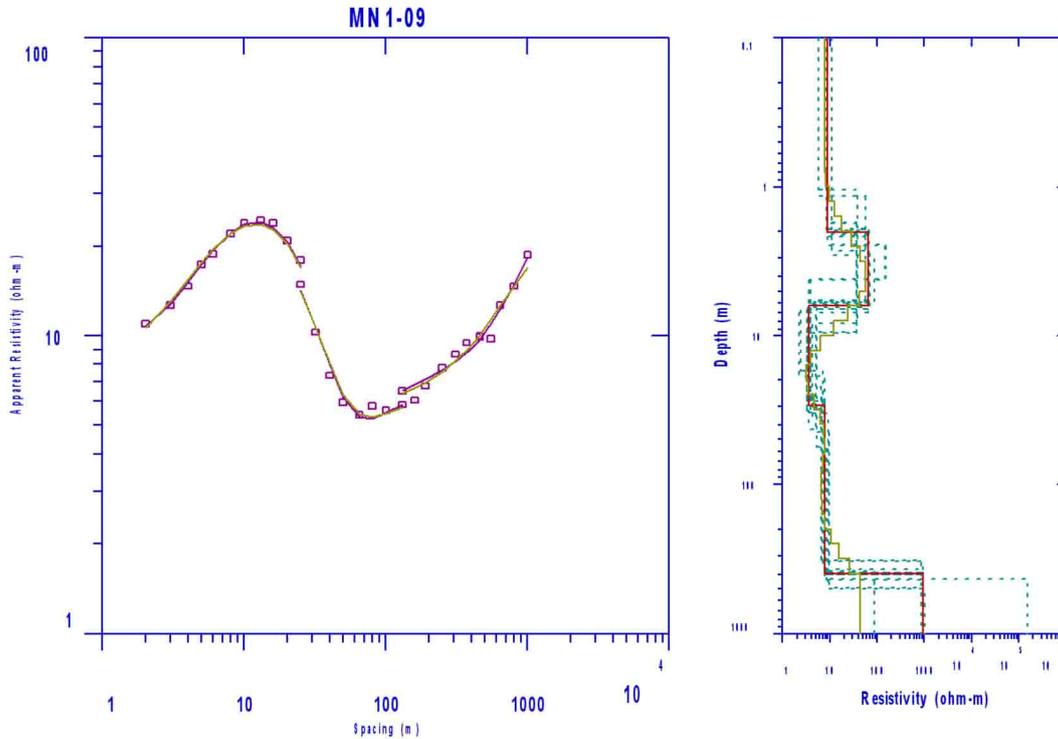


Fig. 5. Ejemplo de un modelo suavizado (*smooth model*) de capas obtenido mediante el programa *IXID Inversion*.

Tabla 2. Ejemplo del resultado del modelo suavizado (*smooth model*) mediante el programa *IXID Inversion*.

Smooth Model: Occam's Inversion					
L #	RESISTIVITY (ohm-m)	THICKNESS (meters)	ELEVATION (meters)	LONG. COND. (Siemens)	TRANS. RES. (Ohm-m ²)
1	7.63	0.500 *	-0.500	0.0654	3.81
2	7.68	0.129 *	-0.629	0.0168	0.995
3	7.80	0.162 *	-0.792	0.0208	1.27
4	8.24	0.205 *	-0.997	0.0248	1.69
5	9.47	0.258 *	-1.25	0.0272	2.44
6	12.29	0.325 *	-1.58	0.0264	3.99
7	17.98	0.409 *	-1.99	0.0227	7.36
8	28.20	0.515 *	-2.50	0.0182	14.53
9	43.12	0.648 *	-3.15	0.0150	27.98
10	56.65	0.816 *	-3.97	0.0144	46.28
11	56.65	1.02 *	-5.00	0.0181	58.26
12	41.24	1.29 *	-6.29	0.0313	53.40
13	23.47	1.62 *	-7.92	0.0694	38.26
14	11.94	2.05 *	-9.97	0.171	24.49
15	6.23	2.58 *	-12.55	0.414	16.10
16	3.82	3.25 *	-15.81	0.849	12.44
17	3.09	4.09 *	-19.90	1.32	12.68
18	3.40	5.15 *	-25.05	1.51	17.55
19	4.56	6.48 *	-31.54	1.42	29.61
20	6.22	8.16 *	-39.71	1.31	50.85
21	7.48	10.28 *	-50.00	1.37	77.01
22	7.66	12.94 *	-62.94	1.68	99.18
23	7.11	16.29 *	-79.24	2.29	115.8
24	6.57	20.51 *	-99.76	3.12	134.9
25	6.43	25.83 *	-125.5	4.01	166.1
26	6.78	32.51 *	-158.1	4.79	220.7
27	7.88	40.93 *	-199.0	5.19	322.6
28	10.35	51.54 *	-250.5	4.97	533.7
29	15.55	64.88 *	-315.4	4.17	1009.4
30	25.76	81.68 *	-397.1	3.17	2104.8
31	43.89		-397.1		

** INDICATES FIXED PARAMETER

2. 2. Sondeos Electromagnéticos en el Dominio de Tiempos

Esta investigación consistió en la realización de 17 SEDT (Fig. 7), configurados de la siguiente manera: i) del SEDT-1 al 9, situados más próximos a los bordes de la cuenca, con un tamaño de bucle de 200×200 m y una vuelta de cable, los cuales podían alcanzar teóricamente una profundidad de exploración comprendida entre 400 y 500 m; y ii) del SEDT-10 al 17, situados en las zonas centrales de la cuenca, con un tamaño de bucle de 300×300 m y una vuelta de cable, susceptibles de alcanzar teóricamente una profundidad de exploración entre 600 y 700 m. En todos los casos la frecuencia de emisión fue de 16 Hz.

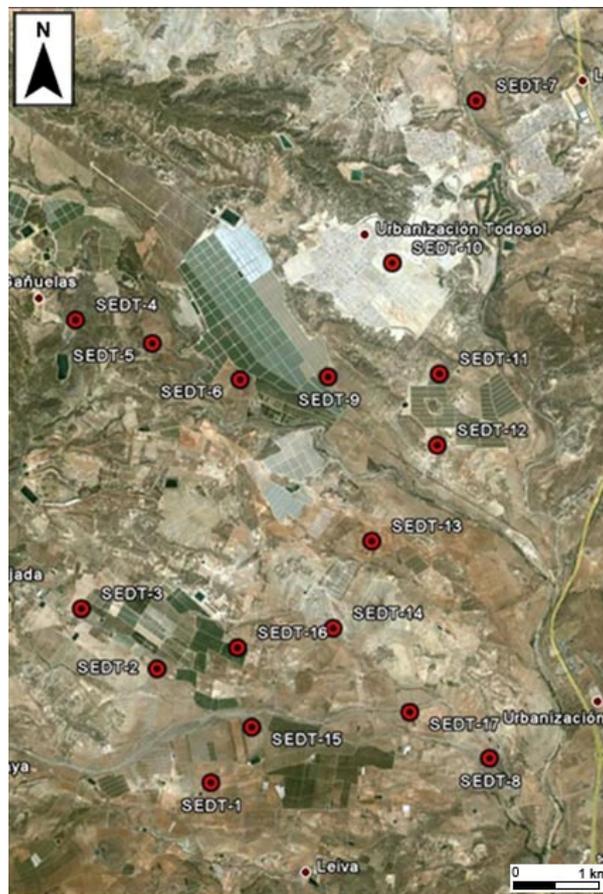


Fig. 7. Mapa de situación de los SEDT.

El equipo utilizado para la realización de los trabajos de campo fue el ZONGE, dispuesto de la manera siguiente:

- a) El dispositivo emisor consistió en un bucle cuadrado de 200 x 200 m o de 300 x 300 m, alimentado por baterías que proporcionaban un total de 24 V. Aunque las medidas de la rampa de disparo pueden ser variables, se utilizó la de 90 μ s. La intensidad de corriente osciló entre 6 y 7 A. La unidad de control en la emisión, salvo en las mencionadas mediciones de rampa, fue la consola ZONGE, que es una unidad emisora-receptora con sincronización interna cuando se trabaja en la modalidad de bucle único.
- b) El dispositivo receptor fue una antena situada en el centro del bucle emisor, utilizando para ello los tiempos de no emisión.

En este caso, el sistema emisor quedó formado por el generador, la unidad ZONGE y el bucle; mientras que el de recepción, estuvo integrado solamente por la antena situada en el centro del bucle. El "*stacking*" se dispuso en 512 sumas.

Cada punto de SEDT se midió en la modalidad *Early Time* (ET), para resolver los niveles superficiales de la sección, y en la modalidad *Standard Time* (ST), para alcanzar la mayor profundidad de investigación. Los niveles de ruido determinados en la zona fueron, por lo general, normales. No obstante, cuando éstos fueron altos, los registros no se consideraron aceptables. El funcionamiento correcto del equipo se comprobó mediante su calibración interna, aumentándose el número de *stacking*.

Para el tratamiento de los datos correspondientes a los valores del campo magnético transitorio, medidos en cada SEDT, se utilizó un programa automático que, a partir de un modelo geológico inicial, formado por un conjunto de capas con unos espesores y valores de resistividad estimados para la zona de estudio, permitió realizar la inversión de las curvas de resistividad derivadas del transitorio, utilizando para ello las técnicas de regresión Ridge y retrayendo el efecto de la rampa de disparo para no distorsionar los resultados.

Los valores de la fuerza electromotriz (f.e.m.) del transitorio, grabados sobre un soporte magnético, se transfirieron, mediante un puerto de la serie RS-232, a un ordenador personal con procesador matemático, tipo Pentium IV.

En primer lugar se analizaron los datos brutos para eliminar las lecturas con mayor ruido y se promediaron los valores del resto de las medidas obtenidas en un mismo punto, obteniéndose una sola curva representativa. Seguidamente se calculó la curva de resistividad aparente en función del tiempo. Para la interpretación de dichas curvas y obtener la distribución de capas en el subsuelo, así como su resistividad, se empleó un procedimiento automático basado en el cálculo de la curva teórica correspondiente a un determinado modelo geológico. El proceso de iteración compara los datos de la curva teórica con los datos de la curva experimental, realizando un ajuste entre ambas para así obtener una curva teórica lo más semejante posible a la curva experimental.

El modelo elegido para cada SEDT tuvo en cuenta los conocimientos geológicos de cada punto. Una vez obtenido el ajuste satisfactorio entre la curva teórica y la curva experimental, se consideró que dicho ajuste reflejaba la distribución de las litologías representadas en el subsuelo de ese punto. Este modelo se ha aplicado sistemáticamente a los SEDT próximos, salvo en los puntos en los que dicho modelo no se ajustaba por variaciones en el espesor de los materiales suprayacentes y, consecuentemente, en la profundidad del substrato. En estos casos se modificó el número y la resistividad aparente de una o varias capas de la curva teórica para que la iteración entre ésta y la curva experimental permitiera un buen ajuste. En algunos SEDT fue necesario disminuir el número de canales de medida por la presencia de ruido en la señal. Esta disminución de canales originó que la curva experimental tuviese menos puntos de medida, particularmente en las zonas más profundas, perdiéndose, por lo tanto, información de estas zonas (Aracil *et al.*, 2010b).

2. 3. Gravimetría

La investigación gravimétrica se ha visto favorecida por la orografía suave de la zona. Para su realización, se situaron una base gravimétrica y 190 estaciones de medida (Fig. 8), estas últimas distribuidas de la siguiente manera: i) de la estación 1 a la 171 según una malla irregular, en la que se colocaron aproximadamente 2,5 estaciones/km²; y ii) de la estación 172 a la 190 según otra malla irregular con 1 estación/km².

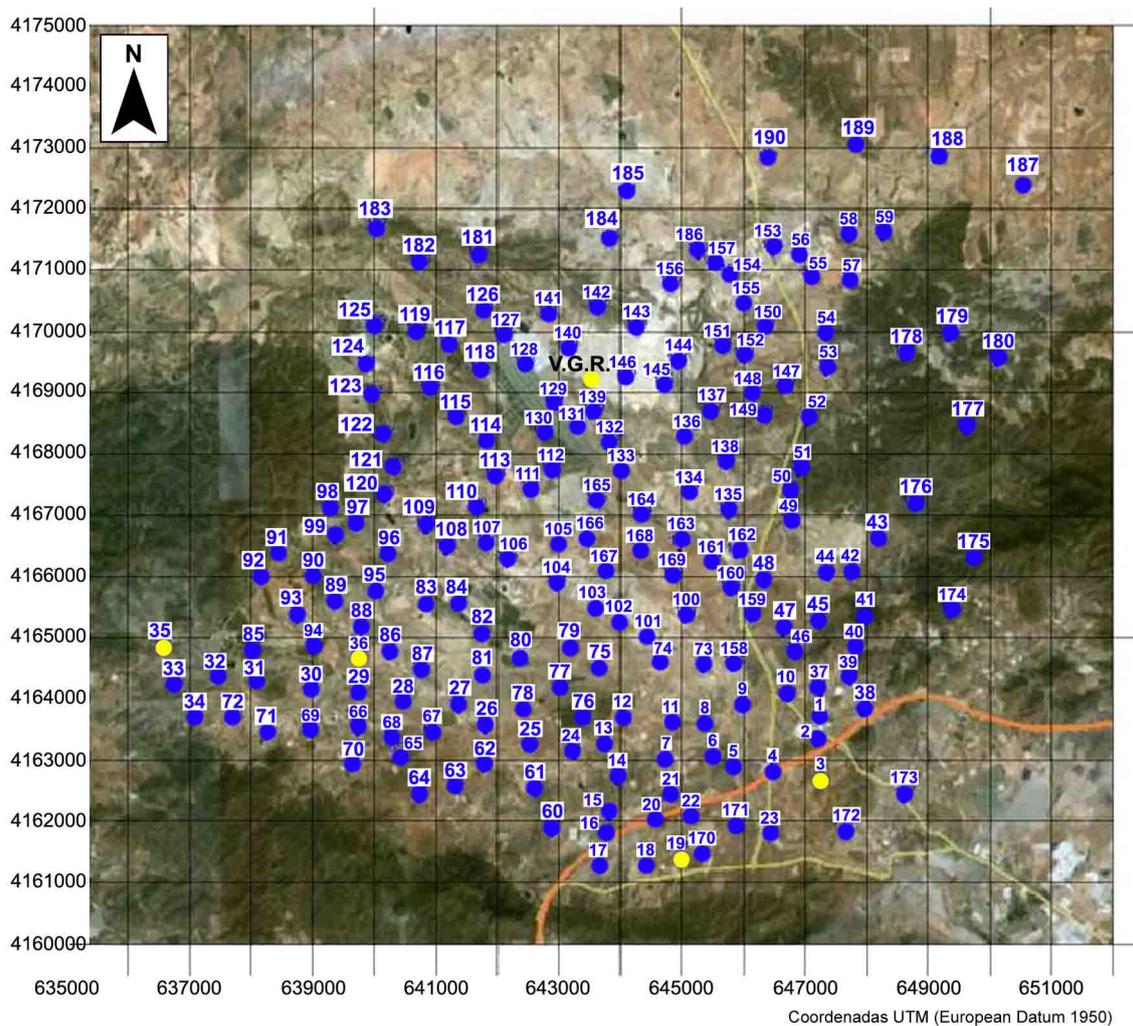


Fig. 8. Ortofotografía sobre la que se localizan las estaciones de medida y el Vértice Geodésico de El Reventón (V.G.R.).

Las medidas topográficas se efectuaron mediante el equipo inalámbrico GPS Topcon Hiper Pro Gps+Glonass y su planimetría está referida a las coordenadas UTM, enlazadas a la Red Geodésica del Instituto Geográfico Nacional (IGN), mientras que su altimetría está referida a la cota cero de Alicante. La red de estaciones topográficas se enlazó con la Red del IGN mediante el Vértice Geodésico de El Reventón (V.G.R.), perteneciente a la Red Regente, en el que se ubicó el GPS. De esta manera se pudo cambiar el *datum* de las coordenadas WGS84 a ED50. Para establecer las diferencias (Tabla 3) se utilizaron los puntos 19 y 3, localizados en el extremo SE, y los puntos 35 y 36, situados en el extremo SO de la zona de estudio (ver Fig. 6). Esto permitió que el posicionamiento topográfico tuviera una precisión adecuada para las coordenadas X, Y, Z.

Tabla 3. Diferencias obtenidas entre las coordenadas X, Y, Z de los puntos 36 y 3 medidas desde el V. G. R. y los puntos 35 y 19.

Punto	X (m)	Y (m)	Z (m)
36 desde V. G. R.	638011,085	4164699,364	258,068
36 desde punto 35	638011,069	4164699,375	258,079
<i>Diferencias</i>	<i>0,016</i>	<i>-0,011</i>	<i>-0,011</i>

Punto	X (m)	Y (m)	Z (m)
3 desde V. G. R.	647242,902	4162577,507	55,555
3 desde punto 19	647242,915	4162577,496	55,571
<i>Diferencias</i>	<i>-0,013</i>	<i>0,011</i>	<i>-0,016</i>

A la base gravimétrica relativa establecida para esta investigación (Fig. 9) se le asignó una gravedad de 979980,00 miligales.

