

Caracterización de la divisoria hidrogeológica Guadiana-Júcar en la Llanura Manchega mediante técnicas geológicas y geofísicas

J. López Gutiérrez⁽¹⁾, J.L. Plata Torres⁽²⁾ y M. Mejías Moreno⁽¹⁾

(1) Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
j.lopezgu@igme.es; m.mejias@igme.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España. C/ Calera, 1 y 2. 28760 Tres Cantos. Madrid
jl.plata@igme.es

RESUMEN

La caracterización de la divisoria hidrogeológica Guadiana-Júcar (DHGJ) en la Llanura Manchega, (divisoria de las aguas subterráneas) resulta compleja debido a las deficientes condiciones de afloramiento de las formaciones que constituyen los acuíferos principales y a la existencia de un amplio recubrimiento detrítico pliocuaternario que impide la observación de la estructura geológica. Tradicionalmente se ha interpretado la existencia de la DHGJ en la Llanura Manchega a través de datos piezométricos, y se ha seguido su evolución espacial y temporal. Este método, sin embargo, no permite por sí mismo explicar su origen, ya que se desconocía la estructura geológica del subsuelo. En este trabajo se muestran los resultados de la investigación del subsuelo en esta zona, mediante técnicas geofísicas gravimétricas y eléctricas, y mediante la interpretación de sondeos preexistentes y de las columnas de tres nuevas perforaciones realizadas en 2010 por la Confederación Hidrográfica del Guadiana (CHG). El resultado más significativo es la ausencia de accidentes geológicos que permitan atribuir dicha divisoria a un umbral geológico, por lo que solo cabe interpretarla como un límite hidrogeológico condicionado por diferencias en el potencial hidráulico dentro del acuífero. Por ese motivo la posición de la divisoria está sujeta a variaciones espaciales, ya que depende de los condicionantes del potencial (algunos naturales y otros antrópicos).

Palabras clave: Cuenca del Guadiana, divisoria hidrogeológica, geofísica, geología del subsuelo, Llanura Manchega

Characterization by means of geological and geophysical techniques of the hydrogeologic limit between the Guadiana and Júcar watersheds in the Plain of La Mancha, Spain

ABSTRACT

The characterization of the dividing hydrogeological Guadiana-Júcar (DHGJ) in the Plain of La Mancha, (groundwater dividing line), involves great difficulties, mainly due to the poor outcrop of the Mesozoic and Tertiary formations which constitute major aquifers and the fact of the existence of a broad detrital coating, Plio-Quaternary in age, which prevents the observation of the geological structure. Although the DHGJ in the La Mancha plain has been normally interpreted through piezometric data, this method cannot by itself explain the origin, since the geological structure of the basement is unknown. This work shows the results of the research carried out in this area through gravity and electrical geophysical techniques, and the interpretation of three boreholes drilled in 2010 by the Guadiana River Basin Authority (CHG). The most remarkable result is the absence of any geological threshold in the subsoil, meaning that the hydro-geological divide can only respond to differences in the hydraulic potential within the aquifer. Consequently, the groundwater divide line is subject to spatial variations since the hydraulic head depends on natural and anthropic factors.

Key-words: geophysics, Guadiana River Basin, hydrogeological boundary, La Mancha Plain, subsoil geology

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction and Methods

The studied area is situated on the hydrologic border between the watersheds of the rivers Guadiana, to the west and Júcar to the east, in La Mancha region, an extremely flat area. This is the main reason why it is difficult to map the divide line. In 2008 the water authorities decided to carry out specific studies undertaken by the CEDEX (a public research centre depending on the ministry of public works), and finally an official hydrogeological delimitation was released in 2008.

However, the hydrogeologic divide line analysis (the groundwater divide line) presents much more difficulty and uncertainties, most of them derived from the geological and hydrogeological characteristics of the aquifers, although socio-economic aspects are found as well.

The aquifer is made up of Lower Jurassic limestone and Upper Cretaceous dolomites and limestone, forming the basement of an E-W Upper Tertiary continental basin (Llanura Manchega). In this basin alluvial detrital deposits and shallow lagoon carbonated sedimentation took place. The northern and southern limits of the Tertiary basin are the carbonated range domains of the Sierra de Altomira and Campo de Montiel, respectively. These constitute the main recharge zones, since the continuity at the level of the Mesozoic is assumed. In the west-east direction, the thickness of the Mesozoic basement increases progressively to the east, sinking down into the river Júcar Tertiary basin, whilst westwards it quickly disappears becoming wedged against the Palaeozoic.

The investigation of the Mesozoic in the Llanura Manchega basin is hampered by the absence of outcrops. Only a few points, located around the village of Villarrobledo, allow the observation of Upper Cretaceous rocks, although in a rather poor way. This is why geophysical methods and core drilling data are required to investigate the geometry of the Mesozoic in this area.

The hydrogeological conceptual model of the Llanura Manchega aquifer shows the presence of two aquifers vertically and laterally connected. The deeper one corresponds to the Mesozoic basement, which receives the main recharge through the underground water transferences from the surrounding carbonated domains, Altomira to the north and Campo de Montiel to the south. The upper aquifer corresponds to the Tertiary sediments which give rise to a multilayer aquifer. This latter system receives the main recharge from rainwater, and from the deeper aquifer, which transfers groundwater resources both laterally and vertically upwards into the layers with a bigger grain size.

Piezometric data obtained during the 70's, show a groundwater divide line oriented N-S, that was located between the villages of Villarrobledo and San Clemente, very close to the latter. Groundwater flow is established to the east and west of that line, but it does not match the hydrological (surface water) divide line, which is situated about 10 km eastwards. However, the intensive use of groundwater for irrigation, from the 80's to present day, has led to the westwards displacement of the groundwater divide line, almost reaching the village of Villarrobledo. This fact was most evident during the drought periods of 1988-1995, 2000-2004, 2005-2008, when the depletion of the groundwater table reached up to 25 m (1980-2007). The greater the depletion, the further the groundwater divide line moves toward the west.

The environmental consequences of such declines of groundwater levels caused the drying up of important groundwater dependent ecosystems, located at regional groundwater discharge zones, such as the Tablas de Daimiel wetland and the Ojos del Guadiana springs, situated into the Guadiana watershed. This situation drove the Guadiana River Basin Authority (CHG), the maximum hydrological authority in the watershed, to declare the aquifer provisionally overexploited in 1987, and definitively in 1994. According to the Spanish legislation on water, it means, among others things, that any withdrawals must be absolutely regulated and new wells or boreholes for irrigation uses will be no longer authorized.

Evidently, such a situation gives rise to many legal claims from the irrigators and some of them still remain unresolved. Some of those claims are based on the different location of the hydrological and hydrogeological divide lines. Some arguments pointed toward the existence of a hydrogeological barrier located in the Villarrobledo surroundings, which should be the hydrogeological divide line and, consequently, could cause the partition of the deeper aquifer. It would imply the existence of an aquifer inside the Guadiana watershed territory (between that hypothetical barrier and the hydrological official divide line), whose flow is directed toward the Júcar watershed, where no restrictions to the exploitation exist.

Taking into account the socio-economic and hydrogeological context, the Geological Survey of Spain addressed several studies focused on establishing the relationship between the geological structure and the piezometric data. The structure was interpreted in detail over the area where a tectonic accident was supposed to exist, responsible for the partitioning of the aquifer.

Previous geological, geophysical, core drilling studies and cartographies were examined in order to determine the required data. Three new boreholes were drilled eastwards of Villarrobledo by the GHC. The pre-existing gravity data were also supplemented by a new field campaign, extending north-eastwards. The pre-existing electric resistivity model, from vertical electric soundings, was improved north-eastwards of Villarrobledo by acquiring time domain electromagnetic data. Finally, all the data were integrated in three geological cross sections.

Results and Discussion

Although geophysics have not provided quantitative results regarding the precise position of a particular geological level (altitude above sea level), they have been essential to obtain the structural style. Bouger anomaly and residual anomaly maps show a basin elongated E-W, in continuity with the border Mesozoic ranges to the north and to the south. Effectively, eastwards of Villarrobledo there is an elevated structure trending NNW-SSE, which divides the basin into two sub-basins. The shape of this kind of horst is in itself rather complex, containing NE-SW undulations, conferring it a structural style type saddle.

Resistivity data has allowed the delineation of two overlapping resistive layers. Although the complex overlying of different resistive lithologies does not allow the attribution of those layers to a precise geological unit, the information provided by borehole logging and some lithological sections in boreholes allows us to establish a good correlation between the deeper resistive layer and the Jurassic. The upper resistive layer appears to be indeterminate, and could correspond to the Jurassic, Cretaceous or even Tertiary limestone. However, the morphology of this upper resistive body fits in a rather good way with that of dense layers obtained by the gravity anomalies confirming the structural style of the elevated horst identified eastwards of Villarrobledo.

Once the structure was identified, it was necessary to determine its nature and capability to act as a hydraulic barrier. The lithologic profiles obtained in the three new boreholes, as well as those from pre-existing ones around the structure, and the geologic cross sections, show in all cases Cretaceous and Jurassic carbonated materials under the detrital Tertiary infill. The Cretaceous ranges from Campanian to Cenomanian-Albian while the Jurassic is always Liassic. There is neither evidence of impermeable materials, such as those from the Triassic (Keuper facies), nor Palaeozoic. So, the groundwater flow is guaranteed through the Mesozoic and the Tertiary. It might be that this elevated structure does not act as a hydro-geological barrier.

Conclusion

The existence of a piezometric divide line corresponds exclusively to differences in hydraulic head and it depends on recharge rates, transmissivity of geological formations and, in a very particular way to groundwater withdrawals. Since the geology depends on extrinsic factors, with the exception of transmissivity, its position varies in time as well as other factors.

Regardless of the absence of matching between the hydrological and hydrogeological divide lines, the aquifers of Llanura Manchega hydrogeologically work as a unique system, and environmental protection measures should be achieved to allow the aquifers to be considered as one.