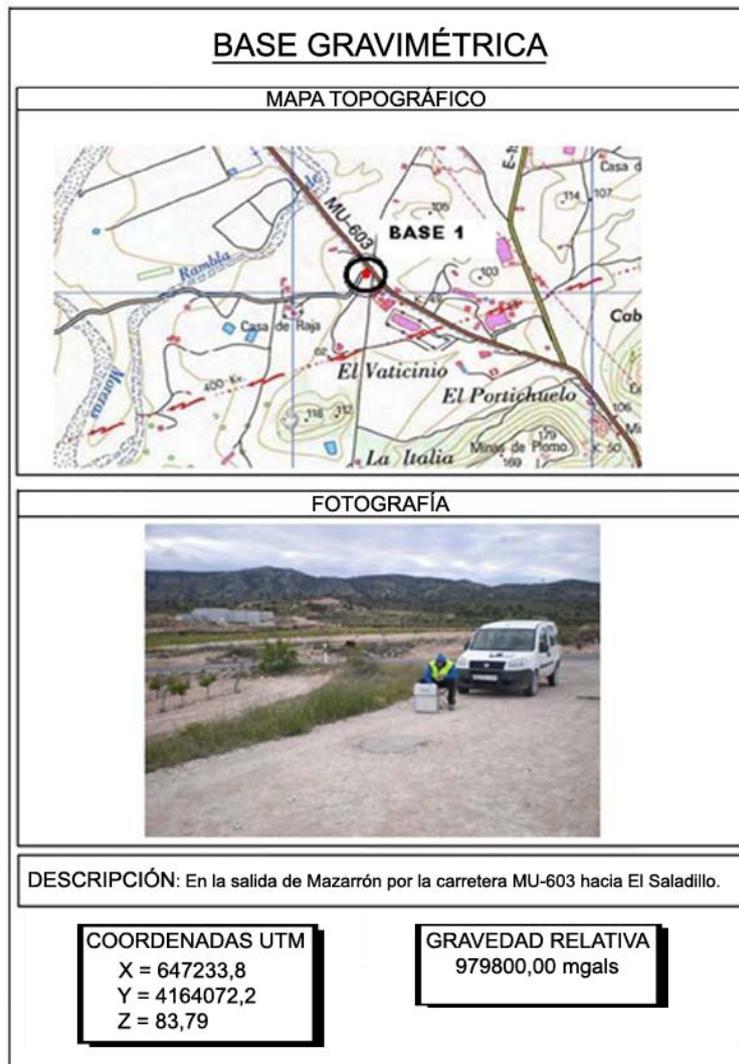


Fig. 9. Localización y características de la base gravimétrica relativa, establecida para esta investigación.

Para esta investigación se siguió la Norma Española UNE relativa a la prospección geofísica terrestre por el método gravimétrico, realizando itinerarios cerrados con salida y vuelta a una estación, denominada estación base. En cada estación se anotaron las medidas del gravímetro y la hora de la medida para realizar posteriormente las reducciones y correcciones pertinentes.

Por último, para la interpretación de las medidas gravimétricas de la zona se determinaron, mediante picnometría de He, las densidades de los materiales geológicos más representativos de la cuenca. El equipo utilizado fue el picnómetro de la serie AccuPyc II 1340, de la compañía Micromeritics© (USA). Este método permite determinar el volumen real de una muestra mediante la intrusión de He en la misma, lo que a su vez posibilita la determinación de su densidad real sin tener en cuenta el volumen ocupado por los poros. Para ello, la muestra, de masa conocida, se introduce en una celda de volumen también conocido. Sobre esta celda se inyecta He a alta presión, de manera que el gas pueda ocupar el volumen de la celda no ocupado por la muestra, por lo que la diferencia entre el volumen de la celda y el ocupado por el gas es el volumen real de la muestra problema. Conocidos el volumen y la masa de la muestra se puede determinar su densidad real mediante las expresiones [2] y [3]:

$$V_{muestra} = \frac{V_{cel} - V_{exp}}{\frac{P_1}{P_2} - 1} \quad [2]$$

$$D_{muestra} = \frac{M_{muestra}}{V_{muestra}} \quad [3]$$

Donde: V_{cel} es el volumen de la celda donde se introduce la muestra; V_{exp} es el volumen ocupado por el He en la celda; $V_{muestra}$ es el volumen de la muestra; $M_{muestra}$ es la masa de la muestra; $D_{muestra}$ es la densidad de la muestra; P_1 es la presión tras el llenado (compresión); y P_2 es la presión tras la expansión del gas.

Para esta investigación se midió la densidad de 7 muestras (M-1 a M-7) representativas de los materiales existentes en la cuenca y tomadas en diferentes afloramientos (Fig. 10). Las muestras M-1, M-3, M-4 y M-7 pertenecían a los materiales del Complejo Nevado-Filábride; la muestra M-5 a los materiales volcánicos; y las muestras M-2 y M-6 a las margas neógenas. Dada la heterogeneidad del material

del que se tomó la muestra M-7, se midieron las densidades de tres fragmentos denominados: M-7 m1, M-7 m2 y M-7 m3 (Aracil *et al.*, 2010c).

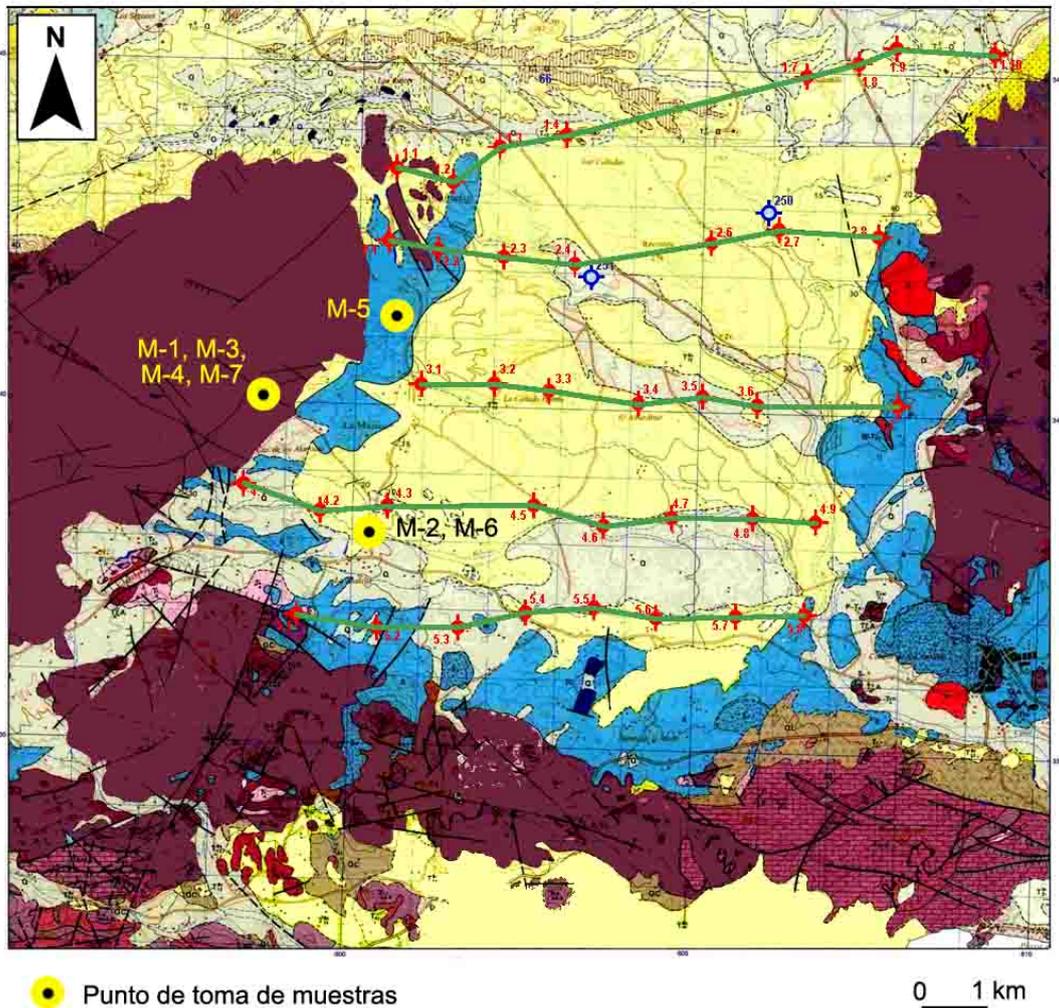


Fig. 10. Situación de las muestras tomadas en campo para determinar sus respectivas densidades.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3. 1. Resultados e interpretación de los SEV y de la Tomografía Eléctrica

Los resultados del reprocesado de las gráficas de los SEV y su interpretación geológica manual se describirán teniendo en cuenta: i) los perfiles establecidos en la Fig. 11; ii) los cortes geológicos establecidos por IGME-ADARO (1985) a partir de dichos SEV; iii) la geología de la zona; y iv) los perfiles de tomografía eléctrica, particularmente aquellos situados en los bordes de la cuenca y que se consideran como prolongaciones de los perfiles definidos por los SEV (ver Fig. 11). Aquellos perfiles de

tomografía eléctrica no coincidentes con los perfiles determinados por los SEV se han interpretado separadamente.

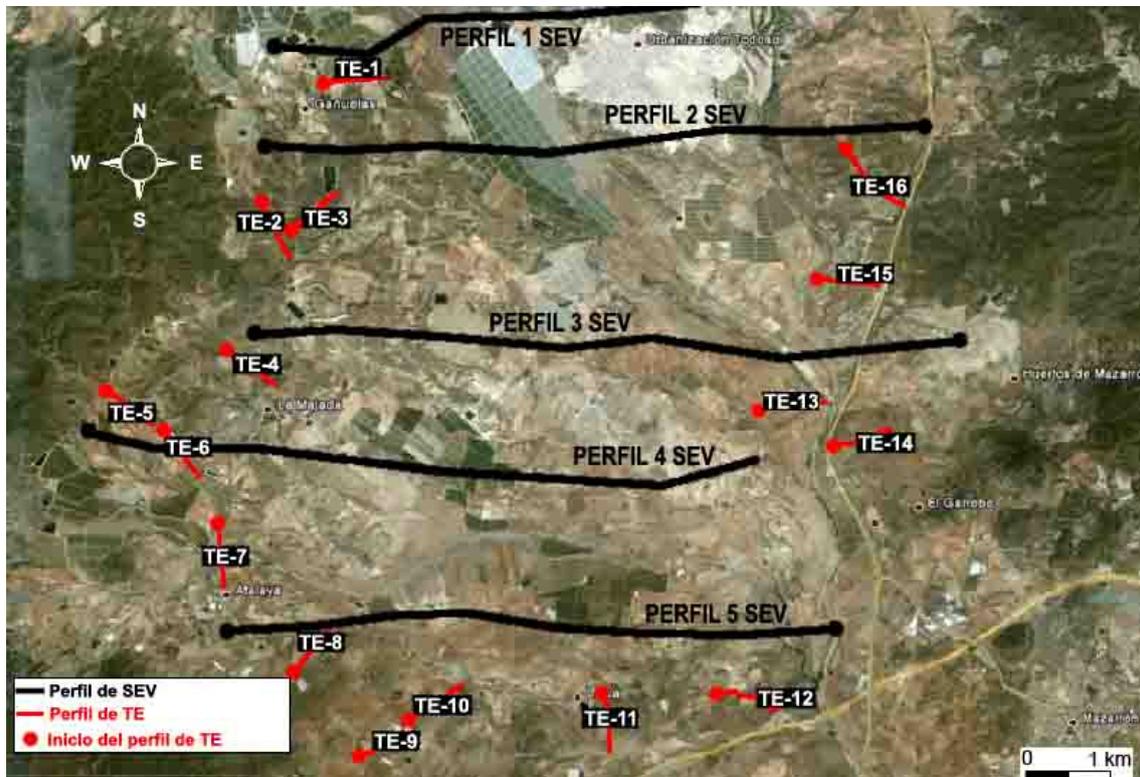


Fig. 11. Situación de los perfiles SEV y de tomografía eléctrica.

En todos los perfiles SEV reinterpretados (Figs. 12 a 16) se observaron las siguientes litologías, que de techo a muro son: i) las gravas del Cuaternario; ii) las margas del Mioceno, predominantes en extensión y espesor; y iii) las rocas volcánicas del Neógeno. Además, en los perfiles 1, 2 y 5 se han detectado los materiales del Complejo Nevado-Filábride, representados solamente en uno o en ambos bordes del perfil.

El detalle de los bordes de la cuenca, a la altura de los perfiles SEV, está definido por los de tomografía eléctrica, en los que se observa también una distribución litológica muy semejante a la observada mediante los perfiles SEV. No obstante, sólo en algún perfil de TE se han detectado los materiales del Complejo Nevado-Filábride, dada su menor profundidad en estas zonas de la cuenca.

En el **Perfil 1** (ver Fig. 12) se observan las gravas cuaternarias, las margas miocenas, las rocas volcánicas neógenas y los materiales del Complejo Nevado-Filábride. Estos

últimos se caracterizan por tener unos valores de resistividad relativamente altos y estar afectados por fracturas importantes en las inmediaciones de los bordes de la cuenca. Estas fracturas hundieron estos materiales hasta profundidades que impiden su detección por los SEV realizados en el centro del perfil. El detalle del borde de la cuenca, a la altura de este perfil, está representado en el perfil TE-1 que, con dirección O-E, muestra la siguiente sucesión de materiales: i) las gravas del Cuaternario, de poca potencia y con extensión local; ii) las margas del Mioceno, poco desarrolladas excepto en la mitad oriental, donde alcanzan un espesor de hasta aproximadamente 60 m; iii) las rocas volcánicas del Neógeno, que muestran significativas variaciones laterales de disposición y espesor (0-100 m); y iv) los materiales del Complejo Nevado-Filábride, los cuales parecen estar afectados por una fractura que, localizada a unos 150 m del inicio del perfil, hundiría el bloque oriental unos 60 m (ver Fig. 10B’).

En el **Perfil 2** (ver Fig. 13) se observan las gravas cuaternarias, cuyos espesores apenas tienen relevancia; las margas miocenas, que constituyen los materiales más conductores y que presentan unos espesores aproximados de 500-600m; las rocas volcánicas neógenas; y los materiales del Complejo Nevado-Filábride. Estos últimos se encontrarían, en el borde occidental del perfil, próximos a la superficie, mientras que en la parte central del mismo no se detectarían por estar hundidos a profundidades superiores a la de exploración de los SEV realizados. Por lo tanto, se sugiere que estos materiales, constitutivos del basamento de la cuenca, deben de estar afectados por fallas con saltos de varios centenares de metros en la vertical, alcanzando aproximadamente los 600 m al oeste del perfil. El detalle de los bordes de la cuenca, a la altura de este perfil, está representado en los perfiles TE-2 (NO-SE), TE-3 (SO-NE) y TE-16 (NO-SE). En estos perfiles se observa una capa más superficial compuesta por las gravas del Cuaternario, de extensión generalizada y con un espesor que varía aproximadamente entre 1 y 8 m (TE-2), 1 y 20 m (TE-3) y 0 y 20 m (TE-16). Por debajo de esta capa se encuentran las margas del Mioceno, poco desarrolladas pero homogéneas, y cuyo espesor oscila entre 10 y 20 m (TE-2), 20 y 40 m (TE-3), y 20 y >40 m (TE-16). Esta unidad margosa se dispone sobre los materiales volcánicos del Neógeno, afectados por importantes fracturas casi sin desplazamientos en la vertical. El Complejo Nevado-Filábride no se observa en ninguno de los perfiles de TE, por lo que su profundidad sería superior a los 160 m.

En el **Perfil 3** (ver Fig. 14) se observan las gravas cuaternarias, sin apenas relevancia; las margas del Mioceno, predominantes en extensión y con espesores que varían desde 100 a 400 m; y las rocas volcánicas del Neógeno. El Complejo Nevado-Filábride no se ha identificado en los bordes ni en el centro del perfil. Por lo tanto, los materiales más resistivos de este perfil parecen corresponderse con las rocas volcánicas neógenas, las cuales se encontrarían fracturadas formando bloques y que estarían desplazados entre sí hasta varios centenares de metros en la vertical. El detalle de los bordes de la cuenca a la altura de este perfil está representado en los perfiles TE-4 (NO-SE), y TE-15 (O-E). En ambos se observa una capa superficial de gravas del Cuaternario, de extensión generalizada y con un espesor que varía entre 1 y 10 m (TE-4) y 0 y 15 m (TE-15). Debajo de esta capa se encuentran las margas miocenas, bastante homogéneas y con espesores variables entre 20 y 60 m (TE-4), y 30 y 40 m (TE-15). Esta unidad margosa está dispuesta sobre materiales atribuidos, por sus valores de resistividad, a las rocas volcánicas del Neógeno, las cuales se encuentran afectadas por importantes fracturas cuyos saltos en la vertical no parecen ser significativos. El Complejo Nevado-Filábride no se detecta, por lo que su profundidad se situaría por debajo de los 160 m.

En el **Perfil 4** (ver Fig. 15) se observan las gravas cuaternarias, con escasa relevancia; las margas del Mioceno, predominantes en extensión y espesor (100-400 m); y las rocas volcánicas del Neógeno. El Complejo Nevado-Filábride tampoco se ha detectado en los bordes ni en el centro del perfil. Por consiguiente, los materiales más resistivos de este perfil se han atribuido a las rocas volcánicas neógenas, las cuales se encuentran muy fracturadas en bloques, con saltos que pueden alcanzar varios centenares de metros. El detalle de los bordes de la cuenca, a la altura de este perfil, está representado en los perfiles TE-5 (NO-SE), TE-6 (SO-NE), TE-13 (O-E) y TE-14 (O-E). En todos ellos se observa, en primer lugar, las gravas cuaternarias, de extensión generalizada y con un espesor que varía aproximadamente entre 4 y 10 m (TE-5), 1 y 10 m (TE-6), 1 y 20 m (TE-13), y 0 y 20 m (TE-14). Por debajo de estas gravas se encuentran las margas miocenas, bastante homogéneas y con un espesor que oscila entre 10 y 60 m (TE-5), 20 y 40 m (TE-6), 30 y 40 m (TE-13), y 30 y 35 m (TE-14). Esta unidad margosa se dispone sobre materiales atribuidos, por sus valores de resistividad, a las rocas volcánicas del Neógeno, las cuales parecen estar también afectadas por

importantes fracturas sin apenas desplazamientos en la vertical. Cabe destacar las fallas localizadas a unos 530 y 600 m del inicio de los perfiles TE-13 y TE-14, respectivamente, con un salto en la vertical de unos 20 m. Estas fallas serían las responsables del hundimiento del bloque occidental de ambos perfiles. El Complejo Nevado-Filábride no se detecta, por lo que su profundidad se situaría nuevamente por debajo de los 160 m.