Introducción y antecedentes

La localización exacta de la divisoria hidrográfica entre las cuencas del río Guadiana y del río Júcar (DHGJ) en el límite de la Mancha Occidental y la Mancha Oriental ha suscitado continuas controversias. En la normativa de definición de los ámbitos territoriales de los organismos de cuenca y de las demarcaciones hidrográficas (Real Decreto 650/1987, RD 125/2007) no se establece una delimitación cartográfica precisa de esta divisoria, que tras posteriores estudios fue fijada (Orden ARM/3797/2008) atendiendo exclusivamente a criterios topográficos e hidrológicos, afectando a los términos municipales de Minaya, Villarrobledo y La Roda en la provincia de Albacete y al término municipal de Casas de Haro en la provincia de Cuenca (figura 1). Sin embargo, las características geológicas, hidrogeológicas y el intenso aprovechamiento de las aguas subterráneas provocan que la divisoria hidrogeológica de aguas subterráneas entre las citadas cuencas no coincida con la divisoria hidrográfica de las aguas superficiales, quedando desplazada de forma general hacia el oeste (IGME, 1988c; Llamas and Rodríguez, 1995; CHG, 2005; Mejías et al., 2010). Además, su po-

sición es variable, dependiendo de la recarga y de las extracciones de aguas subterráneas (Mejías Moreno, et al., 2012). Esto tiene repercusiones tanto administrativas como de gestión de las unidades hidrogeológicas, ya que en esta zona, que depende administrativamente de la Confederación Hidrográfica del Guadiana, parte del flujo subterráneo se establece hacia la cuenca del Júcar. Además, la intensificación de las extracciones provoca un mayor desplazamiento de la divisoria subterránea hacia el oeste, con respecto a la divisoria de aguas superficiales.

Lo que podría considerarse como una característica hidrogeológica peculiar, de interés estrictamente científico, adquiere sin embargo una dimensión socioeconómica importante, debido a que las aguas subterráneas constituyen prácticamente el único recurso hídrico en la zona con posibilidades de aprovechamiento para el sector primario. La singular incertidumbre sobre la delimitación y falta de coincidencia entre las divisorias superficial y subterránea tiene como consecuencia que los usuarios, en defensa de sus intereses, promuevan acciones encaminadas a influir en la gestión hídrica, incluyendo el justificar la disposición de sus propiedades a un lado u otro de

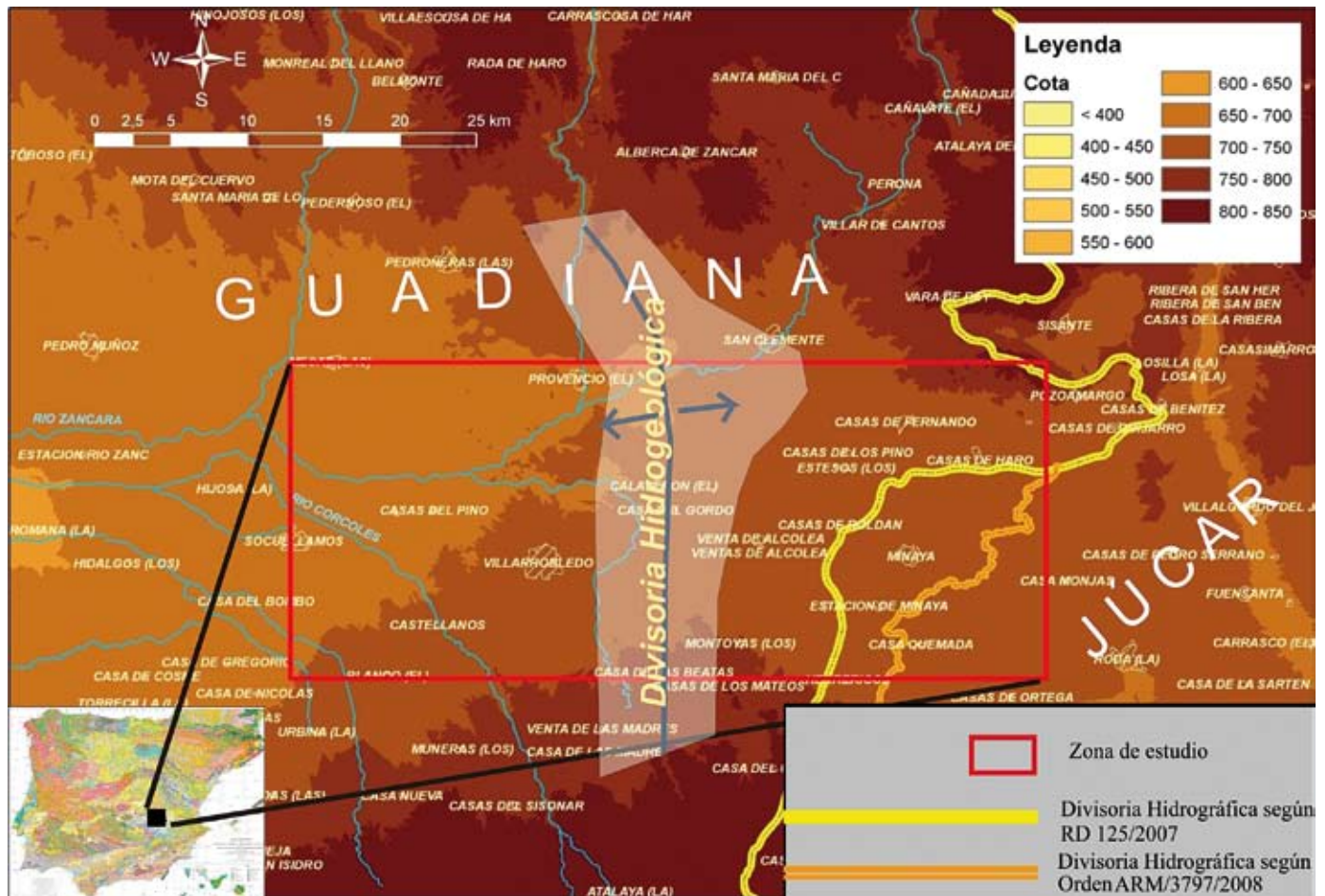


Figura 1. Mapa de situación de la zona de estudio. Se muestra la divisoria hidrográfica establecida en el año 2007 y su modificación en el año 2008, desplazada hacia el este en el área de Minaya. Se indica también la zona donde se sitúa la divisoria hidrogeológica de aguas subterráneas, objeto del estudio.

Figure 1. Location map of the studied area. The map shows the hydrological border between the watersheds of the rivers Guadiana, to the west and Júcar to the east, established in 2007 and the later and definitive modification of 2008, eastwards in the area of Minaya. The position of the hydrogeological limit is also shown.

dicha divisoria DHGJ en función de los beneficios que cada administración hidráulica les pudiera reportar, lo que entra en conflicto con otros factores administrativos y medioambientales.

El problema de la divisoria subterránea ha sido tratado en varios trabajos (UCM, 1995; SGOP, 1995; SGOP, 1996), que han intentado abordarlo a partir de la interpretación de los datos piezométricos y de las columnas litológicas de dos sondeos profundos, en Ventas de Alcolea y Villarrobledo. En estos trabajos ya se hace mención a la indeterminación a la hora de trazar la divisoria superficial, siendo aun más complejo determinar la divisoria de aguas subterráneas, dado que su posición puede variar en virtud de los bombeos producidos a ambos lados de la misma.

Existen además otros estudios realizados en las unidades limítrofes entre ambas cuencas (IGME, 1979a; IGME, 1979b; IGME, 1980; CHG, 2005), que extienden

las isopiezas a uno u otro lado de la divisoria de aguas superficiales, y que ponen de manifiesto la dificultad para trazar la divisoria de aguas subterráneas a partir de datos piezométricos, debido, principalmente, a los siguientes factores: el escaso relieve de la zona, la presencia de áreas endorreicas, el aprovechamiento intensivo de los recursos hídricos subterráneos, la falta de nivelación topográfica de precisión y las incertidumbres en cuanto a la estructura geológica del subsuelo.

Con el objetivo de mejorar el conocimiento hidrogeológico de la zona e intentar resolver las indeterminaciones existentes para el trazado de la divisoria hidrogeológica, en 2006 la CHG solicitó al IGME estudiar dicho problema. La presentación de los resultados obtenidos (Mejías, et al., 2007; Díaz Muñoz, et al., 2009; IGME, 2010) en los trabajos realizados para caracterizar la estructura del subsuelo y explicar el funcionamiento hidrogeológico de la divisoria de aguas

subterráneas son el objetivo del presente artículo. La zona de estudio (figura 1), de 1250 km², se sitúa en el extremo oriental de la Demarcación Hidrográfica del Guadiana, en su cuenca alta, próxima al límite administrativo con la Demarcación Hidrográfica del Júcar. Corresponde al sector oriental de la U.H 04.04, Mancha Occidental (DH Guadiana), de 5021 km², en su límite con la U.H 08.29, Mancha Oriental (DH Júcar), de 7501 km². Abarca gran parte de la superficie de las masas de agua recientemente definidas por la Confederación Hidrográfica del Guadiana: Mancha Occidental II (41.006) y Rus-Valdelobos (41.005) (MMA-DGA, 2005).

Situación geológica e hidrogeológica

La Llanura Manchega se ubica en el borde suroriental de la región natural de La Mancha. Se trata de una planicie de dirección E-O, limitada al norte por los relieves mesozoicos y paleógenos de la Sierra de Altomira, perteneciente a la rama castellana de la Cordillera Ibérica, al sur por la plataforma morfoestructural de Campo de Montiel, al este por la cuenca media del río Júcar y al oeste las subcuencas de Campos de Calatrava (figura 2).

En la Llanura Manchega afloran sedimentos detríticos (limos, arcillas, arenas y conglomerados) y carbonatados (calizas y margas) que conforman el relleno mioceno-cuaternario de una fosa de edad Mioceno. Al norte, la Sierra de Altomira está integrada por materiales mesozoicos carbonatados (jurásicos y cretácicos principalmente), que forman el basamento del sector norte de la Llanura Manchega. En el borde meridional de la Llanura Manchega aflora el Jurásico en el Campo de Montiel. En el interior de la Llanura Manchega el Mesozoico aflora localmente a favor de pequeñas estructuras anticlinales, como los de San Clemente, Pozo Amargo y los de la zona de Villarrobledo.

La estructura regional se sitúa entre la Sierra de Altomira y la plataforma de Campo de Montiel, en un sector donde coexisten las direcciones estructurales ibérica y bética. No existen evidencias de continuidad a nivel del Mesozoico entre la terminación suroriental de Altomira y Campo de Montiel, ya que el relleno terciario de la Llanura Manchega interrumpe los afloramientos.

En este contexto, el Jurásico, que constituye el acuífero regional principal, está presente en el basamento de la Llanura Manchega, como se constata mediante

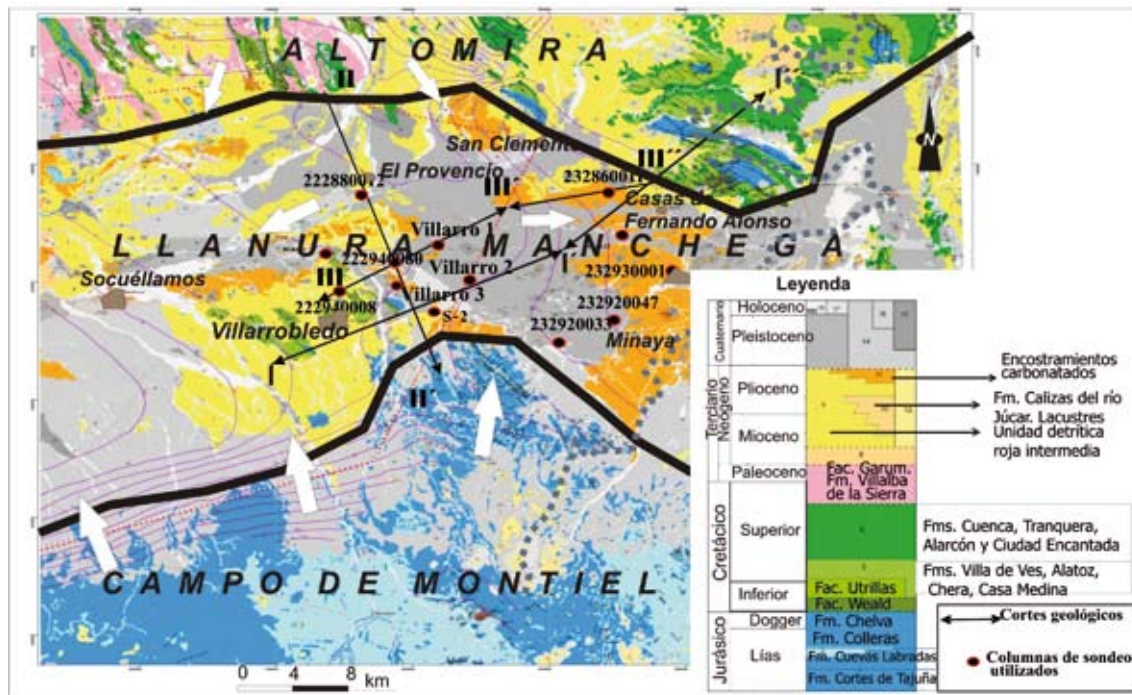


Figura 2. Mapa de síntesis hidrogeológica de la zona de estudio, basado en la cartografía MAGNA del IGME (mapa continuo GEODE). Se muestra, la posición de los sondeos cuyas columnas litológicas se han utilizado como apoyo para elaborar los cortes geológicos, así como las isopiezas del acuífero mesozoico (líneas moradas) y las correspondientes direcciones de flujo de agua subterránea (flechas blancas). La línea discontinua gris, en el este del mapa, indica la posición de la divisoria hidrográfica.

Figure 2. Hydrogeological synthesis map based on geological IGME maps (Geological Survey of Spain). The positions of the main drills are shown as well as the piezometry of the Mesozoic aquifer (purple lines). They indicate (white arrows) northward groundwater transferances from Campo de Montiel and southwards from Altomira. Inside the Llanura Manchega plain, the groundwater moves eastwards and westwards away from Villarrobledo indicating the existence of a groundwater divide. The grey dashed line indicates the position of the hydrological border.

sondeos. Se desconoce, sin embargo, su continuidad entre los dominios de la Sierra de Altomira y Campo de Montiel.

La serie sintética del Jurásico está constituida de muro a techo por:

- Lías: 150 metros de dolomías grises brechoides y carniolas rojizas, 80 metros de margas y dolomías y 70 metros de calizas oolíticas. Estos términos se han identificado en los sondeos de la Llanura Manchega, pudiendo corresponder a las formaciones Brechas y Carniolas de Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas, en Campo de Montiel.
- Dogger: Al menos 60 metros de dolomías cristalinas, calizas y brechas calcáreas, posiblemente de la formación Chelva. Aunque aflora en la sierra de Altomira no se ha identificado en los sondeos de la Llanura Manchega.

Desde un punto de vista hidrogeológico se ha considerado el Jurásico como una única unidad, al no distinguirse comportamientos piezométricos independientes entre los términos superior e inferior del Lías, aunque se ha representado el tramo margoso como nivel guía para facilitar la elaboración de cortes hidrogeológicos.

El registro cretácico en la Llanura Manchega es poco conocido, debido a las malas condiciones de afloramiento, ya que solo aparece en las estructuras anticlinales de Villarrobledo. En las estribaciones meridionales de Altomira, la serie cretácica es continua desde el Barremiense, en facies Weald, hasta el tránsito Cretácico-Terciario, en facies Garum. Hacia el sur, sin embargo, el Albiense-Cenomaniense en facies Utrillas es discordante sobre el Jurásico, llegando a desaparecer la totalidad del Cretácico en el Campo de Montiel. Esta disposición puede corresponder a un arrasamiento erosivo pre-cenomaniense que progresa hacia el sur, y que pudo afectar a todo el Cretácico Inferior e incluso a la parte superior del Jurásico. Sobre las facies Utrillas, la serie es más carbonatada y asimilable a las formaciones: Margas de Chera y Dolomías de Alatoz, en tránsito gradual con la facies Utrillas, Dolomías tableadas arenosas de Villa de Ves, y la formación de Calizas y margas de Casa Medina. Por encima existe un conjunto calizo-dolomítico de 160 metros de potencia de edad Turoniense-Campaniense que corresponde a las formaciones Ciudad Encantada, Alarcón, Tranquera y Utiel.

El tránsito hacia el Terciario lo constituyen las facies Garum del periodo Campaniense superior-Paleógeno. Aunque estas facies solo afloran en el dominio de la sierra de Altomira, se han identificado en el sondeo Villarro-3, en la Llanura Manchega.

El registro terciario de la Llanura Manchega, en lo que respecta al Mioceno, tiene ciertas similitudes con el relleno terciario de la Depresión Intermedia y la Fosa del Tajo. De muro a techo se distingue una unidad yesí-

fera basal de edad Aragoniense (IGME, 1977), seguida de una unidad detrítica basal que da lugar a un nuevo ciclo sedimentario expansivo asimilable al "ciclo del Páramo" de la Cuenca del Tajo y la Depresión Intermedia (IGME, 1977), una unidad detrítica roja intermedia del Vallesiense inferior-Villafranquiense inferior, que presenta arenas y gravas dispersas e intercalaciones de carbonatos lacustres (formación Calizas del Río Júcar), culminando la serie terciaria una unidad carbonatada superior del Plioceno que, si bien comienza con tramos detríticos, da paso de forma gradual a una formación margosa-carbonatada lacustre de edad Villafranquiense (IGME, 1978b; ITGE, 1998). Desde un punto de vista hidrogeológico estas calizas constituyen un acuífero carbonatado terciario de gran importancia en este sector de la cuenca manchega.

El Cuaternario, en la mitad septentrional de la Llanura Manchega y desde El Provencio-hasta el río Júcar, está constituido por depósitos detríticos poligénicos que forman un extenso y monótono manto de cantos con un espesor de 6 metros (Sistema Aluvial del río Júcar) (ITGE, 1998). En la mitad meridional de la zona de estudio los depósitos de glacia articulan la Llanura Manchega con la plataforma de Campo de Montiel al sur. El resto de las unidades cuaternarias están relacionadas con procesos activos durante el Holoceno, originando depósitos de terraza, fondos de valle, coluviones, depósitos de glacia, sistemas de dunas y depósitos de fondo de dolina, cuyas litologías engloban limos con gravas, conglomerados, arenas y limos de descalcificación.

El problema hidrogeológico

El sistema hidrogeológico de la Llanura Manchega está constituido por dos acuíferos: superior e inferior. El acuífero superior se desarrolla fundamentalmente en las calizas miocenas, con una potencia media de 35 m y máxima de 200 m. Se trata de un acuífero libre muy heterogéneo cuya transmisividad varía de 50 m²/día a 20000 m²/día (IGME, 1979b). Su recarga procede de la infiltración de la precipitación y de las pérdidas de los ríos que circulan sobre el mismo. En régimen natural, el flujo regional del agua tiene una dirección preferente de E a O.

El acuífero inferior, de carácter localmente semiconfinado, se desarrolla en materiales calizos mesozoicos jurásicos y cretácicos que se acuñan hacia el oeste, llegando a desaparecer. Así, en el sector de Daimiel (al oeste del área de estudio), los sedimentos miocenos se disponen directamente sobre el zócalo paleozoico. Los materiales detríticos terciarios situados entre los acuíferos superior e inferior actúan como un acuitarado, conectándolos mediante goteo. Su alimentación se realiza fundamentalmente por la descarga lateral

subterráneas desde el Sistema acuífero nº 24 Campos de Montiel (40-55 hm³/año), mientras que la aportación del Sistema nº 19 (Sierra de Altomira) es más pequeña (10-15 hm³/año) (Mejías et al., 2012).