En el **Perfil 5** (ver Fig. 16) se observan las gravas cuaternarias, de escasa potencia; las margas del Mioceno, de mayor conductividad y extensión, con espesores variables entre 100 y 500 m; las rocas volcánicas del Neógeno; y los materiales del Complejo Nevado-Filábride. Estos últimos se han detectado en los bordes del perfil, próximos a la superficie, y en el tercio occidental del perfil, donde alcanzan mayores profundidades hacia el este. El hundimiento y la compartimentación en bloques del basamento de la cuenca están originados por importantes fallas, con saltos en la vertical que pueden superar los 100 m. La unidad margosa, a diferencia de lo que se observó en los perfiles anteriores, presenta unos valores de resistividad ligeramente más elevados, lo que se ha interpretado considerando una composición más carbonatada o una mezcla con materiales volcanoclásticos. No obstante, no se descarta la posibilidad de una menor salinidad de las aguas subterráneas. El detalle de los borde de la cuenca, a la altura de este perfil, está representado en los perfiles TE-8 (SO-NE) y TE-12 (NO-SE). En ambos se observa, en primer lugar, las gravas del Cuaternario, con unos espesores que varían desde 0 m, en la mitad SE del perfil TE-12; entre 3 y 15 m, en el perfil TE-8; y entre 15 y 20 m en la mitad NO del perfil TE-12. Por debajo de estas gravas se encuentran las margas miocenas, bastante homogéneas y con un espesor prácticamente constante y próximo a los 30 m, en el perfil TE-8. En el perfil TE-12 se disponen de forma muy irregular y con potencias variables entre 40 y 50 m, en el tercio NO, y entre 60 y 70 m en la mitad SE, lo que es debido al salto causado por una falla. Esta unidad margosa se dispone sobre materiales atribuidos, por sus altos y homogéneos valores de resistividad, a las rocas volcánicas del Neógeno, que se encuentran muy fracturadas. Los materiales del Complejo Nevado-Filábride sólo se observan en el perfil TE-12, entorno a los 390 m del inicio del perfil, donde se localiza una falla que hunde el bloque NO aproximadamente 20 m.

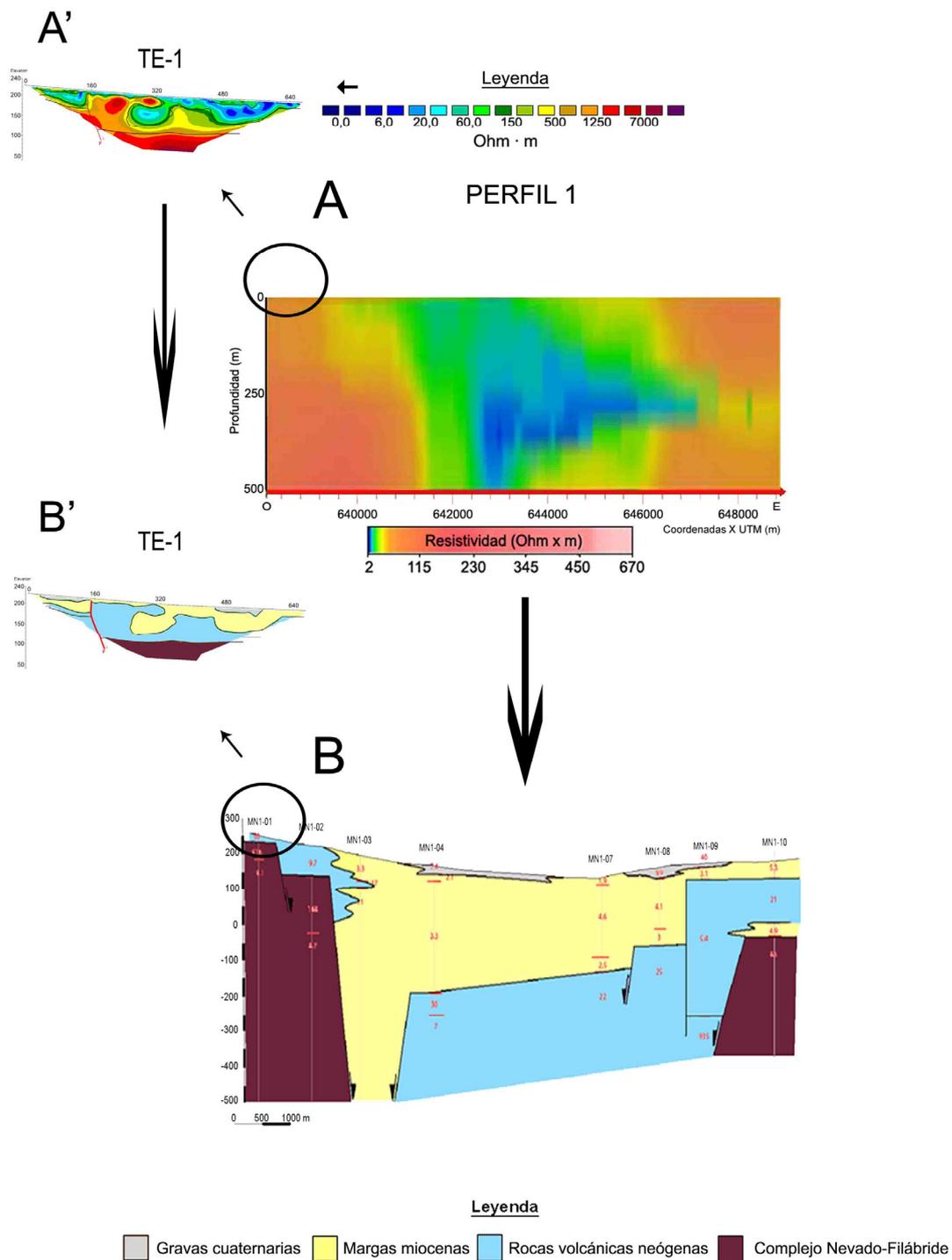


Fig. 12. A) Perfiles eléctricos obtenidos a partir del reprocesado de las gráficas SEV de IGME-ADARO (1985) y de la tomografía eléctrica de su borde occidental. **B)** Interpretación litoestructural de los perfiles eléctricos. Obsérvese el detalle obtenido mediante tomografía eléctrica.

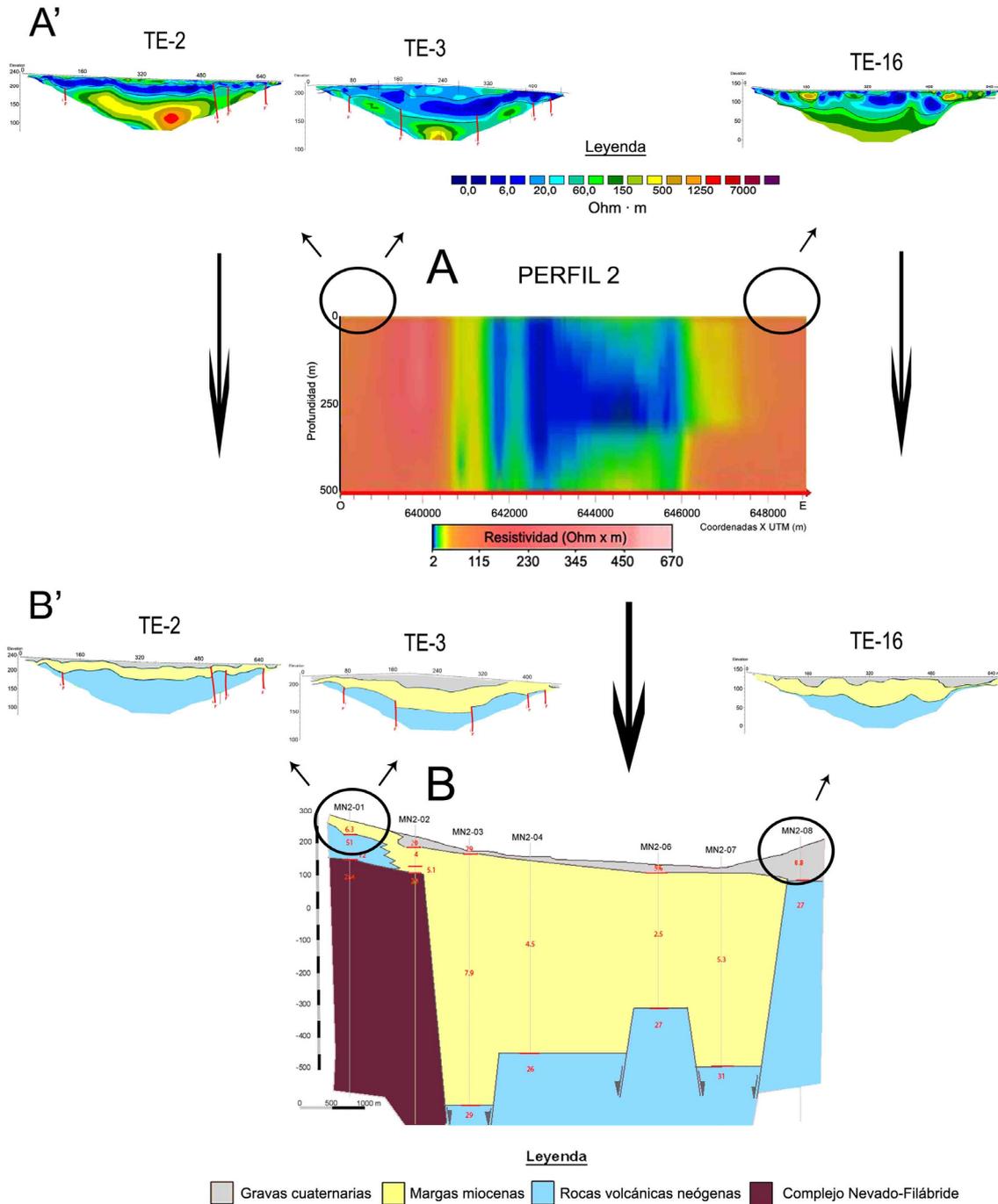


Fig. 13. A) Perfiles eléctricos obtenidos a partir del reprocesado de las gráficas SEV de IGME-ADARO (1985) y de la tomografía eléctrica de sus bordes E y O. **B)** Interpretación litoestructural de los perfiles eléctricos. Obsérvese el detalle obtenido mediante tomografía eléctrica de los bordes.

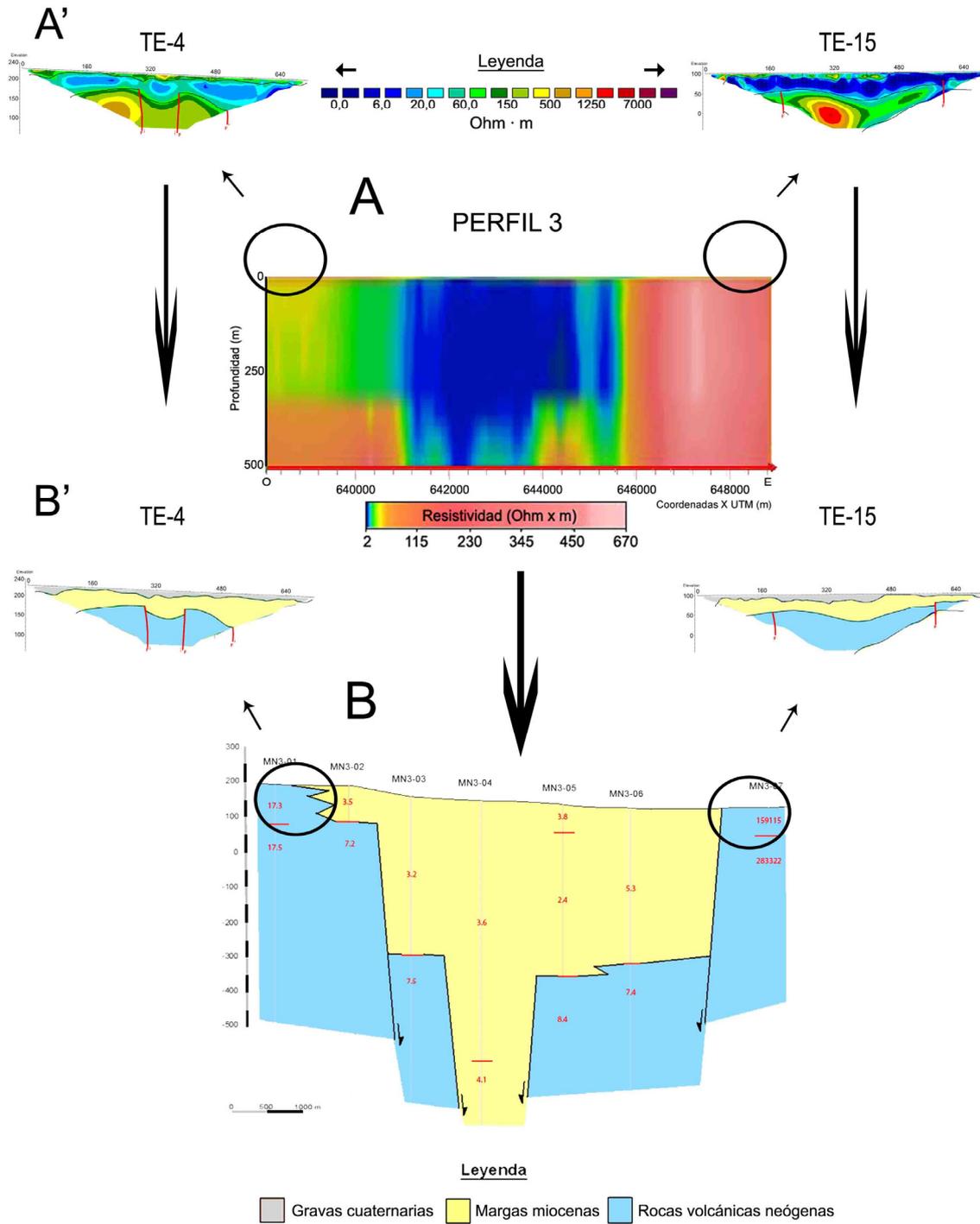


Fig. 14. A) Perfiles eléctricos obtenidos a partir del reprocesado de las gráficas SEV de IGME-ADARO (1985) y de la tomografía eléctrica de sus bordes E y O. **B)** Interpretación litoestructural de los perfiles eléctricos. Obsérvese el detalle obtenido mediante tomografía eléctrica de los bordes.

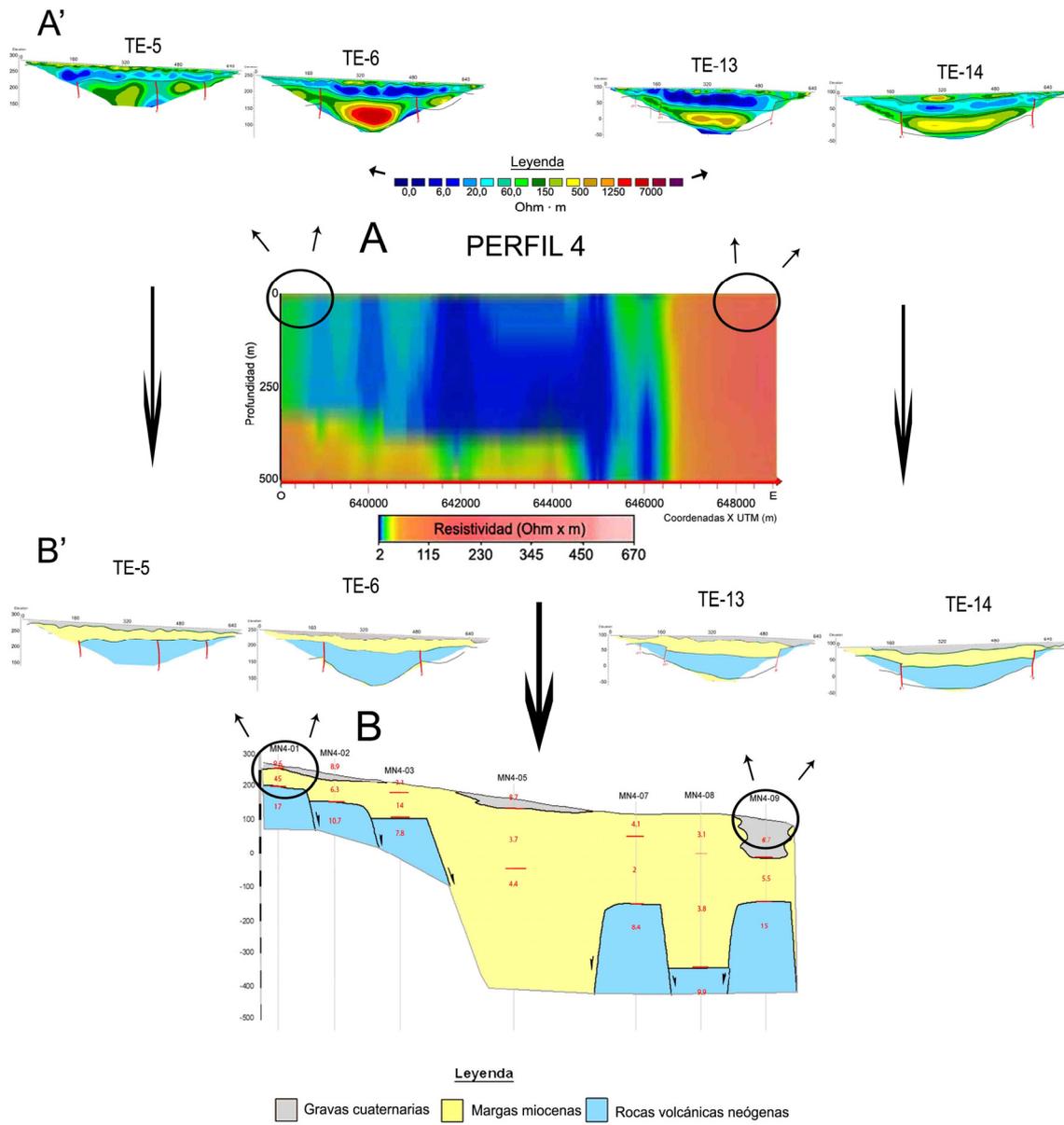


Fig. 15. A) Perfiles eléctricos obtenidos a partir del reprocesado de las gráficas SEV de IGME-ADARO (1985) y de la tomografía eléctrica de sus bordes E y O. **B)** Interpretación litoestructural de los perfiles eléctricos. Obsérvese el detalle obtenido mediante tomografía eléctrica de los bordes.