Las isopiezas del acuífero mesozoico (figura 2) indican un flujo subterráneo desde Campo de Montiel hacia el norte y desde Altomira hacia el sur. Dentro de la Llanura Manchega el flujo se establece hacia el oeste y hacia el este, existiendo un umbral piezométrico que responde a una divisoria hidrogeológica situada al este de la localidad de Villarrobledo, próximo a la divisoria hidrológica de las demarcaciones hidrográficas del Guadiana y del Júcar. Como será explicado posteriormente, la posición de esta divisoria varía con la evolución de la pluviometría y del volumen de extracción de las aguas subterráneas.

En los trabajos realizados se ha investigado la influencia que la estructura del subsuelo puede tener

sobre el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos de la Llanura Manchega. Este umbral piezométrico podría reflejar una situación en la que diferencias del potencial hidráulico en el seno del mismo acuífero permitan flujos en sentidos opuestos (figura 3a), existiendo continuidad litoestratigráfica y estructural a ambos lados, o ser la consecuencia de un accidente estructural en el subsuelo, que independice distintos sectores de la unidad (figura 3b). Una tercera hipótesis, intermedia entre las dos anteriores, es la existencia de diferencias de potencial hidráulico condicionadas por la estructura geológica, de manera que aunque no exista una desconexión hidráulica a ambos lados del umbral, en sentido estricto, sí podría haber cierta restricción al flujo subterráneo en situaciones de niveles piezométricos muy deprimidos (figura 3c).

Estas hipótesis tienen distintas implicaciones hidrogeológicas y socioeconómicas de cara al aprovecha-

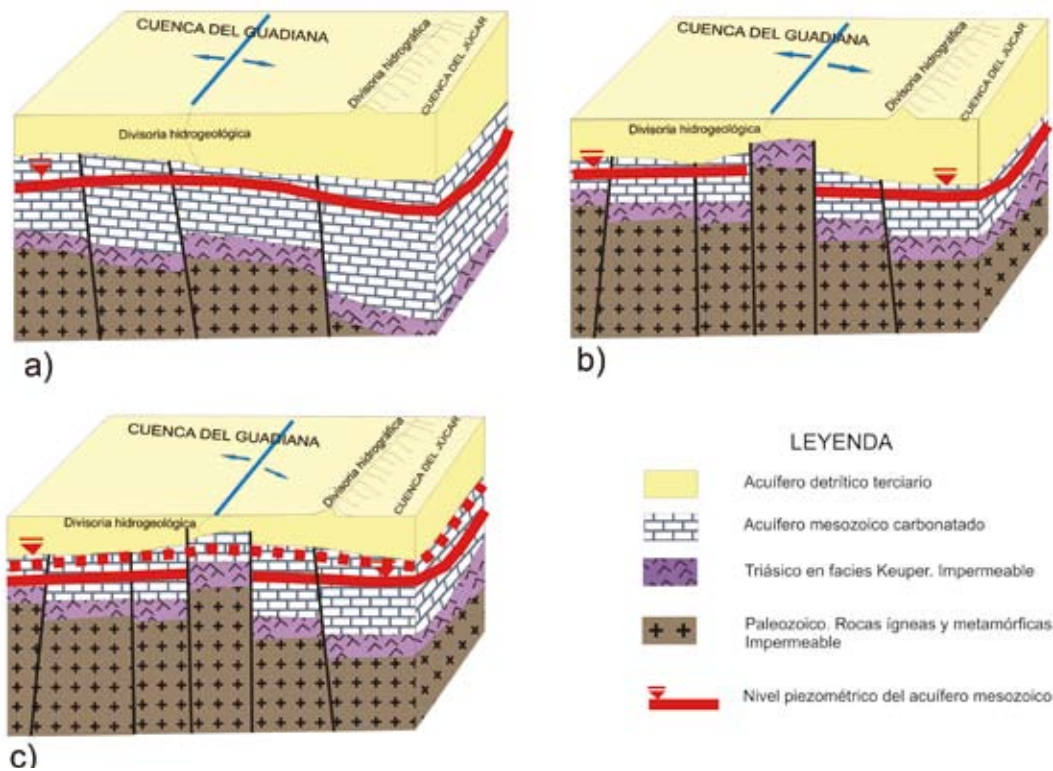


Figura 3. Posible existencia de una divisoria hidrogeológica desde tres puntos de vista, con implicaciones hidrogeológicas y socioeconómicas muy diferentes. a) Continuidad geológica en el acuífero mesozoico. b) Divisoria física. La existencia de un alto estructural constituido por materiales impermeables del basamento (Triás y Paleozoico), permitiría la compartimentación del acuífero. c) Barrera física eventual. La línea discontinua indica la posición del nivel piezométrico por encima de la elevación estructural, en cuyo caso dicha estructura no afecta a la división del flujo.

Figure 3. The hydrogeological divide line shown from three different points of view. The hydrogeological and socioeconomic implications of such theories are very different. a) There exists geological continuity in the Mesozoic Aquifer. The divide depends on the hydraulic head, and this turn of withdrawals and the rate of recharge, as well as variations of the transmissivity within the aquifer. According to this model, the groundwater extractions influence the position of the divide. b) The presence of a structural height causes a physical divide. This hypothetical structural height, constituted by Triassic and Palaeozoic rocks, breaks the hydraulic continuity at the Jurassic aquifer. Such a model suggests that groundwater extractions on both sides of the structure do not have related effects, and different protection figures inside the hydrogeological unit may be possible. c) Eventual physical barrier. A structural height is the cause of hydraulic disconnection but only when groundwater levels are very low. In such a model, the hydraulic disconnection is the consequence of groundwater depletions which justifies a unique protection protocol for the whole hydrogeological system.

miento racional de los recursos hídricos subterráneos. La primera de las hipótesis (figura 3a) significaría la continuidad hidrogeológica en el acuífero regional, de manera que en vez de hablar de una divisoria hidrogeológica en sentido estricto, se debería considerar un umbral piezométrico, respondiendo exclusivamente a diferencias de potencial hidráulico en distintos sectores del acuífero. El potencial hidráulico queda así impuesto por diversos factores, destacando: la situación de las zonas de recarga, la cota de las zonas naturales de descarga, las variaciones de transmisividad y las extracciones, pero en todo caso, cualquier alteración del sistema afectará al conjunto. De acuerdo con este modelo, las extracciones a ambos lados influyen en la posición de la divisoria.

En el caso de identificarse un accidente geológico capaz de compartimentar total o parcialmente un sector del acuífero regional mesozoico, como en la segunda hipótesis (figura 3b), los efectos de las extracciones de aguas subterráneas sobre la superficie piezométrica a ambos lados del mismo serían independientes. Precisamente por eso, los trabajos de geofísica realizados se han enfocado a la identificación de anomalías que permitan identificar la posible existencia de accidentes tectónicos en la zona donde se ha detectado la presencia de la divisoria piezométrica. En este caso los efectos de las extracciones a ambos lados de la divisoria son independientes y, por lo tanto, se justificaría una protección distinta dentro de la misma unidad hidrogeológica.

En la tercera de las hipótesis (figura 3c) existe un alto estructural, pero la conexión hidráulica solo se rompe cuando los niveles son muy bajos. En este caso los propios descensos son los que provocan la desconexión y, por lo tanto, las extracciones sí afectan al resto del sistema. Por ello el grado de protección debería ser similar en ambos lados de la divisoria hidrogeológica.

Metodología

Análisis de la evolución piezométrica

Desde el año 1973, el IGME controla sistemáticamente los niveles piezométricos en las principales unidades de la cuenca alta del río Guadiana. En la U.H. 04.04 Mancha Occidental, el número de puntos de la red de observación ha ido sufriendo ligeras variaciones, pero se ha priorizado el mantenimiento de los piezómetros con serie histórica desde la fecha señalada. La evolución piezométrica y variación del volumen de agua almacenada durante el periodo 1980-2012 responde básicamente a dos factores: las secuencias cli-

matológicas y el volumen de extracción de las aguas subterráneas.

Hasta el año 1975 la U.H. 04.04 Mancha Occidental se encontraba en una situación piezométrica que podría considerarse como no perturbada en cuanto al flujo subterráneo. A partir de esa fecha se inicia el aprovechamiento intensivo de los recursos hídricos subterráneos, si bien el esquema general de flujo se mantuvo hasta principios de los años 80. Se ha estimado la variación de las reservas con respecto a la situación de régimen natural, para lo que se ha hecho un cálculo aproximado de la magnitud del volumen de agua subterránea movilizada suponiendo que el volumen medio de reservas por cada metro de acuífero es 125 hm^3 , valor deducido de considerar una superficie permeable de 5000 km^2 y un coeficiente de almacenamiento de 0.025. La disminución de las reservas fue continua entre 1980 y 1995 (vaciado de 3750 hm^3), coincidiendo con la disminución de las precipitaciones en este mismo periodo (figura 4 a y b). En el año 1995 se dieron los niveles más bajos de reservas, coincidiendo con las menores precipitaciones del periodo (160 mm en el año hidrológico 1994-1995). Esta tendencia se rompió a partir del año 1997, con un aumento de las precipitaciones, dando lugar a una recuperación de 1750 hm^3 en el periodo 1995-1999. Una nueva época de sequía entre 1999 y 2009 no tuvo sin embargo la misma repercusión sobre las reservas, ya que la disminución fue de 1000 hm^3 , a diferencia de los 2500 hm^3 en el decenio 1986-1996, siendo posible que esto se debiera a las medidas establecidas en el plan de ordenación de extracciones, como consecuencia de la declaración de sobreexplotación. Finalmente, en el periodo 2009-2012 se produce una recuperación de 2300 hm^3 , lo que permite estimar que en el periodo 1980-2012 podría haberse producido un vaciado global equivalente a unos 700 hm^3 .

La evolución piezométrica en la Unidad, durante el periodo 1980-2012 puede, por lo tanto, sintetizarse como una sucesión de periodos de descenso de los niveles, más o menos pronunciados, intercalados con recuperaciones parciales asociadas a periodos húmedos y al consiguiente descenso de las extracciones (Mejías *et al.*, 2012). Esta evolución piezométrica se resume en los siguientes lapsos temporales (figura 4b):

1980 – 1988: descenso generalizado de niveles (1.8 m/año).