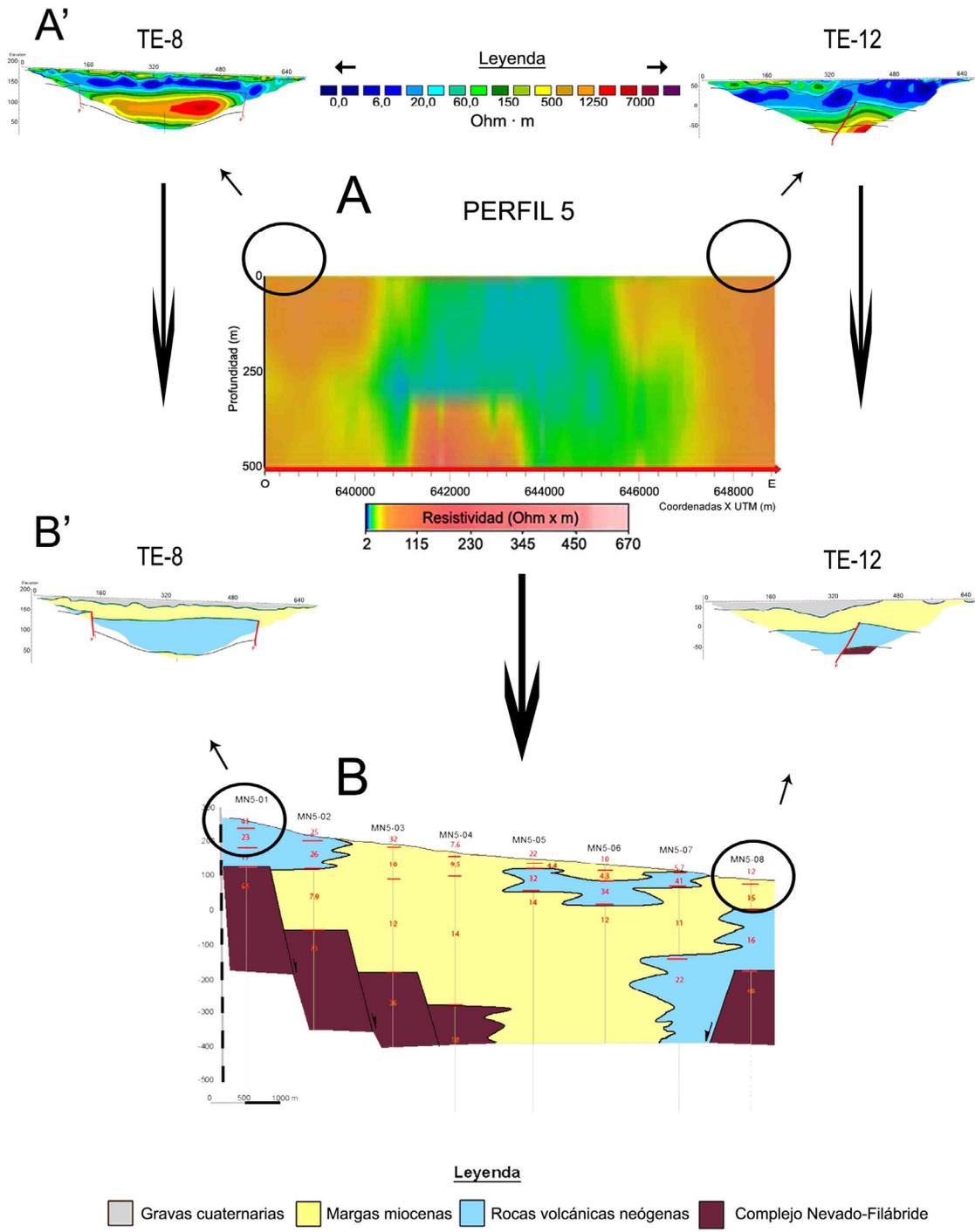


Fig. 16. A) Perfiles eléctricos obtenidos a partir del reprocesado de las gráficas SEV de IGME-ADARO (1985) y de la tomografía eléctrica de sus bordes E y O. **B)** Interpretación litoestructural de los perfiles eléctricos. Obsérvese el detalle obtenido mediante tomografía eléctrica de los bordes.

En los perfiles que no han sido explicados por estar fuera de las prolongaciones laterales de los perfiles SEV: TE-7 (NNO-SSE), TE-9 (SO-NE), TE-10 (SO-NE) y TE-11 (N-S) (Fig. 17), se observa una distribución litológica similar entre ellos y con relación a los explicados anteriormente. Así, de techo a muro, se han identificado las gravas del Cuaternario, con extensión local e irregular y espesores variables entre 1 y 20 m (TE-7), 0 y 15 m (TE-9 y TE-10) y 0 y 20 m (TE-11). Por debajo de las gravas se encuentran las margas miocenas, poco desarrolladas, irregulares y con potencias variables entre 10 y 20 m (TE-7), 30 y 80 m (TE-9), 20 y 80 m (TE-10), y entre 30 y 40 (TE-11). Las variaciones de potencia observadas en los perfiles TE-9 y TE-10 parecen deberse al salto causado por fallas (ver Fig. 17). Esta unidad margosa está dispuesta sobre materiales atribuidos, por sus valores de resistividad homogéneos e intermedios, a las rocas volcánicas del Neógeno (TE-9, TE-10 y TE-11). Esta unidad volcánica parece estar afectada por una falla situada aproximadamente en el metro 260 desde el inicio del perfil TE-10. Esta falla sería la responsable del hundimiento de aproximadamente 60 m del bloque SO. Sólo en los perfiles TE-7 y TE-9 se detectaron los materiales del Complejo Nevado-Filábride, bien directamente bajo las margas miocenas (TE-7) o bien bajo las rocas volcánicas neógenas (TE-9). Este Complejo parece estar afectado por una falla situada a 520 m del inicio del perfil TE-7, la cual hundiría el bloque oriental unos 40 m. En el caso del perfil TE-9, el Complejo Nevado-Filábride parece estar también afectado por una falla cuya traza se situaría en el metro 260 desde el inicio del perfil. Dicha falla hundiría el bloque SO entre 60 y 80 m.

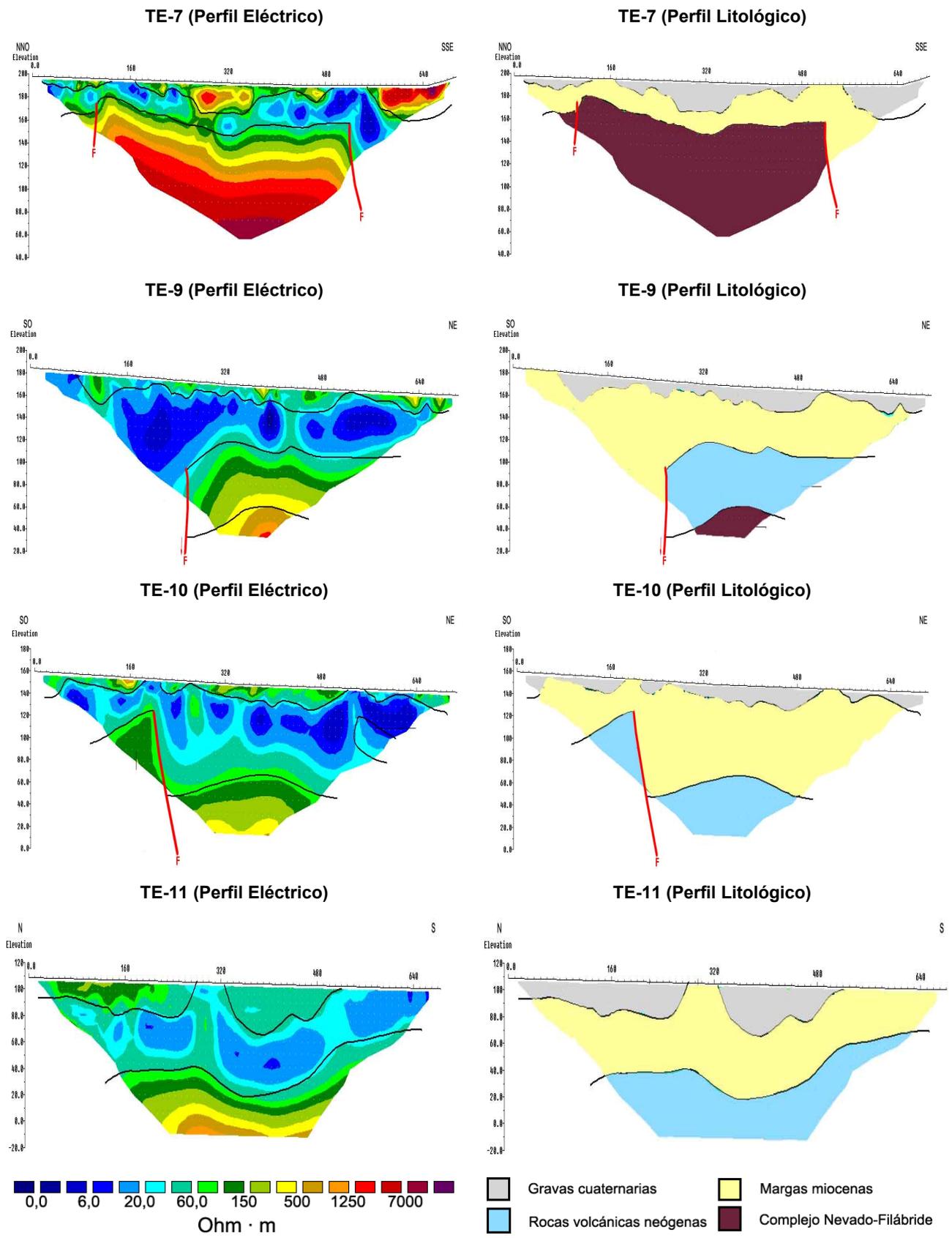


Fig. 17. Perfiles de Tomografía Eléctrica que se encuentran fuera de las prolongaciones laterales de los perfiles SEV.

A partir de los datos de resistividad obtenidos mediante los SEV y los perfiles de tomografía eléctrica, y teniendo en cuenta sus coordenadas UTM, se han modelizado mapas de iso-resistividades cada 50 m de profundidad, utilizando el programa VOXLER 3, de Golden Software (Fig. 18). De acuerdo con estos mapas, se puede argumentar que los materiales menos resistivos aumentan ligeramente en extensión hasta la cota -300 m, reduciéndose drásticamente a partir de la cota -400 m. Además, los materiales más resistivos, correspondientes a los del Complejo Nevado-Filábride, tienden a cerrar la cuenca, hacia el sur y el norte, a partir de la cota -350 m. Finalmente, a una profundidad superior a 450 m los materiales más resistivos parecen unirse formando un pasillo que, con dirección NE-SO, dividiría la cuenca en dos depocentros. Todos estos datos sugieren que la profundidad de ambos depocentros superaría los 500 m, lo que está de acuerdo, al menos para el más septentrional, con los datos de los dos sondeos realizados para la investigación geotérmica en la cuenca: La Ermita de El Saladillo y El Alto de El Reventón, así como con los datos proporcionados por el sondeo de El Reventón, realizado más al norte que los anteriores y con fines hidroterapéuticos.

Por otra parte, los mapas de iso-resistividades han sido modelizados mediante el mismo programa VOXLER 3 con el fin de obtener un modelo 3D de la distribución de los valores de resistividad de los materiales de la cuenca (Fig. 19). En dicho modelo se observa claramente la distribución de los materiales: i) más resistivos, correspondientes al Complejo Nevado-Filábride; ii) más conductivos, correspondientes a las margas del Mioceno; y iii) volcánicos neógenos que bordean la cuenca, con valores de resistividad ligeramente superiores a los de las margas. El mismo programa utilizado para obtener el modelo 3D generó de manera automática un conjunto de perfiles orientados E-O (Fig. 20), en los que se distribuyen los valores de resistividad de los materiales de la cuenca. Estos perfiles derivados del modelo resultan muy semejantes a los obtenidos experimentalmente mediante la reinterpretación directa de los SEV (Aracil *et al.*, 2010a).

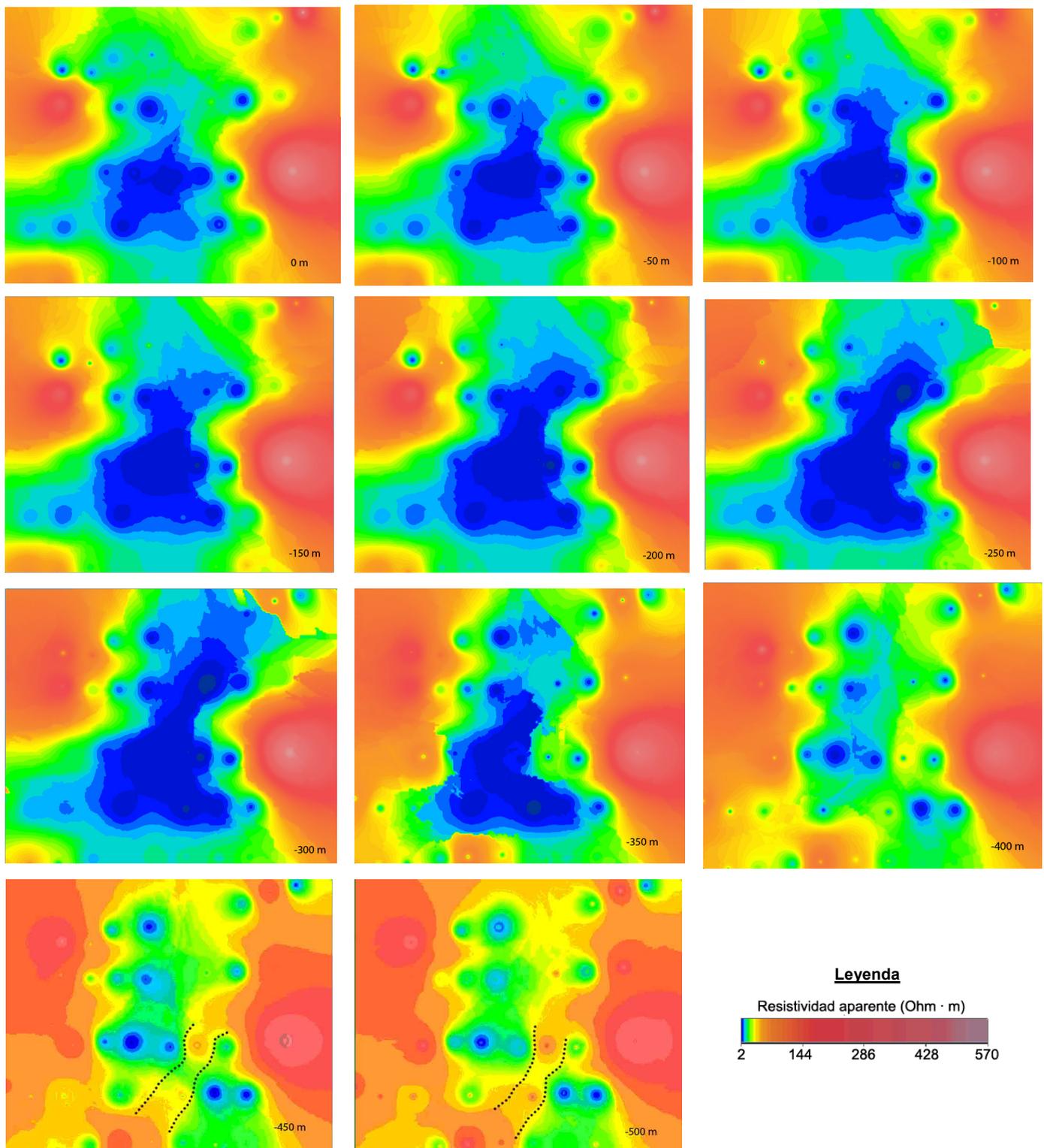


Fig. 18. Mapas de iso-resistividades a diferentes profundidades. Nótese cómo a partir de la cota -350 m los materiales más resistivos, correspondientes al Complejo Nevado-Filábride, tienden a cerrar la cuenca por el norte y el sur. A partir de la cota -450 m la cuenca parece dividirse en dos depocentros por la existencia de un pasillo resistivo de dirección NE-SO.

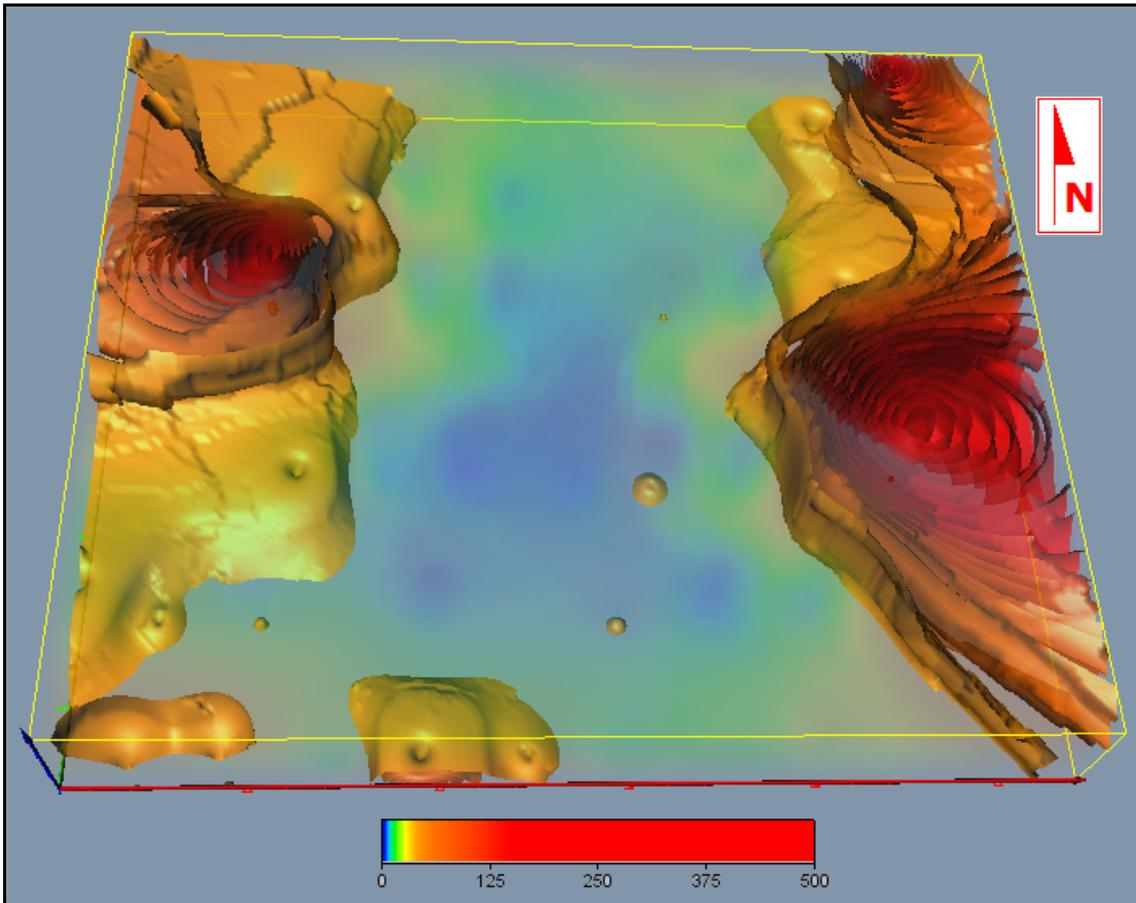


Fig. 19. Modelo 3D en el que se observa la distribución de resistividades de los materiales existentes en la cuenca de Gañuelas-Mazarrón.