1988 – 1995: los descensos se acentúan (2.3 m/año), atribuible a la sequía en este periodo y elevadas extracciones ($600 \text{ hm}^3/\text{año}$).

1995 – 2000: recuperación de niveles (2.5 m/año) durante este periodo húmedo unido a una disminución de las extracciones.

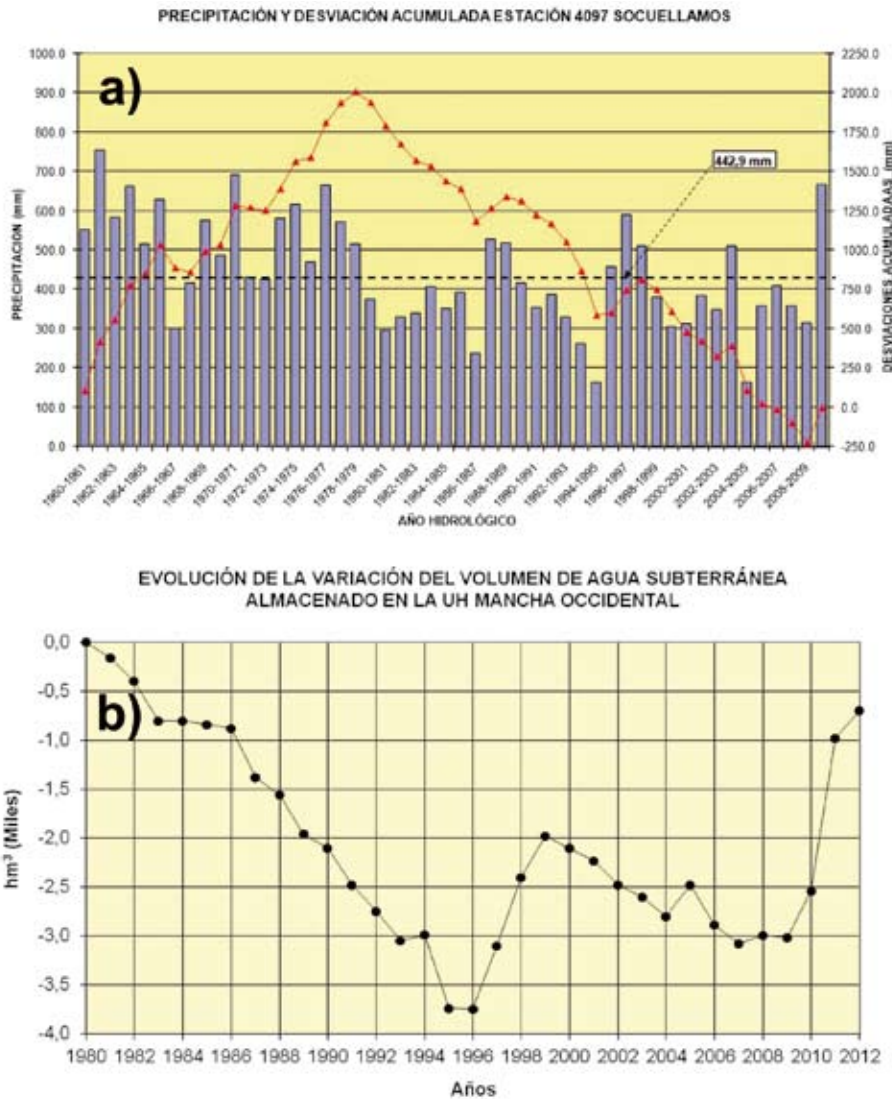


Figura 4. a) Evolución de la precipitación en la Llanura Manchega. La línea roja muestra la desviación acumulada, que refleja la tendencia promediada de las precipitaciones, permitiendo identificar periodos secos y húmedos. b) Variación de las reservas de agua subterránea en la UH Mancha Occidental, entre 1980 y 2011.

Figure 4. a) Evolution of rainfall in the Llanura Manchega domain. The red line represents the accumulative deviation showing the precipitation trend. It allows the identification of dry and wet periods. b) Evolution of groundwater reserves from 1980 to 2011.

2000 – 2004: nuevos descensos (1.3 m/año).
 2004 – 2005: recuperación del nivel (2.5 m), asociada al año húmedo 2003/04.
 2005 – 2007: descensos de 2.4 m/año.
 2007 – 2009: periodo de estabilización.
 2009 – 2012: se produce la recuperación de nivel más importante de la serie histórica, asociado a un periodo húmedo (entre 3 y 6 m/año).

Los mapas de piezometría de detalle del sector oriental de la Llanura Manchega realizados para distintos periodos (figura 5), indican que la divisoria subterránea cambia de posición cuando las extracciones de aguas subterráneas son mayores, desplazándose hacia el oeste. Para 1975 (figura 5a) su posición es prácticamente la debida a régimen natural; en 1995 es la situación en el momento de mínimas reservas (figura 5b), y en 2010 se corresponde con un periodo de recuperación del acuífero (figura 5c).

En la figura 5 d se representan conjuntamente estas tres posiciones, ratificándose la existencia de una divisoria piezométrica con una dirección promedio N-S, situada al este de Villarrobledo, que coincide aproximadamente con los afloramientos jurásicos que se encuentran cubiertos por las calizas del acuífero plioceno entre Villarrobledo y Minaya, y que no coincide sin embargo con la divisoria hidrológica de aguas superficiales entre dichas cuencas. Al este de la divisoria hidrogeológica, el flujo subterráneo se dirige hacia la U H 08.29 Mancha Oriental, en la cuenca del Júcar, mientras que al oeste de la misma el flujo subterráneo se dirige hacia la U. H. 04.04 Mancha Occidental, en la cuenca del Guadiana. Los trabajos de geología de superficie, sondeos y geofísica se han centrado en esta área de variación de la divisoria hidrogeológica determinada por los estudios piezométricos.

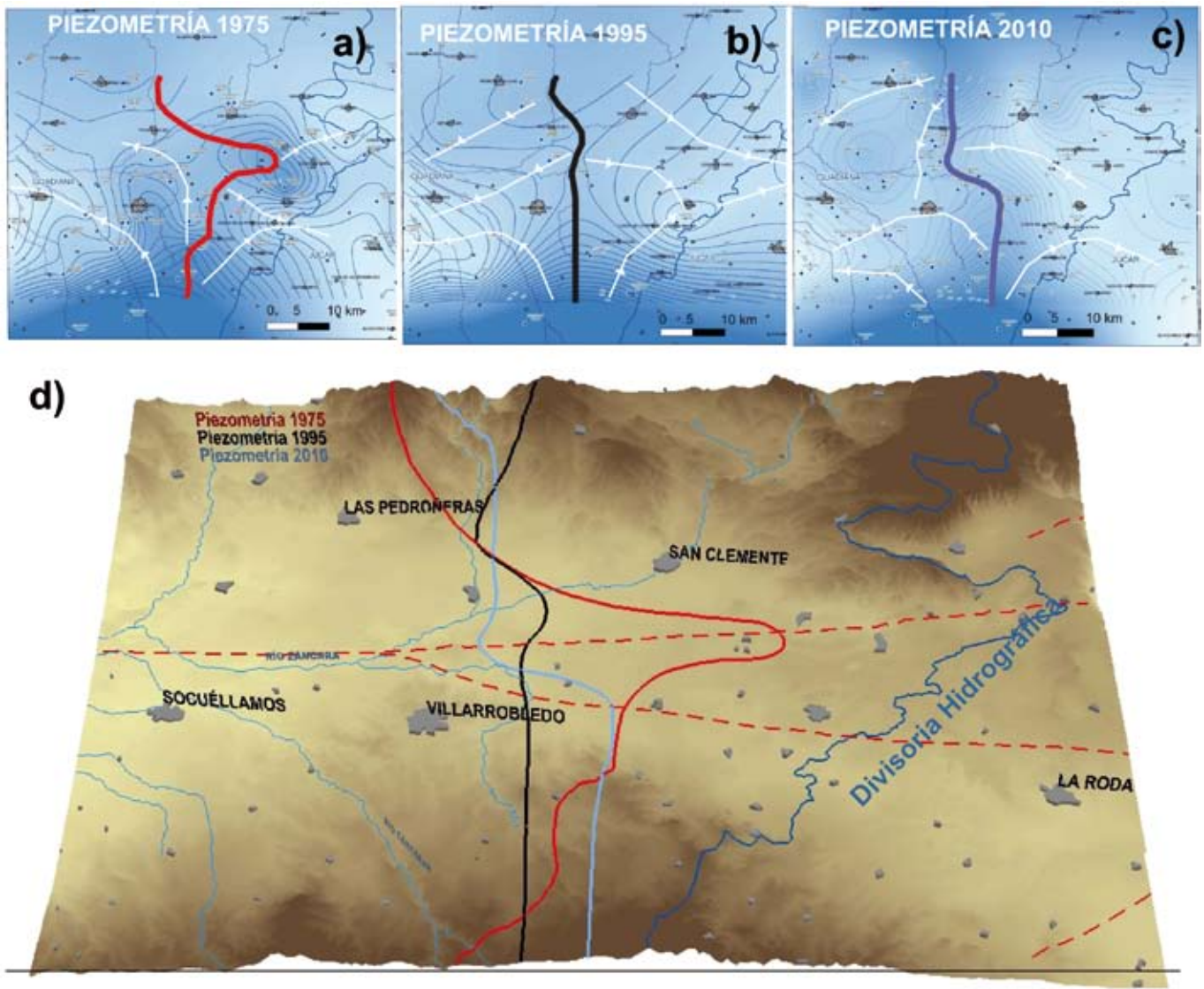


Figura 5. a) Piezometría de detalle en la zona situada entre las demarcaciones hidrográficas del Guadiana y del Júcar, en el año 1975, en condiciones de escasa influencia antrópica. La línea roja representa la divisoria hidrogeológica en este año. Líneas de flujo en color blanco. b) Piezometría de detalle en el año 1995, en periodo de sequía y fuertes explotaciones. La línea negra representa la divisoria hidrogeológica. c) Piezometría de detalle en el año 2010, año en el que comienza un nuevo periodo húmedo. La línea azul representa la posición de la divisoria hidrogeológica. d) Representación conjunta de la evolución de la divisoria.