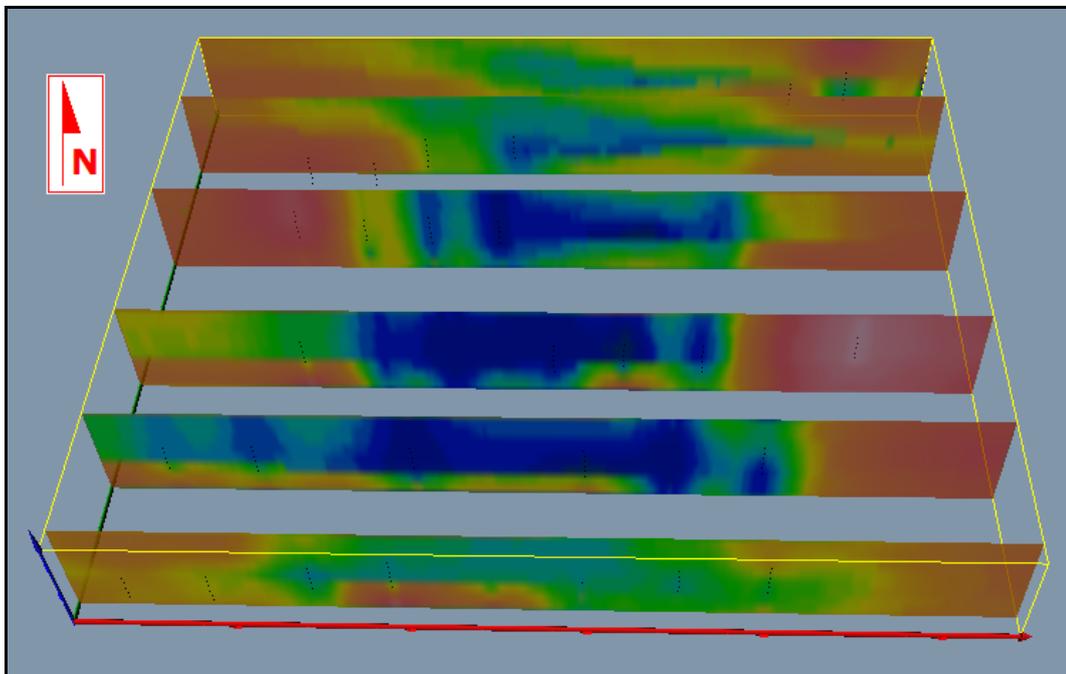


Fig. 20. Perfiles generados automáticamente a partir del modelo 3D en los que están distribuidos los valores de resistividad de los materiales de la cuenca de Gañuelas-Mazarrón.

3. 2. Resultados e interpretación de los SEDT

a) Interpretación individualizada

Cada una de las gráficas de los SEDT muestra una distribución de capas que varía en la vertical según sus valores de resistividad y espesor. En estas capas se muestran los contrastes entre sus resistividades, además de las tendencias de variación de las resistividades en función de la profundidad. No obstante, se ha comprobado que los valores de resistividad de las capas y los contrastes entre ellas son, cuantitativamente, más bajos que los equivalentes en los SEV y en los perfiles de tomografía eléctrica. Esto se debe a que este método de exploración mide valores de resistividad más parecidos a la realidad, por estar más focalizado. En cambio, los valores de resistividad de los SEV y de la tomografía eléctrica son aparentes, lo que es característico de los métodos eléctricos.

Los resultados, resumidos en la Tabla 4, incluyen: i) el número de capas identificadas en cada SEDT; ii) los valores de resistividad que caracterizan a cada una de las capas diferenciadas; iii) las profundidades del techo y muro a las que se encuentran cada una de esas capas; iv) el espesor estimado de cada capa; v) la interpretación litológica de cada capa o conjunto de capas; y vi) la gráfica SEDT en la que se muestra la distribución de las capas en profundidad, según sus resistividades, contrastes de resistividades y espesores, así como las tendencias de los valores de la resistividad en profundidad. Esta interpretación está basada en la geología de la zona y apoyada por los resultados de los perfiles de tomografía eléctrica.

b) Interpretación conjunta según perfiles

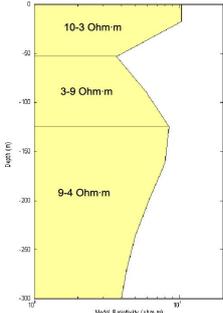
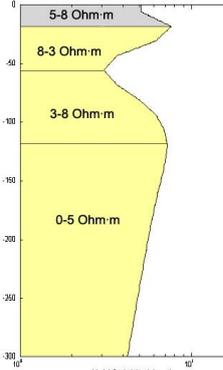
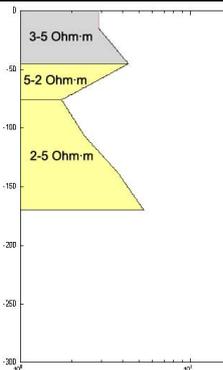
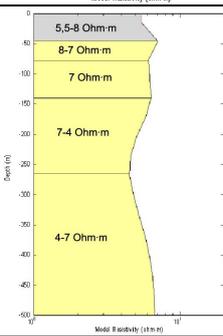
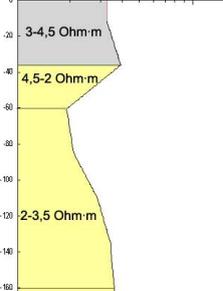
De los 17 SEDT realizados, 15 se han agrupado según 6 perfiles, de tal manera que: i) los SEDT 4, 5, 6, 9 y 11 determinan el Perfil 1; ii) los SEDT 3, 2, 15, 17 y 8 configuran el Perfil 2; iii) los SEDT 1, 15, 14, 13, 12, 11 y 10, se alinean según el Perfil 3; iv) los SEDT 3, 2 y 1 conforman el Perfil 4; y v) los SEDT 14, 17 y 8 integran el Perfil 5 (Fig. 21). Para su interpretación geológica se han utilizado los datos procedentes

de los SEV y de los perfiles de tomografía eléctrica descritos anteriormente, así como el conocimiento geológico de la zona. (Fig. 22).

En el **Perfil 1**, de dirección O-E, se han detectado cuatro conjuntos litológicos principales que, de techo a muro, son: i) las gravas del Cuaternario, presentes en la zona central, con un espesor variable entre 0 y 40 m; ii) las margas del Mioceno, predominantes en todo el perfil, con espesores mínimos de 360-400 m; iii) las rocas volcánicas del Neógeno, presentes en el extremo O; y iv) los materiales del Complejo Nevado-Filábride, detectados exclusivamente en el borde oeste del perfil, a una profundidad aproximada de 280 m. En el **Perfil 2**, de dirección O-E, se han diferenciado dos litologías: i) las gravas del Cuaternario, localizadas en los extremos del perfil, con espesores variables entre 0 y 40 m; y ii) las margas del Mioceno, con una representación casi exclusiva en todo el perfil, que alcanzan espesores de, al menos, 360-400 m. En el **Perfil 3**, de dirección SO-NE, se observan únicamente las margas del Mioceno, con espesores bastante importantes de, al menos, 350-400 m. En el **Perfil 4**, de dirección NO-SE, se observa la presencia de dos conjuntos litológicos: i) las gravas del Cuaternario, presentes en la mitad NO del perfil, con espesores variables entre 0 y 40 m; y ii) las margas del Mioceno, presentes en todo el perfil, con espesores de hasta 360-400 m. En el **Perfil 5**, de dirección NO-SE, se observa también la presencia de dos conjuntos litológicos: i) las gravas del Cuaternario, localizadas en la mitad SE del perfil, con espesores entre 0 y 40 m; y ii) las margas del Mioceno, predominantes en todo el perfil, con espesores de más de 360 a 400 m. En el **Perfil 6**, de dirección NO-SE, se observan cuatro conjuntos litológicos principales: i) las gravas del Cuaternario, presentes en la zona central del perfil, cuyo espesor varía entre 0 y 40 m; ii) las margas del Mioceno que, predominando en todo el perfil, tienen espesores mínimos de 360-400 m; iii) las rocas volcánicas del Neógeno; y iv) los materiales del Complejo Nevado-Filábride. Estos dos últimos conjuntos de materiales están situados en el extremo oeste del perfil.

Tabla 4. Principales resultados obtenidos a partir de los SEDT realizados en la zona de estudio, y gráficas SEDT en las que se muestran la distribución de las capas en profundidad, según sus resistividades, contrastes de resistividades y espesores, así como las tendencias de los valores de la resistividad en profundidad.

N° SEDT	CAPAS	RESISTIVIDAD (ohm·m)	PROFUNDIDAD (m)	ESPESOR (m)	INTERPRETACIÓN LITOLÓGICA	GRÁFICA SEDT
SEDT 1	1	Disminuye de 5 a 3	0-50	50	Margas miocenas	
	2	Aumenta de 3 a 8-9	50-160	110	Margas miocenas	
	3	8-9	160-¿?	> 100	Margas miocenas	
SEDT 2	1	Aumenta de 2-3 a 5	0-50	50	Gravas cuaternarias	
	2	Disminuye de 5 a 2-3	50-120	70	Margas miocenas	
	3	2-3	120-¿?	> 100	Margas miocenas	
SEDT 3	1	Aumenta de 4 a 6	0-50	50	Gravas cuaternarias	
	2	Disminuye de 6 a 3,5	50-75	25	Margas miocenas	
	3	Aumenta de 3,5 a 9	75-175	100	Margas miocenas	
	4	Tendencia a la disminución	175-¿?	> 150	Margas miocenas	
SEDT 4	1	Disminuye de 28 a 15	0-50	50	R. volcánicas neógenas	
	2	Varía entre 15 y 5	50-125	75	Margas miocenas	
	3	Aumenta de 15 a 100	125-275	150	R. volcánicas neógenas	
	4	Tendencia a la disminución	275-¿?	> 200	Complejo Nevado-Filábride	

SED 5	1	Disminuye de 10 a 3	0-50	50	Margas miocenas	
	2	Aumenta de 3 a 9	50-120	70	Margas miocenas	
	3	Tendencia a la disminución	120-¿?	> 150	Margas miocenas	
SED 6	1	Aumenta de 5 a 8	0-25	25	Gravas cuaternarias	
	2	Disminuye de 8 a 3	25-60	35	Margas miocenas	
	3	Aumenta de 3-8	60-120	60	Margas miocenas	
	4	Tendencia a la disminución	120-¿?	> 150	Margas miocenas	
SED 7	1	Aumenta de 3 a 5	0-50	50	Gravas cuaternarias	
	2	Disminuye de 5 a 2	50-75	25	Margas miocenas	
	3	Tendencia al aumento	75-¿?	> 100	Margas miocenas	
SED 8	1	Aumenta de 5,5 a 8	0-50	50	Gravas cuaternarias	
	2	Disminuye de 8 a 7	50-70	20	Margas miocenas	
	3	Varía en torno a 7	70-140	70	Margas miocenas	
	4	Disminuye de 7 a 4	140-260	120	Margas miocenas	
	5	Tendencia al aumento	260-¿?	> 200	Margas miocenas	
SED 9	1	Aumenta de 3 a 4,5	0-40	40	Gravas cuaternarias	
	2	Disminuye de 4,5 a 2	40-60	20	Margas miocenas	
	3	Aumenta de 2 a 3,5	60-160	100	Margas miocenas	

SED T 10	4	Varía en torno a 3,5	160-¿?	-	Margas miocenas	
	1	Disminuye de 3,5 a 2	0-40	40	Gravas cuaternarias	
	2	Varía en torno a 2	40-105	65	Margas miocenas	
	3	Tendencia al aumento	105-¿?	> 50	Margas miocenas	
SED T 11	1	Disminuye de 5 a 2	0-80	80	Margas miocenas	
	2	Tendencia al aumento	80-¿?	> 100	Margas miocenas	
SED T 12	1	Disminuye desde 3 a 2	0-90	90	Margas miocenas	
	2	Tendencia al aumento	90-¿?	> 100	Margas miocenas	
SED T 13	1	Disminuye de 4,5 a 2,5	0-90	90	Margas miocenas	
	2	Aumenta de 2,5 a 12	90-600	510	Margas miocenas	
	3	Tendencia a la disminución	600-¿?	-	Margas miocenas	
SED T 14	1	Disminuye de 2,5 a 2	0-100	100	Margas miocenas	

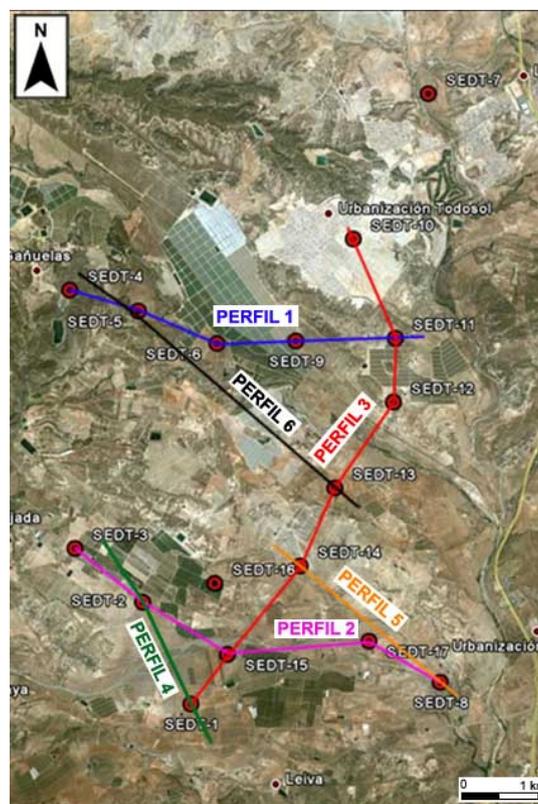
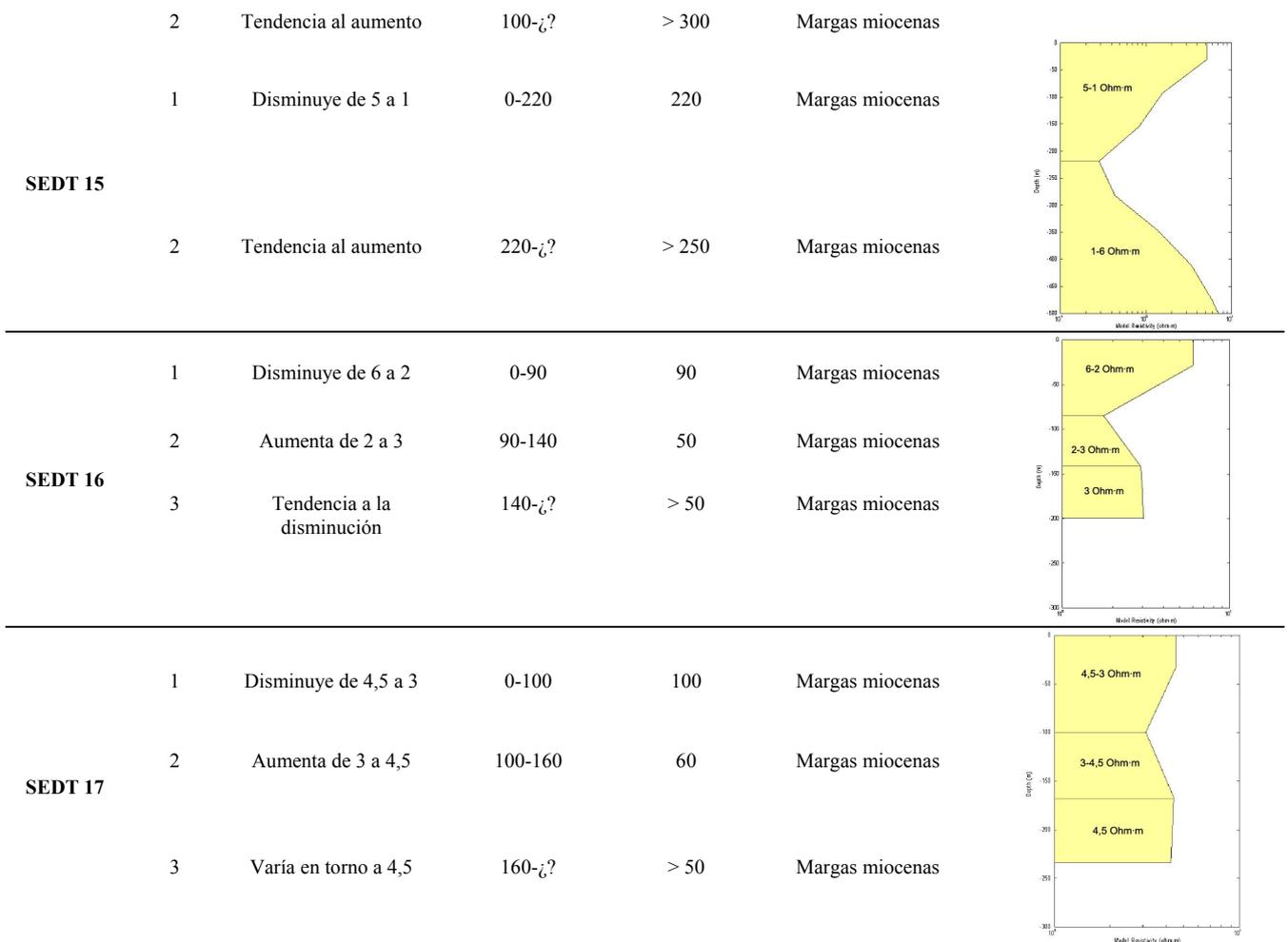


Fig. 21. Mapa de situación de los perfiles realizados con los SEDT.

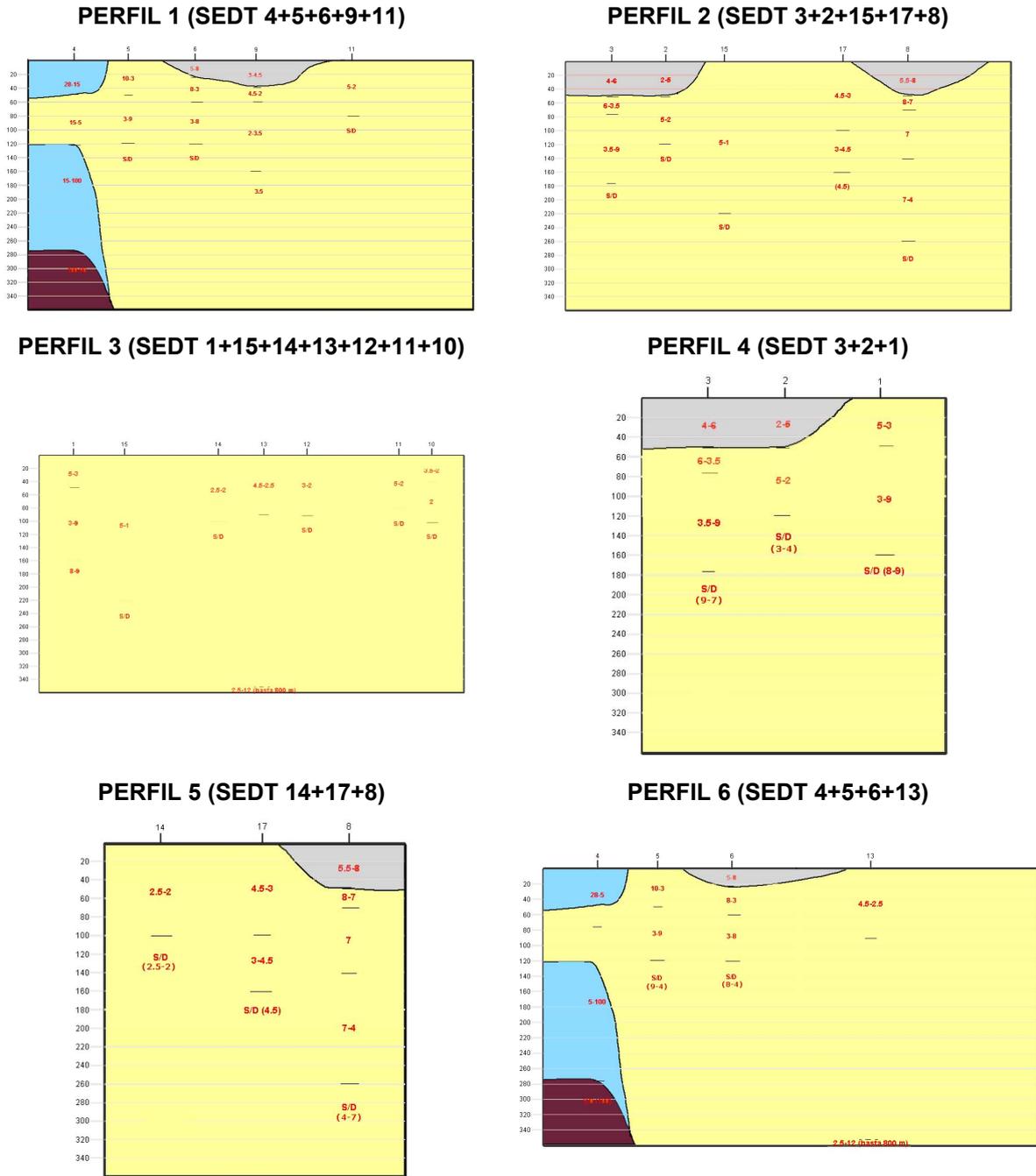


Fig. 22. Interpretación geológica de los SEDT agrupados por perfiles y teniendo en cuenta la geología de la zona, así como los resultados de los SEV y de los perfiles de TE.

c) Interpretación conjunta de los SEDT y modelización en 3D

Al igual que se hizo con los datos de los SEV, los datos de resistividades obtenidos a partir de los perfiles de los SEDT se han tratado mediante el programa VOXLER 3 para obtener también mapas de iso-resistividades a diferentes profundidades (Fig. 23). Estos mapas presentan una distribución de resistividades muy semejante a la observada en los mismos mapas realizados a partir de los datos de SEV y de TE. Así, los materiales más conductores permanecen prácticamente constantes en extensión hasta la cota -400 m, reduciéndose a partir de dicha profundidad. Además, los materiales más resistivos, correspondientes a los del Complejo Nevado-Filábride, tienden a cerrar la cuenca hacia el sur y el norte a partir de dicha cota, dejando un pasillo hacia el SE. Igualmente, a una profundidad superior a 400 m los materiales más resistivos parecen unirse formando un pasillo que, con dirección NE-SO, dividiría la cuenca en dos depocentros. Todos estos datos concuerdan con los obtenidos mediante los SEV y los perfiles de TE y confirman que la profundidad de los depocentros detectados en la cuenca superarían los 500 m.

Siguiendo la misma metodología para el tratamiento de los datos, los mapas de iso-resistividades han sido también modelizados mediante el programa VOXLER 3. De esta manera se ha obtenido asimismo un modelo 3D de la distribución de los valores de resistividad de los materiales de la cuenca (Fig. 24). En dicho modelo se observa claramente la distribución de los materiales más resistivos, correspondientes al Complejo Nevado-Filábride, de los materiales más conductivos, correspondientes a las margas del Mioceno, y de los materiales volcánicos neógenos que bordean la cuenca, con valores de resistividad ligeramente superiores a los de las margas. El mismo programa utilizado para obtener el modelo 3D generó también de manera automática un conjunto de perfiles orientados E-O (Fig. 25), en los que se distribuyen los valores de resistividad de los materiales de la cuenca. Estos perfiles derivados del modelo 3D resultan muy semejantes a los obtenidos mediante SEV y TE.

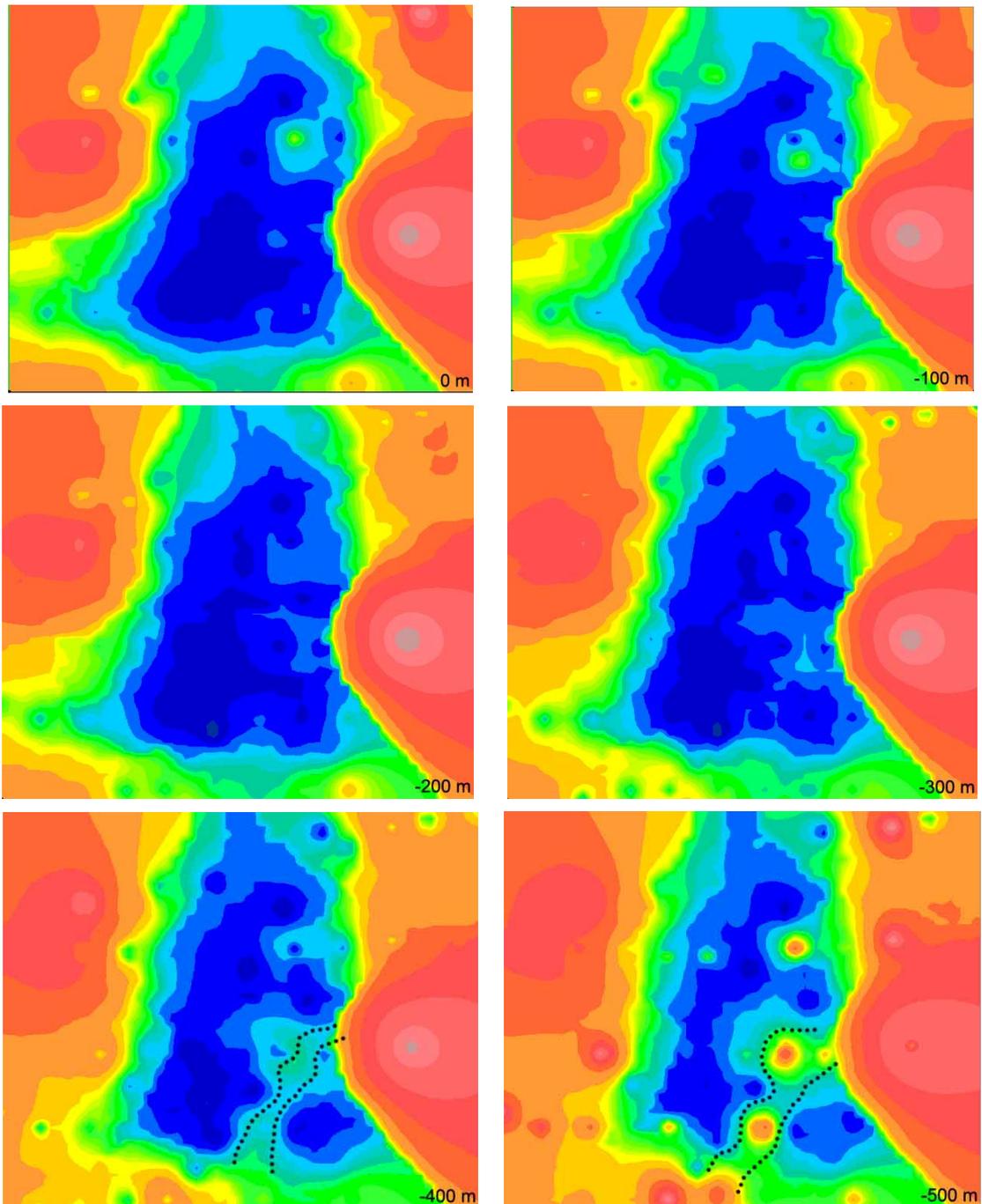
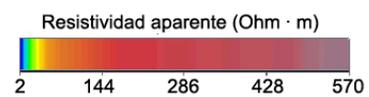


Fig. 23. Mapas de iso-resistividades a diferentes profundidades. Nótese cómo a partir de la cota -400 m los materiales más resistivos, correspondientes al Complejo Nevado-Filábride, tienden a cerrarse por el norte y el sur de la cuenca. Además se observa cómo la cuenca parece subdividirse en dos por el extremo SE de la cuenca.



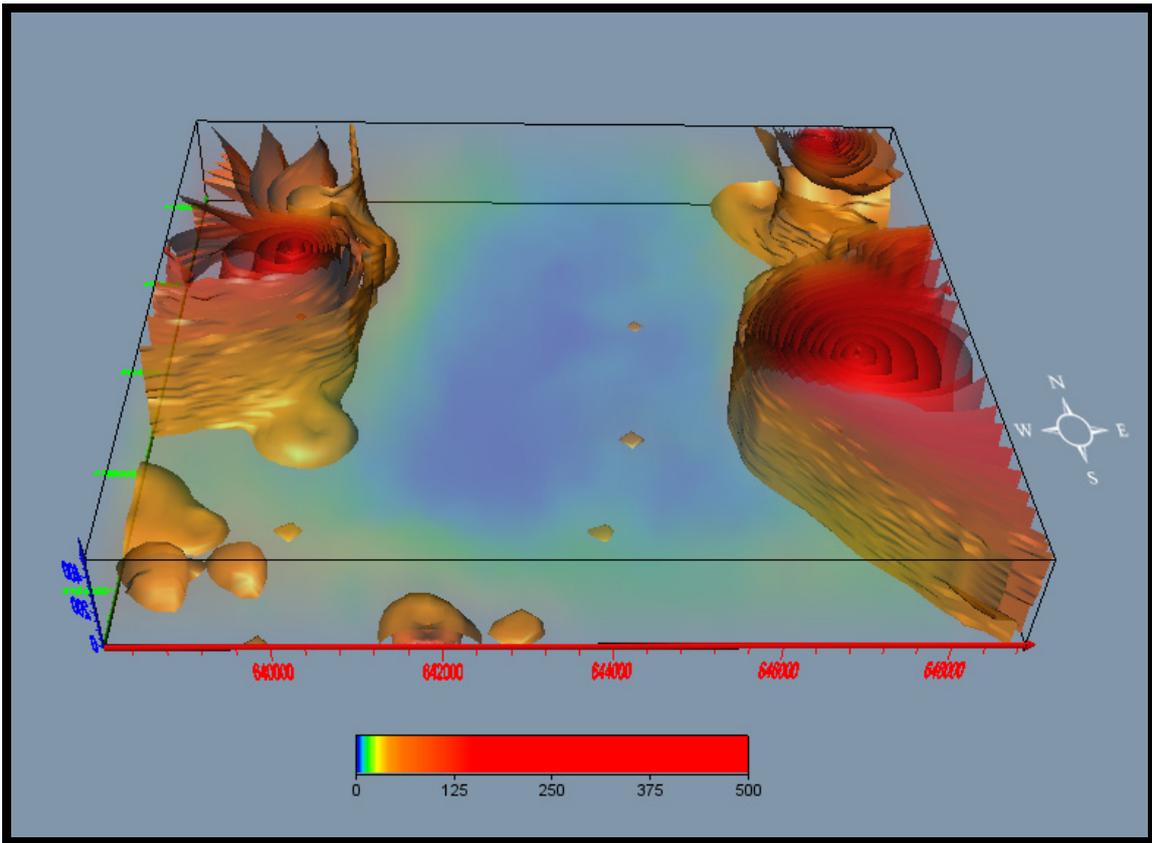


Fig. 24. Modelo 3D en el que se observa la distribución de resistividades de los materiales existentes en la cuenca de Gañuelas-Mazarrón.

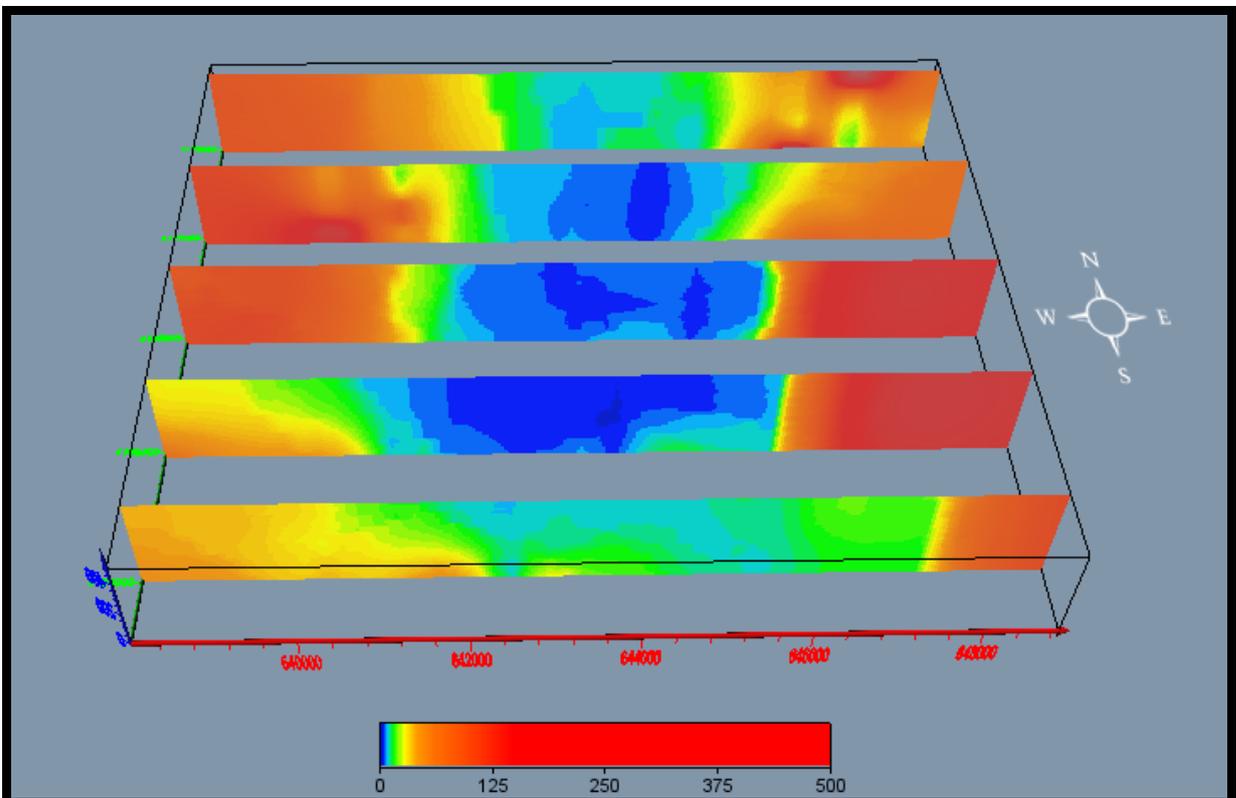


Fig. 25. Perfiles generados automáticamente a partir del modelo 3D en los que están distribuidos los valores de resistividad de los materiales de la cuenca de Gañuelas-Mazarrón.

Por último, gracias a la mayor precisión de los resultados de los SEDT, se puede definir mejor la morfología de la cuenca estudiada, ya que con ellos se perfilan mejor sus bordes, que estarían definidos por fallas con importantes saltos en la vertical. Sin embargo, dada la alta conductividad de las margas que rellenan predominantemente la cuenca, la profundidad de ésta no ha podido determinarse exactamente por la alta capacidad de absorción de la señal electromagnética de dichos materiales. No obstante, esta profundidad debe ser mayor de 500 m, de acuerdo con los datos de exploración eléctrica y electromagnética. Por lo que se refiere a los materiales volcánicos, sólo se han detectado claramente en el borde occidental de la cuenca (ver Fig. 22, perfiles 1 y 6), probablemente por estar muy alterados en los otros bordes. Esta alteración sería la responsable de que sus valores de resistividad fueran muy semejantes a los de las margas y, por lo tanto, no distinguibles (Aracil *et al.*, 2010b).