Figure 5. a) Piezometric detailed map in 1975, when the anthropic influence was still reduced. The red line marks the hydrogeological divide line position in this year. White arrows indicate flux direction. b) Piezometric detailed map from 1995 in a drought period when groundwater exploitation was greatest. The black line represents the hydrogeological divide line. c) Piezometric detailed map from 2010, a wet year when piezometric levels rose in the whole hydrogeological unit. The blue line marks the hydrogeological divide line in this year. d) Representation of the evolution of the dividing line with time.

Estudios de Geología

La geología del subsuelo se ha estudiado utilizando datos de la superficie y del subsuelo previos y de nueva obtención. La base geológica utilizada corresponde a la serie MAGNA del IGME a escala 1:50 000 y su reciente revisión y unificación en un mapa continuo (GEODE). También se recopiló la información de los sondeos existentes en la Base de Datos Aguas XXI del

IGME, identificando 17 sondeos (figura 2) que permiten hacer una interpretación litoestratigráfica fiable. Esta información ha permitido elaborar un mapa de síntesis hidrogeológica a escala 1:100 000, en el que las unidades se han agrupado en función del comportamiento hidrogeológico (figura 2).

Además, durante 2010 la CHG perforó tres sondeos al este de Villarrobledo, para incorporarlos a la red oficial de piezometría de la U.H. 04.04. Mancha Occiden-

tal. Se trata de los sondeos Villarro-1 (Calaverón) de 240 m de profundidad, Villarro-2 (Casas del Gordo) de 307 m y Villarro-3 (Casas de Guerra) de 328 m (situación en la figura 2).

Las muestras obtenidas permitieron levantar las columnas litoestratigráficas mientras que las testificaciones geofísicas de las perforaciones (resistividad y gamma natural) permitieron complementar la correlación litología-resistividad eléctrica.

Metodología Geofísica

Considerando valores normales (Carmichel, 1982 a; Carmichel, 1982 b; Schön, 1998), todas las rocas del Cuaternario, Terciario y Cretácico Inferior deben tener la menor densidad global del conjunto de los materiales existentes en esta zona, siendo algo más densas las rocas del Cretácico Superior, y aun mayores las del Jurásico. Las formaciones con mayor resistividad eléctrica deben ser las del Jurásico y Cretácico Superior, aunque puede estar disminuida por su contenido en agua, seguidas por el Cretácico Inferior. Los materiales cuaternarios deben presentar la menor resistividad de todos los periodos y el Terciario puede dar lugar a cualquier valor. La base del Keuper puede tener menor densidad y resistividad que la cobertura. En consecuencia, las formaciones del Jurásico deben de manifestarse por su mayor densidad y resistividad, por lo que la superposición de los métodos

de prospección gravimétrico y eléctrico se presenta como una alternativa razonable para la definición de sus estructuras.

La prospección gravimétrica tiene por objeto detectar, mediante la denominada Anomalía de Bouguer (Telford *et al.*, 1976; Lowrie, 2007; Reynolds, 1997), las variaciones de gravedad de las zonas del subsuelo donde existen rocas con densidad distinta de la adoptada para la reducción de los datos.

Los métodos de prospección geoelectrica permiten determinar la distribución de la resistividad de las rocas del subsuelo (Telford *et al.*, 1976, Beck 1981, Reynolds, 1997). En la variante SEV o Sondeos Eléctricos Verticales la separación creciente de los electrodos de corriente AB permite obtener valores de la resistividad cada vez a mayor profundidad, siendo el resultado de las mediciones un conjunto de valores AB-resistividad o curva de campo cuya interpretación o inversión permite obtener una distribución de la resistividad de las rocas con la profundidad. La presencia de rocas muy resistivas limita la penetración de la corriente, lo que supone un límite para el uso de esta técnica. En el método de Sondeos Electromagnéticos en la variante del Dominio del Tiempo (SEDT) se emite un campo electromagnético primario que es interrumpido bruscamente, lo que genera una corriente inducida que penetra progresivamente en el subsuelo y es la responsable de la aparición de un campo secundario a diferentes profundidades. El valor medido en un SEDT es el transitorio

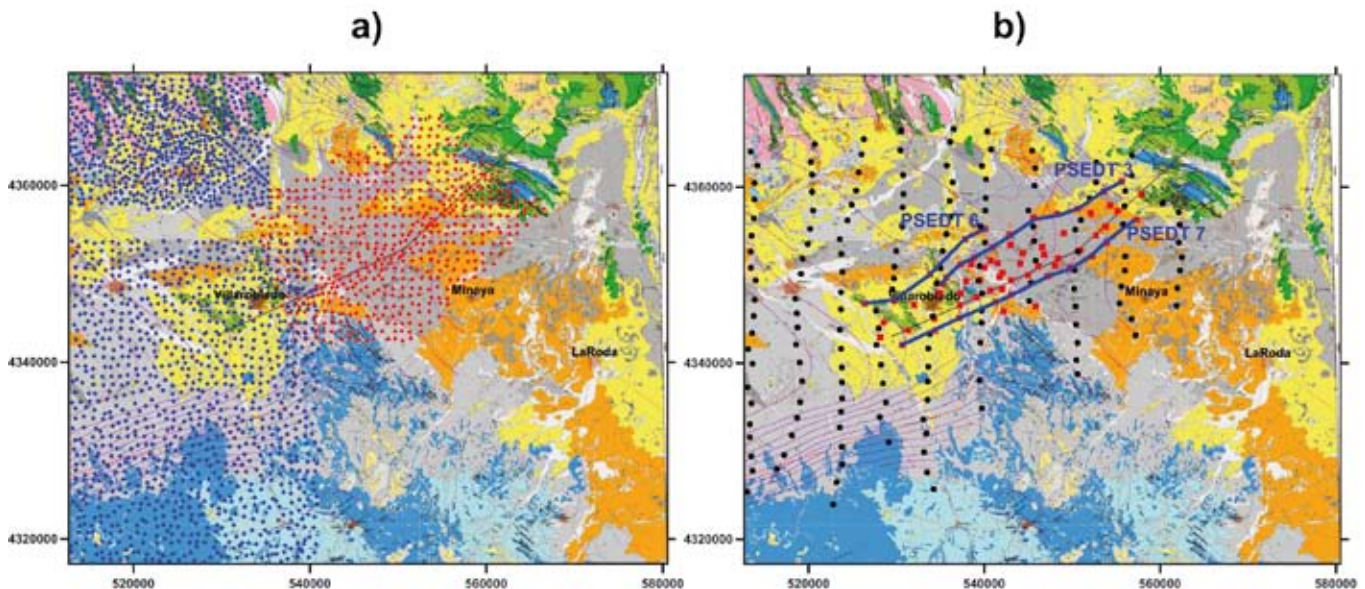


Figura 6. a) Posición de las estaciones gravimétricas de 1985 y 1988 recuperadas de SIGEOF (puntos azules) y de las nuevas estaciones medidas en 2010 (puntos rojos). b) Posición de los SEV de 1988 recuperados de SIGEOF (puntos negros) y nuevas mediciones de SEDT efectuadas en 2010 (puntos rojos). Se indica la posición de los perfiles de SEDT 6, 3 y 7.

Figure 6. a) Gravity stations from 1985 and 1988 surveys (blue points) and new stations from the 2010 survey (red points). b) VES [vertical electrical soundings] from the 1988 survey (black points in profiles). The new electrical resistivity TDEM [electromagnetic in time domain] soundings measured in 2010 are shown with red points. Resistivity profiles 6, 3 and 7 are shown as well.

o variación en función del tiempo de la amplitud de la f.e.m. inducida en una bobina en la superficie por el campo electromagnético secundario, siendo el tiempo la variable que gobierna la profundidad del origen del campo secundario. La intensidad del campo primario (dimensiones del bucle, número de vueltas del cable e intensidad de corriente) determinan la máxima profundidad de exploración. La presencia de una capa de gran resistividad se traduce en la curva del transitorio en una disminución más rápida de su amplitud, lo que puede dificultar su detección. La existencia de rocas muy conductoras puede suponer una pantalla para el paso del campo electromagnético, por lo que limita la penetración.

Una completa descripción de los estudios geofísicos llevados a cabo puede consultarse en Plata 2009 y 2010. Una característica de este trabajo es el haber utilizado datos de gravimetría y de SEV ya existentes, recuperados a través de la base de datos SIGEOF (IGME A) y del Sistema de Información Documental SID (IGME B).

Se dispone de datos digitales de 1710 estaciones gravimétricas medidas en 1987 (IGME, 1985; IGME, 1988b) que cubren parcialmente el área de interés con una densidad de dos estaciones por km² (figura 6). Para completar la información en el área no cubierta se ha llevado a cabo (Plata, 2010) una nueva campaña de medición de 611 estaciones gravimétricas con una distribución de una estación por km² (figura 6a), utilizando la misma base de la campaña recopilada de 1985 (referida a la Red Gravimétrica Nacional IGSN71) a fin de que los datos sean homogéneos (Sistema Internacional de Referencia de la Gravedad GRS1967, elipsoide internacional y datum de gravedad absoluta en Potsdam igual a 981260 mGal) (NORMA UNE 22-611-85). Como control de calidad de las mediciones del gravímetro Scintrex CG-5 se han repetido las lecturas en 64 estaciones, obteniéndose un error medio de 3 cmGal. Las coordenadas X, Y, Z (UTM H30) se han determinado simultáneamente a la lectura del gravímetro utilizando el sistema GPS diferencial con precisión mejor de 1 m en planimetría y 0,3 m en altimetría. La corrección topográfica se ha calculado siguiendo el método de Hammer (Hammer, 1939): la próxima (hasta 170 m) se ha estimado visualmente en campo; la corrección media y lejana (hasta 22 km) se ha calculado con el programa CCT (Plata, 1991) a partir del modelo digital del terreno en malla de 100 m, siendo la corrección total en general inferior a 5 cmGal debido a lo llano del terreno. El cálculo de la gravedad medida se ha efectuado mediante la aplicación Estadillo (IGME, 2008). En su conjunto, desde un punto de vista metrológico, los valores de gravedad han sido determinados con precisión mejor de 10 cmGal. Considerando la litología de la cobertera terciaria y cuaternaria,

se ha optado por utilizar 2,4 g/cm³ como densidad de reducción. La Anomalía de Bouguer ha sido calculada con la aplicación Oasis (Geosoft, 2010). En total se dispone de 2321 estaciones, cuyos valores de Anomalía de Bouguer se han interpolado a malla regular de 560x560 m con la aplicación SURFER (Golden, 2009) utilizando el método de interpolación Natural Neighbour. El mapa final está representado en la figura 8 con intervalo de 1 mGal entre isolíneas. Mediante la aplicación REGRES (IGME, 1978) se ha calculado la anomalía regional formada por las grandes estructuras mediante ajuste de una función de sexto grado a la Anomalía de Bouguer, determinando por diferencia las anomalías residuales debidas a las estructuras geológicas más someras o locales. Los correspondientes mapas se han trazado utilizando el mismo método de interpolación y paso de malla que para las Anomalías de Bouguer, y están representados en la figura 8.

Se ha recuperado también información sobre más de 150 SEV (IGME, 1988a) que cubren prácticamente toda el área de estudio (figura 6) en perfiles distanciados unos 5 km con un SEV cada 1,5-3 km. Los datos disponibles se encontraban sólo parcialmente en forma digital, por lo que ha sido necesario efectuar un proceso de preparación digital a partir de los documentos escritos y gráficos originales (Plata, 2009).

Dada la gran distancia entre estos SEV, se ha procedido a densificar la información geoelectrica en el área de mayor interés, para lo que se ha optado por utilizar el método de Sondeos Electromagnéticos en el Dominio del Tiempo (SEDT) por dos razones fundamentales: 1/ los resultados obtenidos con los SEV indican que la distribución de la resistividad (estructuras del subsuelo) se aparta considerablemente de un modelo de capas horizontales 1D, por lo que conviene utilizar métodos que den información más focalizada y menos influenciada por efectos laterales; 2/ toda la superficie del terreno de la zona a investigar está ocupada por cultivos, lo que imposibilita utilizar dispositivos de gran longitud. Se han medido 65 SEDT distribuidos en una banda de unos 10 km de anchura (figura 6), con una distancia media de 1500 m entre mediciones. Se ha utilizado el instrumento ZONGE con receptor GDP-32^{II}, transmisor ZT-30, controlador de corriente XMT y antena TEM-3. Las pruebas iniciales, efectuadas junto a los sondeos mecánicos El Calaverón y Casas del Gordo, permitieron seleccionar como parámetros de medición un bucle de 100x100 m, con una o dos vueltas de cable, con campo emisor de 4 Hz (256 ciclos) y 16 Hz (512 ciclos), tres repeticiones por estación e intensidad de corriente del orden de 10 a 30 A. La bobina receptora se situó en el centro del bucle. La distribución de resistividad obtenida con la inversión de los SEDT se ha representado en for-

ma de secciones geoelectricas con una selección de la paleta de colores que permite resaltar los contrastes de resistividad de acuerdo con los rangos litológicos encontrados. Se han trazado 6 perfiles longitudinales (figura 11) y 5 transversales.

Resultados

Interpretación de los sondeos

La columna del sondeo Villarro-1 (Calaverón) (figura 7) comienza con 188 metros de relleno neógeno correspondiente a la unidad carbonatada superior y la unidad detrítica roja intermedia. A partir del metro 188 y hasta el final del sondeo, en el metro 240, se atraviesan materiales jurásicos del Lías medio-superior, constituido por 12 metros de calizas micríticas, seguidos de 6 metros de margocalizas y margas verdes. Los últimos 36 metros corresponden a calizas oolíticas recristalizadas.

Los niveles piezométricos medidos (tabla 1) indican que entre mayo y agosto de 2010 se produjo un ascenso del nivel de 0,80 m, que refleja la tendencia regional de recuperación de nivel piezométrico. Esto puede deberse al periodo húmedo acaecido en la primera mitad del año hidrológico 2009/10. De acuerdo con las características constructivas del sondeo y la columna litoestratigráfica interpretada (figura 7) este nivel corresponde al potencial hidráulico promedio de los acuíferos Terciario y Jurásico.

El sondeo Villarro-2 (Casas del Gordo), (figura 7) corresponde en sus primeros 210 metros al relleno neógeno de la Llanura Manchega, con los 22 metros superiores de la unidad carbonatada superior y del metro 22 al 210 a la unidad detrítica roja intermedia. Siguen 7 metros de arenas cuarcíferas de grano fino de las facies Utrillas del Albiense-Cenomaniense, que son un excelente nivel guía. Por debajo, entre los metros 217 y el final del sondeo, en el metro 307, la perforación atraviesa materiales jurásicos, con un subtramo margoso superior de 30 metros, seguido de 15 metros de

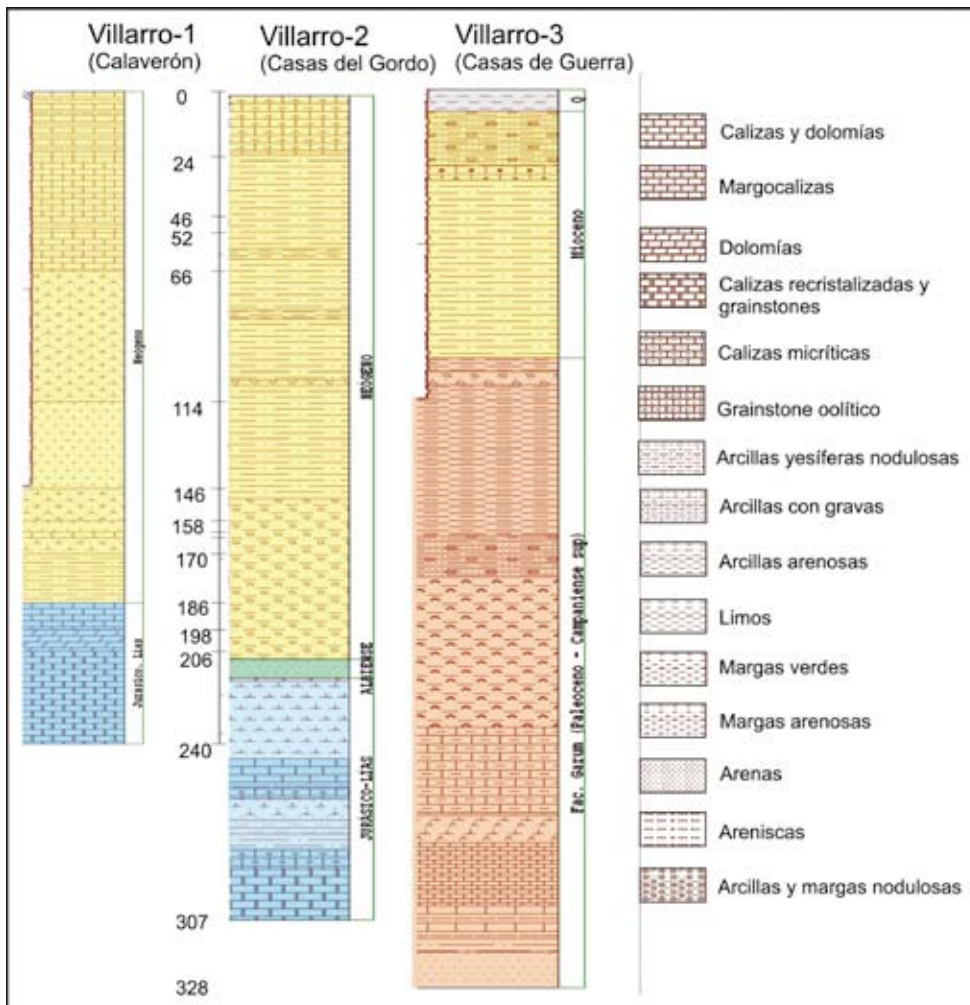


Figura 7. Columnas litológicas de los sondeos. En el Villarro-1 (El Calaverón) el relleno detrítico terciario se dispone directamente sobre el Lías carbonatado. En el Villarro-2 (Casas del Gordo) el Terciario detrítico se dispone sobre el Albiense en facies Utrillas, parcialmente erosionado. Por debajo aparece el Lías margoso-carbonatado. En el Villarro-3 (Casas de Guerra) el Mioceno se dispone sobre materiales del Paleoceno-Cretácico superior, en facies Garum.

Figure 7. Lithological column of drills. At Villarro-1 drill Tertiary sediments lay on Liassic limestones. At Villarro-2 drill, the Tertiary sediments lay on Albian sands and sandstones (Utrillas Facies), partially eroded. These lay on Liassic marls and limestones. At Villarro-3 drill, Miocene sediments lay on Paleogene-Upper Cretaceous mix continental-shallow marine formations (Garummien facies).

	Villarro-1 (Calaverón)	Villarro-2 (Casas del Gordo)	Villarro-3 (Casas de Guerra)
03/05/2010	671 m s.n.m.	671 m s.n.m.	–
26/08/2010	672.47 m s.n.m.	673 m s.n.m.	674.76 m s.n.m.

Tabla 1. Medidas piezométricas en los sondeos Villarro 1, 2 y 3.

Table 1. Piezometric levels measured in Villarro 1,2,3 drills.

calizas oolíticas, 19 metros de margas y finaliza entre los metros 281 y 307 con calizas oolíticas compactas y muy recristalizadas.

Los niveles piezométricos medidos, que corresponden al acuífero jurásico, (tabla 1) indican que al igual que en el sondeo Villarro-1, se ha producido un ascenso del nivel de 1.87 m, entre mayo y agosto de 2010, confirmando que la evolución de los niveles responde a los efectos de las lluvias del invierno y de la primavera. Al captar exclusivamente el acuífero jurásico los efectos son más evidentes que en el sondeo Villarro-1, en el que el nivel corresponde al promedio de los acuíferos jurásicos y terciarios.