3. 3. Resultados e interpretación de la Gravimetría

Para la interpretación precisa de los datos gravimétricos se midieron previamente, mediante picnometría de He, las densidades reales de los materiales representados en la cuenca. Las densidades así obtenidas fueron muy parecidas entre sí, de tal manera que los valores variaron entre 2,66 y 2,74 g/cm³ para los materiales del Complejo Nevado-Filábride, y entre 2,82 y 2,94 g/cm³, para las margas del Mioceno. En los materiales volcánicos la densidad real medida fue de 2,29 g/cm³ (Tabla 5). Dada la escasa diferencia entre todos estos valores, fue necesario medir la porosidad de las muestras mediante porosimetría por intrusión de Hg para poder estimar el volumen de huecos y, por lo tanto, la densidad aparente (*bulk density*) de las muestras. Para ello, se utilizó la expresión [4]:

$$\%(Porosidad) = \frac{\rho_e - \rho}{\rho_e} \Rightarrow \rho = \rho_e - (\%/100)\rho_e \quad [4]$$

Donde: ρ_e es la densidad esquelética y ρ es la densidad aparente

Los valores medios de los resultados así obtenidos fueron: 2,69 g/cm³, para los materiales del Complejo Nevado-Filábride; 1,98 g/cm³, para los materiales volcánicos; y 1,87 g/cm³ para las margas miocenas de relleno de la cuenca (ver Tabla 5). A partir de

estos últimos datos, el contraste de densidad entre los materiales del Complejo Nevado-Filábride y las margas del Mioceno es de $0,82 \text{ g/cm}^3$; entre los materiales del Complejo Nevado-Filábride y las rocas volcánicas es de $0,71 \text{ g/cm}^3$; y, por último, entre las margas miocenas y las rocas volcánicas es de $0,110 \text{ g/cm}^3$.

Sin embargo, los valores de densidades aparentes requeridos por el modelo utilizado y que el propio programa GRAVIM ha empleado en el procesado para la interpretación de los datos gravimétricos son: $2,70 \text{ g/cm}^3$, para los materiales de Complejo Nevado-Filábride; $2,60 \text{ g/cm}^3$, para las rocas volcánicas; y $2,20 \text{ g/cm}^3$, para las margas miocenas, valores generalmente más altos que los obtenidos en el laboratorio, especialmente los dos últimos.

Tabla 5. Resumen de los parámetros obtenidos mediante picnometría de He e intrusión de Hg.

Muestras	Peso (g)	Densidad esquelética (g/cm^3)	Volumen (cm^3)	Porosidad (%)	Densidad (g/cm^3)	Media (g/cm^3)
C N-F*						
M-1	3,6386	2,661	1,3673	0,6382	2,644	
M-3	3,2999	2,718	1,2140	0,6362	2,701	
M-4	3,9542	2,693	1,4682	0,6362	2,676	2,688
M-7 m1	3,8533	2,705	1,4244	0,6362	2,688	
M-7 m2	3,3414	2,716	1,2301	0,6362	2,699	
M-7 m3	2,1841	2,739	0,7976	0,6362	2,721	
R. volcánicas						
M-5	3,1759	2,297	1,3827	13,9100	1,977	1,977
Margas						
M-2	1,6914	2,941	0,5750	35,1645	1,907	1,867
M-6	1,5261	2,819	0,5414	35,1645	1,828	

Los materiales que rellenan cuenca, desde el punto de vista gravimétrico, generan una anomalía gravimétrica residual negativa al ser más ligeros que los materiales que forman el Complejo Nevado-Filábride. Dicha anomalía es más negativa cuanto mayor es la potencia de los materiales terciarios que rellenan la cuenca.

El mapa de anomalía de Bouguer, que representa la suma de las anomalías residual y regional, presenta las siguientes características: i) un amplio mínimo, representado

mediante tonos azulados; y ii) un gran máximo, próximo al amplio mínimo y diferenciado por tonos rojizos (Fig. 26). En dicha figura se observa una perfecta correspondencia entre el mínimo gravimétrico y la zona que rellena la cuenca sedimentaria, así como que los valores máximos coinciden con los bordes de la misma.

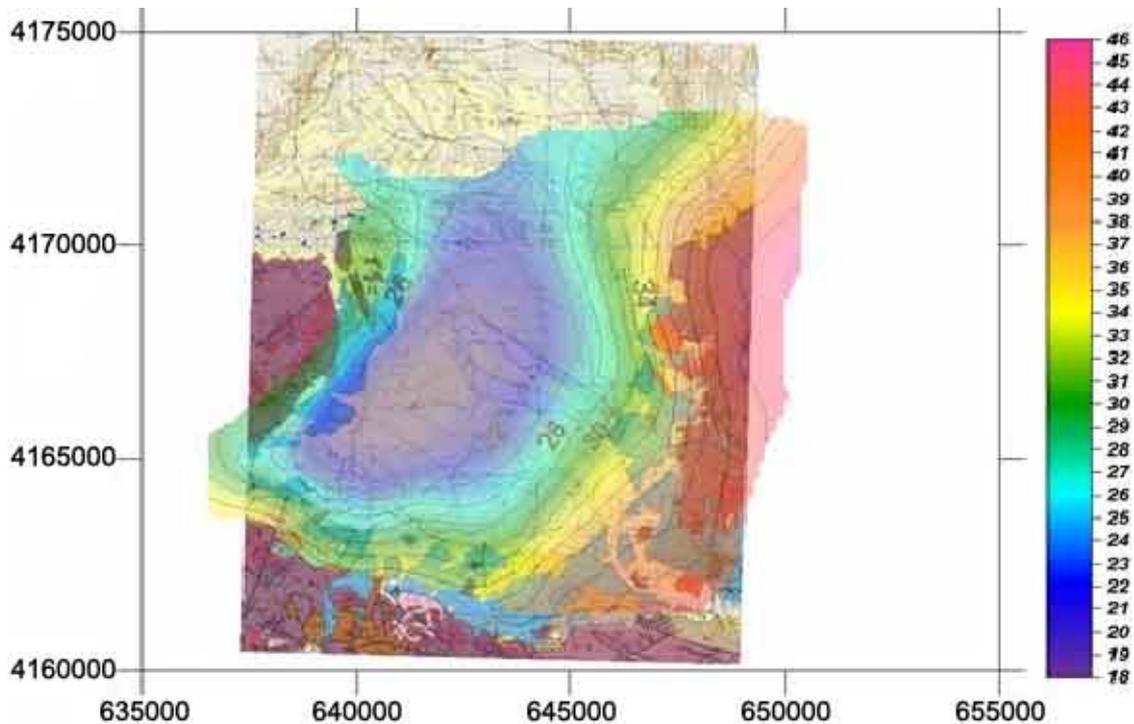


Fig. 26. Mapa de las anomalías de Bouguer sobre el mapa geológico de la zona de estudio.

Si se eliminan las anomalías regionales de las anomalías de Bouguer se obtienen las anomalías residuales, las cuales, al representarlas sobre el mapa de la zona, permiten delinear el mapa de anomalías residuales, en el que aparecen mejor definidas las zonas con anomalías gravimétricas mínimas y máximas (Fig. 27). El valor mínimo presenta fuertes gradientes en los límites de la cuenca, lo cual es indicativo de contactos bastante netos y verticales. Este hecho confirma lo deducido mediante la prospección geoelectrica y electromagnética. Por otro lado, el valor más negativo de las anomalías gravimétricas residuales (-4) se sitúa entorno a las coordenadas UTM X = 642000, e Y = 4166000, donde se situaría un depocentro de la cuenca, confirmando así una cierta apertura de la misma hacia el SO. Los máximos observados se corresponderían principalmente con los materiales del Complejo Nevado-Filábride, bien superficiales o situados a poca profundidad.

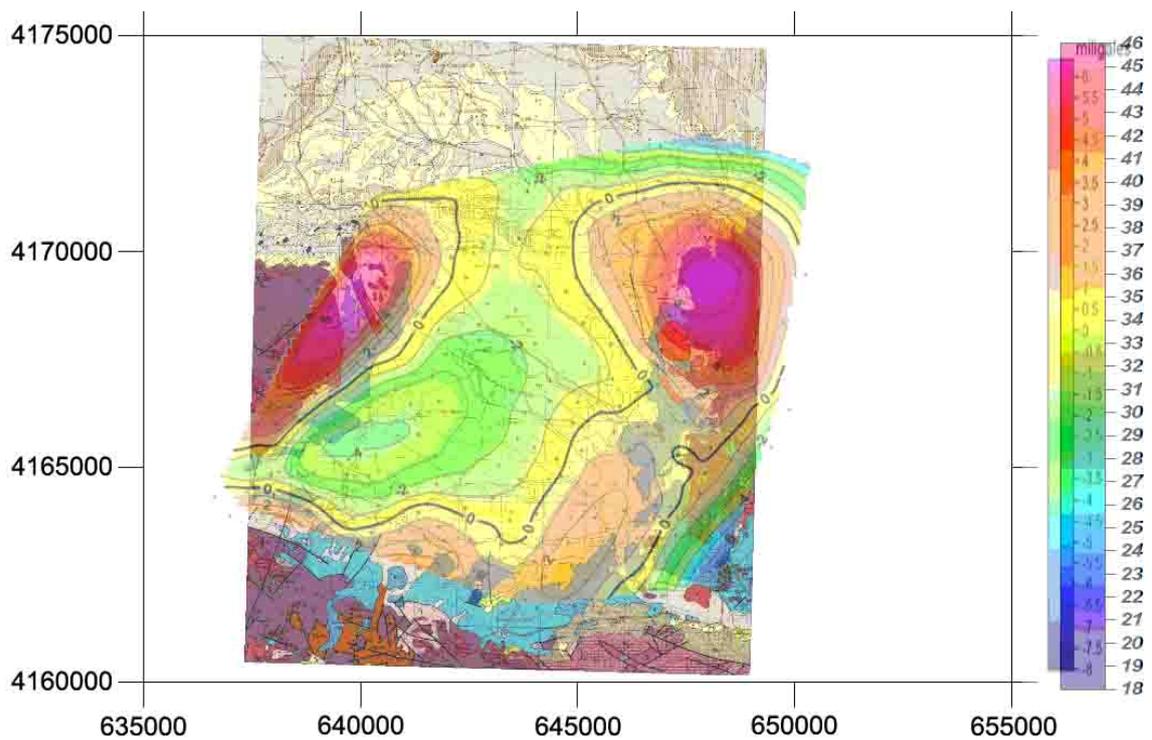


Fig. 27. Mapa de anomalía gravimétrica residual de orden 3 sobre el mapa geológico de la cuenca de Gañuelas-Mazarrón.

La modelización en 3D de las anomalías gravimétricas residuales mediante el programa GRAVIM (Fig. 28), muestra la situación del depocentro más importante de la cuenca, los bordes verticales de la misma y los materiales del Complejo Nevado-Filábride, que constituyen los bordes y el basamento de la cuenca. Sin embargo, el basamento de la cuenca tampoco se ha podido determinar mediante este método geofísico de exploración.

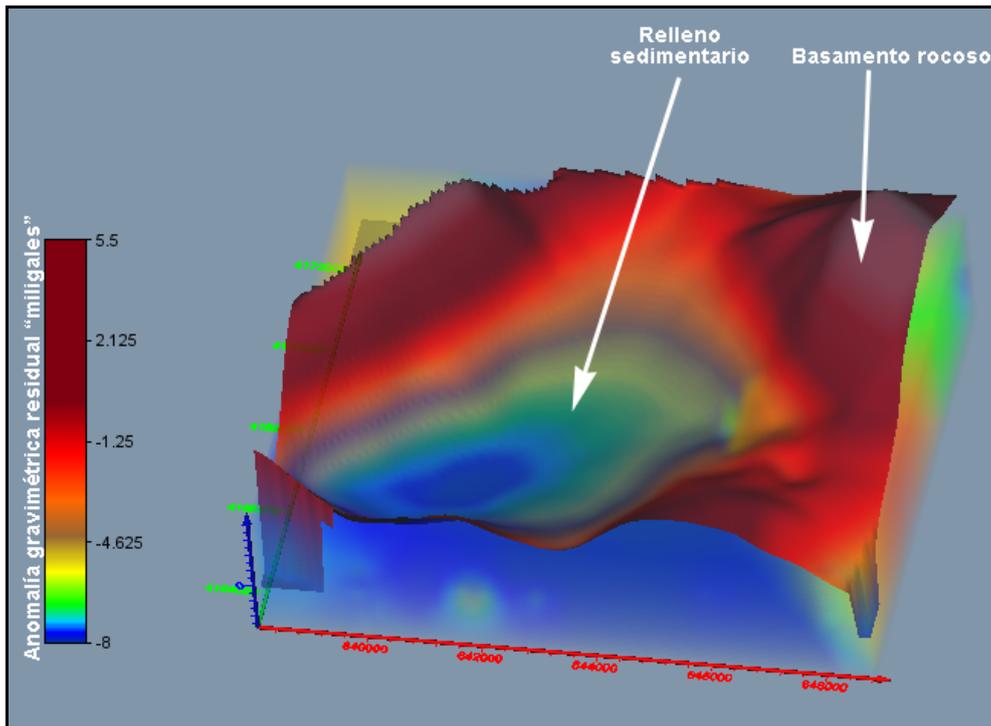


Fig. 28. Mapa 3D de anomalía gravimétrica residual de orden 3, representado mediante bandas de color.

Por otro lado, a partir del mapa de las anomalías gravimétricas residuales (ver Fig. 27) se han realizado dos perfiles gravimétricos A-A' y B-B', con direcciones aproximadas E-O y NE-SO, respectivamente (Fig. 29), y cuyas características son las siguientes:

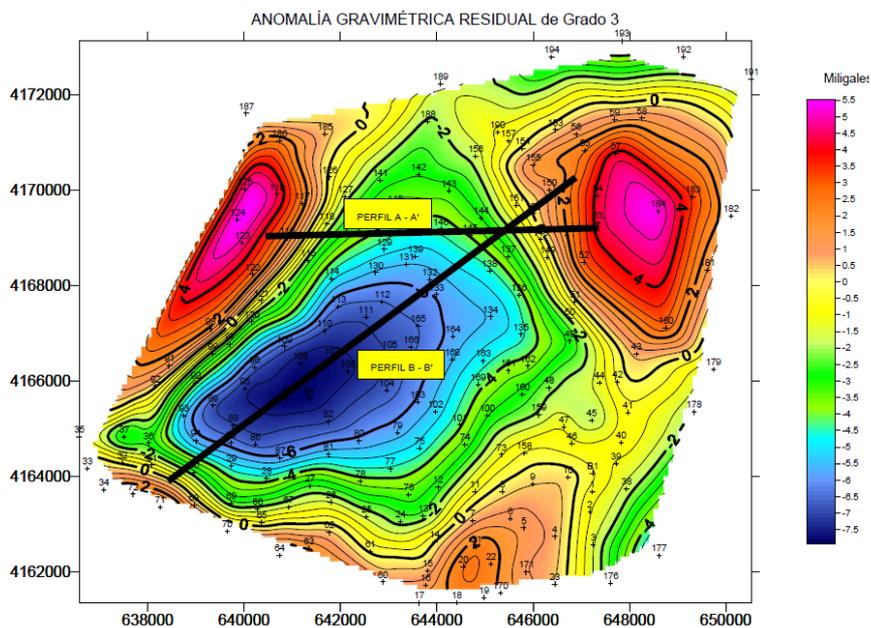


Fig. 29. Situación de los perfiles gravimétricos A-A' y B-B' sobre el mapa de anomalía gravimétrica residual de orden 3.

El **perfil A-A'**, está situado al norte de la cuenca, cercano al límite con la cuenta del bajo Guadalentín, y ha tenido por objeto el aproximarse a los sondeos de El Alto de El Reventón y La Ermita de El Saladillo y poder utilizar así sus datos para la modelización. Además, para dicha modelización se tomaron las densidades teóricas atribuidas a los materiales representados en la cuenca, que como se ha dicho anteriormente son: $2,2 \text{ g/cm}^3$, para las margas que rellenan la cuenca; $2,6 \text{ g/cm}^3$, para las rocas volcánicas neógenas; y $2,7 \text{ g/cm}^3$, para los materiales del Complejo Nevado-Filábride. El resultado de la modelización muestra un ajuste casi perfecto entre el perfil gravimétrico observado y el perfil calculado teniendo en cuenta las densidades teóricas anteriormente citadas (Fig. 30A). La interpretación geológica del perfil modelizado, teniendo en cuenta además los datos proporcionados por los sondeos de El Alto de El Reventón y de La Ermita de El Saladillo (Fig. 30B) muestra que la cuenca está delimitada por unos contactos muy verticales y fallados, particularmente el del límite oriental de la misma, y en la que cabe destacar una amplia zona central, de unos 4,2 km de anchura, que es la más hundida, alcanzando una profundidad entre 450 y 520 m.

El **perfil B-B'** está situado sobre el eje mayor de la anomalía gravimétrica negativa y para su modelización se han utilizado las mismas densidades teóricas que para el perfil anterior (Fig. 31A). El resultado de dicha modelización muestra una estrecha correlación con el perfil observado. La interpretación geológica de dicho perfil (Fig. 31B), utilizando los datos del sondeo de El Reventón, muestra que los límites SO y NE de la cuenca son también muy verticales, alcanzando su depocentro una profundidad próxima a los 900 m. Al igual que sucedía con el Perfil A-A', presenta una amplia zona central muy hundida y de unos 9 km de anchura, que se encuentra dividida en dos sectores: i) el sector SO, de unos 5 km de anchura, en el que se sitúa el depocentro anteriormente citado; y ii) el sector NE, de unos 4 km de anchura, que alcanza una profundidad media comprendida entre 600 y 650 m (Aracil *et al.*, 2010c).

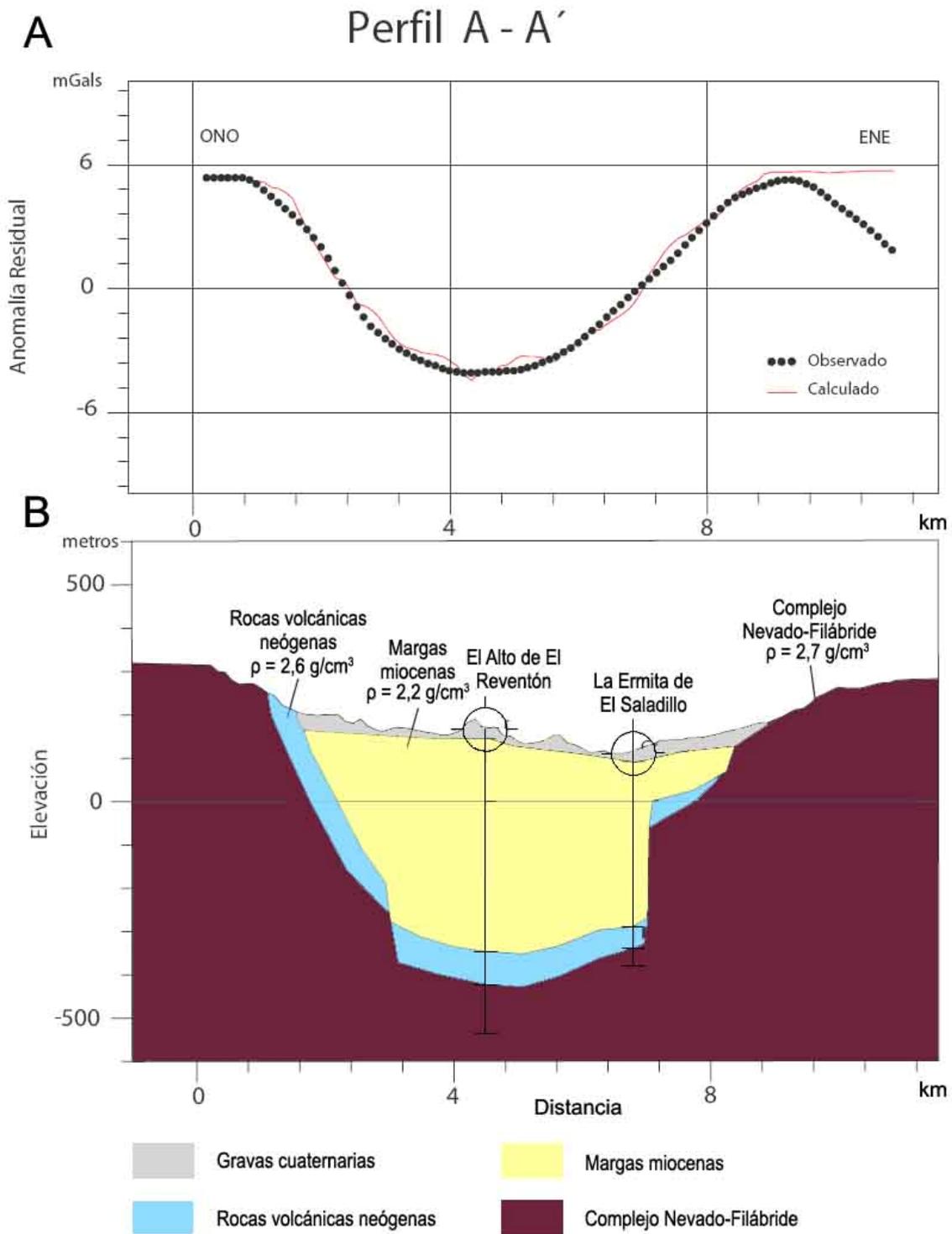


Fig. 30. A) Modelización del perfil gravimétrico A-A'. B) Interpretación geológica del mismo.

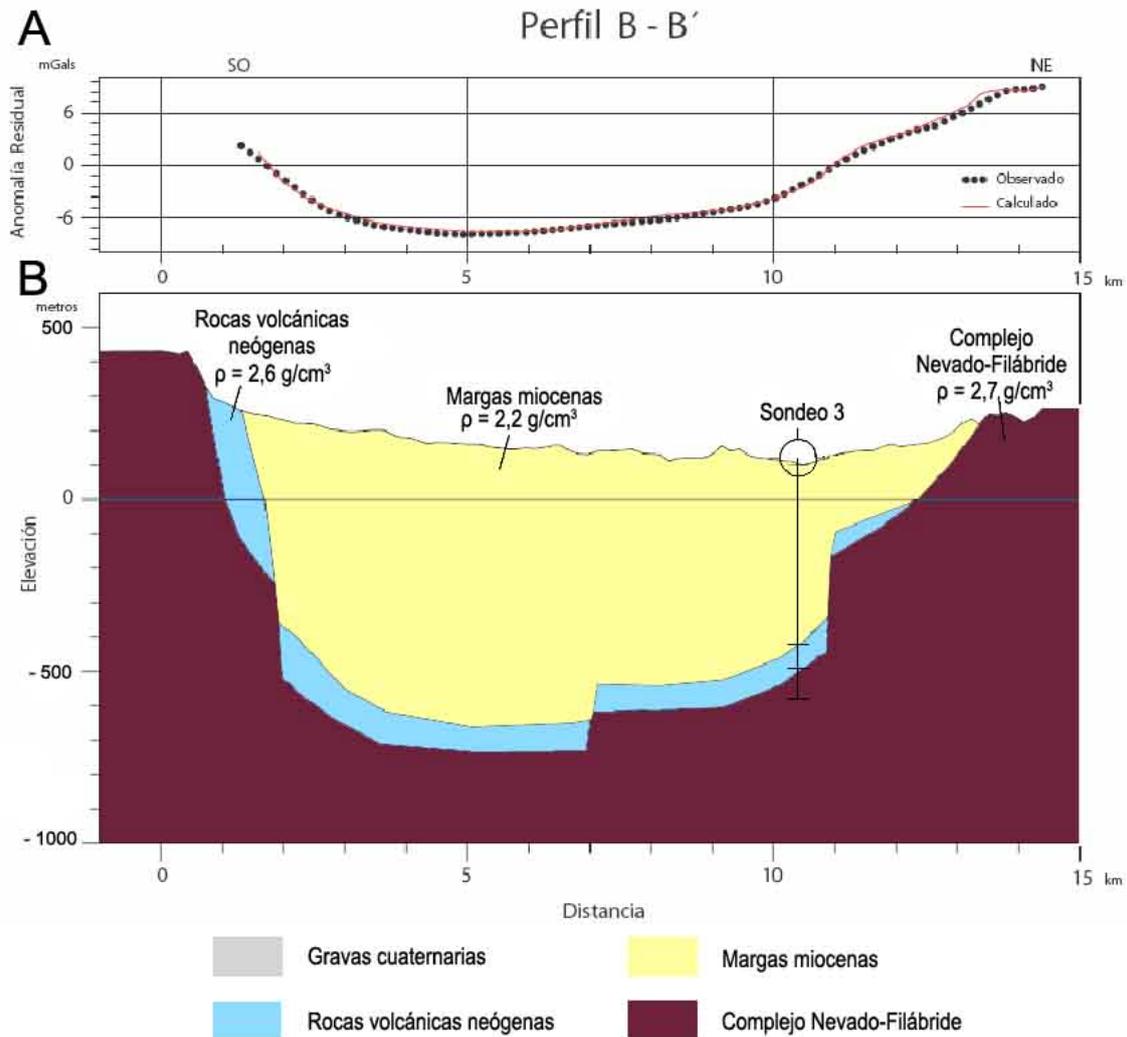


Fig. 31. A) Modelización del perfil gravimétrico B-B'. **B)** Interpretación geológica del mismo.

4. RESUMEN Y CONCLUSIONES

Las principales conclusiones obtenidas del estudio geofísico realizado en la cuenca de Gañuelas-Mazarrón, clasificadas por los métodos de exploración utilizados, se resumen como sigue:

- La cartografía geológica de la zona estudiada pone claramente de manifiesto que la zona de Gañuelas-Mazarrón es una cuenca sedimentaria terciaria delimitada por fallas. Dado que la morfología de estas fallas y su salto vertical eran desconocidas, se programó una campaña de perfiles de tomografía eléctrica en los únicos sectores de los bordes donde era posible, determinándose que la cuenca está delimitada por fallas casi verticales, con saltos importantes, y que son las

responsables del hundimiento brusco e importante de la zona central de la citada cuenca sedimentaria.

- Por lo que respecta al objetivo de identificación de las diferentes unidades litológicas y su disposición tanto en la vertical como en la horizontal, casi todos los perfiles realizados han puesto de manifiesto la existencia de un substrato de materiales altamente resistivos, identificados con los materiales del Complejo Nevado-Filábride que afloran en los alrededores de la cuenca. Sobre este basamento se han identificado otras unidades litológicas menos resistivas y atribuidas principalmente a las margas miocenas, que son los materiales predominantes en la cuenca. Sobre estas margas, en discordancia erosiva y con una representación irregular, tanto en extensión como en potencia, se han identificado unos materiales más resistivos atribuidos a los materiales pliocuaternarios de la zona, constituidos esencialmente por gravas. Además, se han identificado unos materiales que, con valores de resistividad ligeramente superiores a los de las margas, se han atribuido a las rocas volcánicas existentes en la zona y cuyos contactos y distribución son muy irregulares, como suele suceder para este tipo de rocas.
- Aunque la prospección realizada mediante tomografía eléctrica ha tenido el inconveniente de alcanzar una profundidad limitada de investigación, del orden de 150 m, su ventaja ha sido la de obtener una buena precisión en la identificación de las diferentes litologías existentes en cada perfil, así como en la detección de los accidentes estructurales que las afectan, tales como fallas y discontinuidades.
- El reprocesado de los SEV realizados por IGME-ADARO (1985) ha permitido, mediante el empleo de programas informáticos más actuales, precisar el modelo geoelectrico de cada SEV y, con ello, definir más exactamente los contactos entre capas, así como sus resistividades y espesores. Con esta nueva información se ha podido investigar el subsuelo a una profundidad mayor, y de una forma más efectiva y aparentemente real. Esta mayor información de la zona estudiada ha permitido identificar un número mayor de capas que, con valores bajos de resistividad, se han atribuido a las margas del Mioceno, las cuales alcanzan

profundidades mayores de 500 m. Además, ha permitido localizar los depocentros de la cuenca. Sin embargo, este reprocesado no ha permitido localizar los materiales del basamento de la cuenca, caracterizados por valores altos de resistividad, por lo que tampoco se ha conseguido conocer su estructuración ni el espesor total de las margas miocenas.

- El empleo del programa VOXLER 3 ha permitido obtener un modelo 3D de distribución de las resistividades de los materiales existentes en la cuenca, lo que ha permitido deducir que se trata de una cuenca sedimentaria delimitada por bordes estructurales muy marcados, definidos probablemente por fallas muy verticales y con gran salto. El fondo de la cuenca parece ser relativamente plano, por lo que podría interpretarse como un gran bloque hundido.
- La exploración electromagnética mediante SEDT ha permitido investigar la cuenca hasta profundidades solamente algo superiores a 400 m, debido a la alta conductividad de las margas y, por lo tanto, a su alta capacidad de absorción de la señal electromagnética. Al igual que los SEV, este método ha identificado también que las margas del Mioceno son los materiales predominantes y casi exclusivos de la cuenca. El análisis de los perfiles generados a partir de los SEDT ha permitido establecer que los materiales que constituyen el substrato rocoso o Complejo Nevado-Filábride deben encontrarse, de forma generalizada, a más de 400 m de profundidad, la cual coincide con la determinada a partir del reprocesado de los SEV. En consecuencia, la zona, en su conjunto, se puede definir como una cuenca en forma de cubeta estructural, delimitada, al oeste, este y sur, por fallas que hunden drásticamente los materiales del substrato rocoso o Complejo Nevado-Filábride, lo que se corrobora al observar los mapas de iso-resistividades obtenidos a diferentes profundidades y el modelo 3D de resistividades, ambos generados a partir de los perfiles SEDT. Sin embargo, los SEDT han permitido mejorar la definición de los bordes de la cuenca, particularmente el borde oriental, el cual aparece más definido y vertical que el deducido mediante los SEV. No obstante, el borde occidental aparece menos definido, probablemente debido a la presencia de rocas volcánicas.

- En relación a los materiales volcánicos se puede argumentar que están bien definidos en el borde occidental de la cuenca, si bien pueden estar también representados en otras zonas aunque con resistividades semejantes a las de las margas miocenas, por su grado de alteración. No obstante, esta argumentación podría ser errónea ya que la densidad teórica de estos materiales en superficie es de aproximadamente $2,6 \text{ g/cm}^3$, mientras que la medida es de $1,98 \text{ g/cm}^3$. Esta diferencia es indicativa de la posible existencia de rocas más densas, compactas y, por lo tanto, menos alteradas, en profundidad. Ante tal posibilidad, cabe pensar que estas rocas estén intensamente fracturadas y constituyan un acuífero con agua salina, lo que explicaría una conductividad similar a la de las margas miocenas.
- Los mapas de iso-resistividades obtenidos a diferentes profundidades muestran que la morfología de la cuenca es aproximadamente constante hasta una profundidad comprendida entre 300 y 400 m, cota a partir de la que parece estrecharse. A la cota de -500 m parece que los valores de resistividad del centro de la cuenca parecen ser ligeramente más altos, lo que podría significar la proximidad del basamento formado por los materiales del Complejo Nevado-Filábride, o la presencia de los materiales volcánicos existentes en la base de las margas del Mioceno, tal y como se observa en las columnas litológicas de los sondeos de El Alto de El Reventón, La Ermita del Saladillo y El Reventón. Además, estos mapas parecen poner de manifiesto que, a partir de dicha cota, el fondo de la cuenca se subdivide en dos depocentros. Uno situado hacia el SE y otro hacia el NO, ambos separados por un pasillo con resistividades relativas mayores. Asimismo se observa que la cuenca tiende a cerrarse a partir de la cota -300 m tanto por el norte, como por el SO, pareciendo abrirse hacia el mar Mediterráneo por el SE.
- Los resultados gravimétricos se han interpretado teniendo en cuenta las densidades obtenidas experimentalmente para los materiales representados en la cuenca. Es decir, $1,87 \text{ g/cm}^3$, para las margas miocenas; $1,98 \text{ g/cm}^3$, para las rocas volcánicas neógenas; y $2,69 \text{ g/cm}^3$, para el basamento o complejo Nevado-Filábride. Sin embargo para la modelización de los datos se han empleado las densidades de 2,2;

2,6 y 2,7 g/cm³, respectivamente. Este cambio de valores se realizó con el fin de que el modelo de los perfiles geológicos se ajustara mejor a la realidad.

- Los mapas de las anomalías de Bouguer y de las anomalías residuales indican un importante y amplio mínimo gravimétrico hacia el centro y SO de la cuenca, lo que se correspondería con un fuerte y rápido hundimiento en relación con los bordes de la misma. Este drástico hundimiento parece corroborarse por los altos gradientes gravimétricos observados en los bordes de dicha cuenca y que se interpretan como debidos a importantes fallas verticales. Estos resultados corroboran los obtenidos mediante las campañas de prospección eléctrica y electromagnética, lo cual indicaría la robustez de los resultados obtenidos.
- El basamento de la cuenca parece parcialmente fragmentado en bloques de gran tamaño, probablemente kilométricos, lo que le confiere una morfología relativamente simple. En consecuencia, la cuenca podría definirse como una gran cubeta de bordes muy verticales, netos y simples, y una zona central fragmentada en grandes bloques con escaso salto vertical. Hacia el SO de esta zona central existiría un depocentro con una profundidad de unos 900 m. Sin embargo, hacia el SE existiría otro depocentro que parece abrirse hacia el mar Mediterráneo.
- Por último, todos los datos geofísicos obtenidos, particularmente los gravimétricos, parecen apuntar a que el acuífero salino enriquecido en CO₂, localizado en el contacto o dentro de los materiales carbonatados del Complejo Nevado-Filábride, podría alcanzar una profundidad mayor de 800 m, por lo que no se descarta tampoco la posibilidad de que este CO₂ estuviese en estado supercrítico en determinadas zonas del acuífero. De esta manera, la cuenca estudiada sería un excelente análogo natural de un AGP-CO₂ en un acuífero salino profundo encajado en rocas volcánicas y/o carbonatadas, tal y como se ha observado en los sondeos de El Alto de El Reventón, la Ermita de El Saladillo y El Reventón.

5. REFERENCIAS

Aracil, E., Maruri, U., Vallés, J., Rodrigo-Naharro, J., Pérez del Villar, L., 2010a. Campaña de prospección geofísica mediante tomografía eléctrica y sondeos eléctricos verticales para la caracterización de la cuenca de Gañuelas-Mazarrón (Murcia). AGS-CIEMAT, Informe Final, 28 pp.

Aracil, E., Maruri, U., Vallés, J., Rodrigo-Naharro, J., Pérez del Villar, L., 2010b. Prospección geofísica mediante prospección electromagnética en el dominio del tiempo para la caracterización de la cuenca de Gañuelas-Mazarrón (Murcia). AGS-CIEMAT, Informe Final, 28 pp.

Aracil, E., Maruri, U., Vallés, J., Rodrigo-Naharro, J., Pérez del Villar, L., 2010c. Campaña de prospección geofísica mediante gravimetría y medida de densidad real de muestras de la cuenca de Gañuelas-Mazarrón (Murcia). AGS-CIEMAT, Informe Final, 20 pp.

Cerón, J.C., Martín-Vallejo, M., García-Rossell, L., 1998. Geoquímica de las aguas termales con CO₂ del SE de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.* 54, 199-207.

Cerón, J.C., Martín-Vallejo, M., García-Rossell, L., 2000. CO₂-rich thermomineral groundwater in the Betic Cordilleras, southeastern Spain: Genesis and tectonic implications. *Hydrogeol. J.* 8, 209-217.

IGME, 1974. Mazarrón (Hoja 976). Ministerio de Industria, Madrid, 26 pp.

IGME, 1981. Los recursos hídricos subterráneos de la Comarca Mazarrón-Águilas. Situación actual y perspectivas futuras, 4 tomos.

IGME-ADARO. (1985). Investigación de las posibilidades de existencia de energía geotérmica en la comarca de Mazarrón-Águilas. Informe interno.

Sanz de Galdeano, C., López-Casado, C., Delgado, J., Peinado, M.A., 1995. Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults. *Tectonophysics* 248, 293-302.