El sondeo Villarro-3 Casas de Guerra (figura 7) presenta importantes diferencias con respecto a los dos anteriores, ya que tras 8 metros de relleno detrítico cuaternario y 90 metros de Mioceno-Plioceno correspondientes a la unidad detrítica roja intermedia, aparecen 230 m de materiales atribuidos a las facies Garum de edad Paleoceno-Campaniense. Se trata de un conjunto de materiales detríticos, evaporíticos y carbonatados con facies fluviales (arcillas, gravas, arenas), palustres (arcillas, margas, yesos y calizas continentales), y litorales (margas y calizas con fauna marina constituida por foraminíferos bentónicos, algas y bivalvos). Puede establecerse una buena correlación con la formación Villalba de la Sierra.

Según los datos obtenidos, se interpreta que el nivel piezométrico medido en este sondeo (tabla 1) es el correspondiente a un acuífero de pequeñas dimensiones, desarrollado en la formación atribuida al Garum y que recibe aportaciones laterales subterráneas desde el acuífero jurásico, (figura 13, cortes II-II' y III-III'). En septiembre de 2010 se realizó un ensayo escalonado con 15 horas de bombeo. La interpretación de los descensos y la recuperación muestra una transmisividad inferior a 10 m²/día. Este dato corrobora que se trata de un pequeño acuífero con unas características hidráulicas muy limitadas. Si el desarrollo espacial fuese amplio, podría suponer una restricción al flujo en el acuífero jurásico. Sin embargo, como se indicó en la descripción geológica, y a la vista del esquema gravimétrico de la figura 12b donde se observa que el sondeo Villarro-3 se sitúa en una pequeña depresión del basamento carbonatado denso, se interpreta que estos materiales se han preservado en un pequeño bloque hundido de

extensión hectométrica, limitado posiblemente por dos fracturas.

Interpretación del mapa de anomalías de Bouguer

El mapa de la Anomalía de Bouguer (figura 8a) traza la posición y relieve de las rocas de mayor densidad bajo la cobertera terciaria, permitiendo identificar varios sectores en el área investigada que definen la morfología del sustrato carbonatado que aflora en el sur y suroeste de la zona de estudio (Dominio de Campo de Montiel), hundiéndose progresivamente bajo la Llanura Manchega, y constituyendo el basamento de la cuenca terciaria. Se distingue una zona elevada, debida a calizas y dolomías mesozoicas, entre Villarrobledo y Minaya, de dirección NO-SE (ejes de máximos a-b-f), que permite diferenciar dos fosas donde deben encontrarse los mayores espesores de materiales poco densos, correspondientes al relleno terciario: Villarrobledo-Las Mesas al oeste (ejes de mínimos h-i), y la de Minaya al este (eje c).

Sobre las anomalías de grandes dimensiones se superponen anomalías de menor extensión, debidas a la existencia de masas más locales. La anomalía regional se ha superpuesto al Bouguer en la figura 8b, apreciándose que se ajusta adecuadamente a las grandes estructuras anteriormente comentadas. Una interpretación posible es que la gran anomalía positiva regional se debe fundamentalmente a una gran estructura de las rocas del Jurásico de mayor extensión y profundidad, mientras que las locales están indicando preferentemente la presencia de calizas cretácicas, o incluso terciarias, y partes más someras de las calizas jurásicas. Las anomalías residuales se muestran en la figura 8c y 8d y reflejan una morfología más compleja de la que cabía esperar a priori, manifestando con mayor claridad la continuidad de la estructura de rocas densas, que se prolonga con dirección NO-SE en la dirección marcada por el eje g; este umbral tiene una morfología irregular y ondulada, que al interferir con la dirección del propio umbral le confiere una forma tipo silla de montar, e incluye asimismo pequeñas cubetas, como lo corrobora el sondeo Villarro-3 Casas de Guerra.

En el mapa de anomalías residuales se deja también entrever otra estructura elevada en el NO de Minaya (eje d), así como en la zona f en el Norte, ambas po-

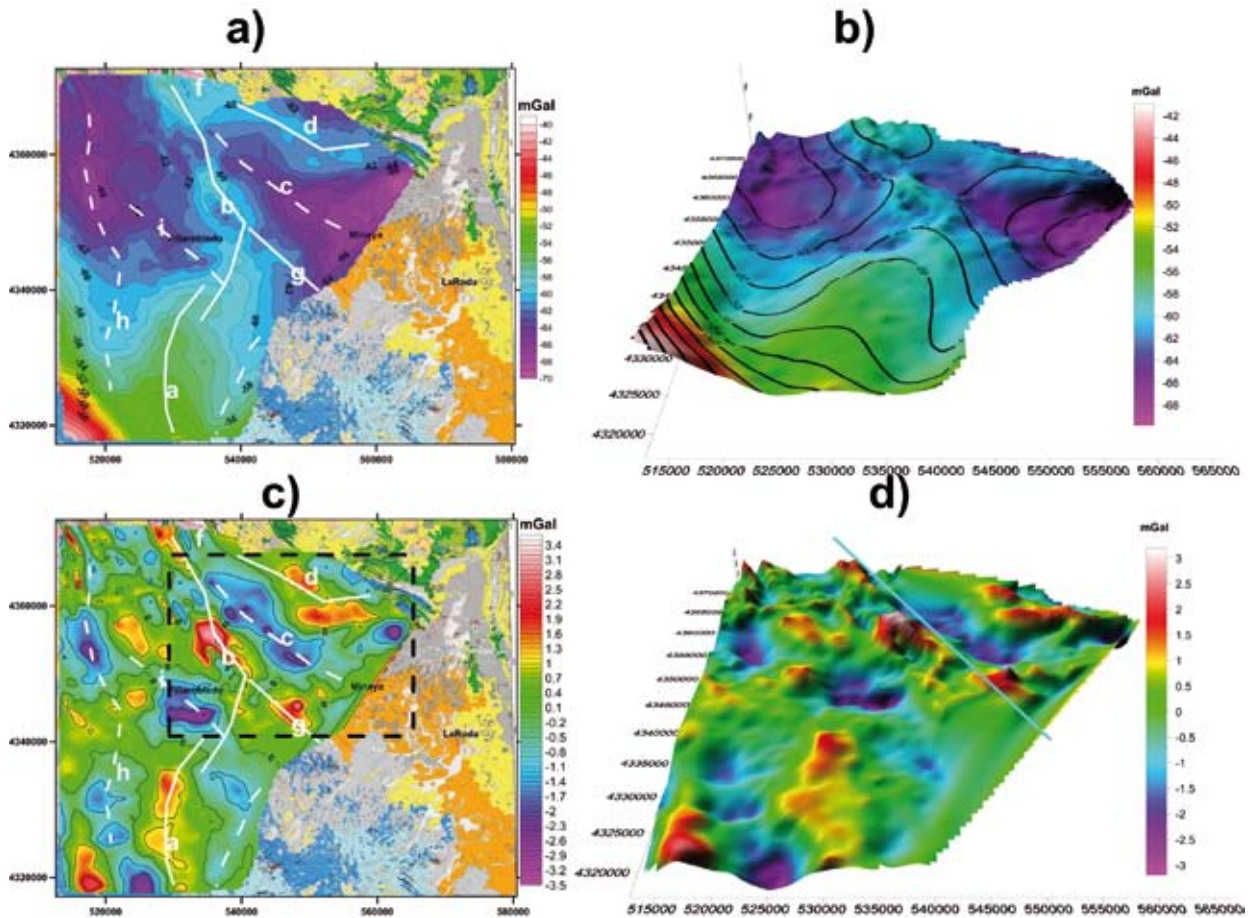


Figura 8. a) Mapa de Anomalías de Bouguer. Líneas blancas: ejes estructurales gravimétricos (máximos en línea continua y mínimos en discontinua). b) Vista en perspectiva del Mapa de Anomalías de Bouguer, con superposición de isoanomalías regionales cada 2 mGal (líneas en negro). c) Anomalia residual con intervalo de 1 mGal y superposición de ejes estructurales. El recuadro de línea discontinua se reproduce en detalle en la figura 12. d) Vista en perspectiva del mapa de anomalía residual e indicación de la dirección de una estructura elevada del basamento denso (eje g-b-f de figura 8c).

Figure 8. a) Bouguer anomalies map. White lines represent gravimetric structural alignments (maximum Bouguer anomalies with continuous line and minimum Bouguer anomalies with dashed lines). b) Perspective view of the Bouguer anomalies map. Regional anomalies at 2 mGal intervals are overlaid (black lines). c) 1 mGal interval residual anomaly map, showing the main structural axis. The dashed square is the area zoomed at figure 12 d) Perspective view of the residual anomalies map where a dense basement structural height is identified (axis g-b-f in figure 8c).

siblemente relacionadas con las calizas cretácicas. La interpretación efectuada tiene un carácter exclusivamente cualitativo, por lo que para su verificación y determinación de profundidades se precisa del apoyo de otras técnicas geofísicas y/o perforación de sondeos.

Interpretación de los datos de resistividad

Todas las curvas de campo de los SEV de 1988, medidos con AB=2000 m, finalizan en un sustrato resistivo (resistividad superior a los 300 ohm.m, aunque ocasionalmente se reduce a 82 ohm.m), que fue asignado al techo de las calizas jurásicas y verificado en varios sondeos mecánicos, y al que denominaremos resistivo-1 o profundo. En la reinterpretación efectuada para

este trabajo se ha observado que en muchas situaciones existe una capa resistiva (de resistividad en general inferior 100 ohm.m (figura 9)) inmediatamente anterior a la más profunda, y que puede corresponder tanto al Jurásico, como al Cretácico (contrastado también en algunos sondeos mecánicos), y al que denominaremos resistivo-2 o somero, que coincide en algunos lugares con el profundo. Sobre este basamento resistivo, el resto de las rocas del Cretácico y Terciario tienen valores comprendidos entre 25 y 60 ohm.m, con algunas zonas donde se sitúan capas más conductoras, con valores entre 3 y 10 ohm.m. El carácter de "resistivo" es por lo tanto relativo, es decir, se trata de un basamento que es más resistivo que las rocas suprayacentes, aunque su resistividad pueda ser en

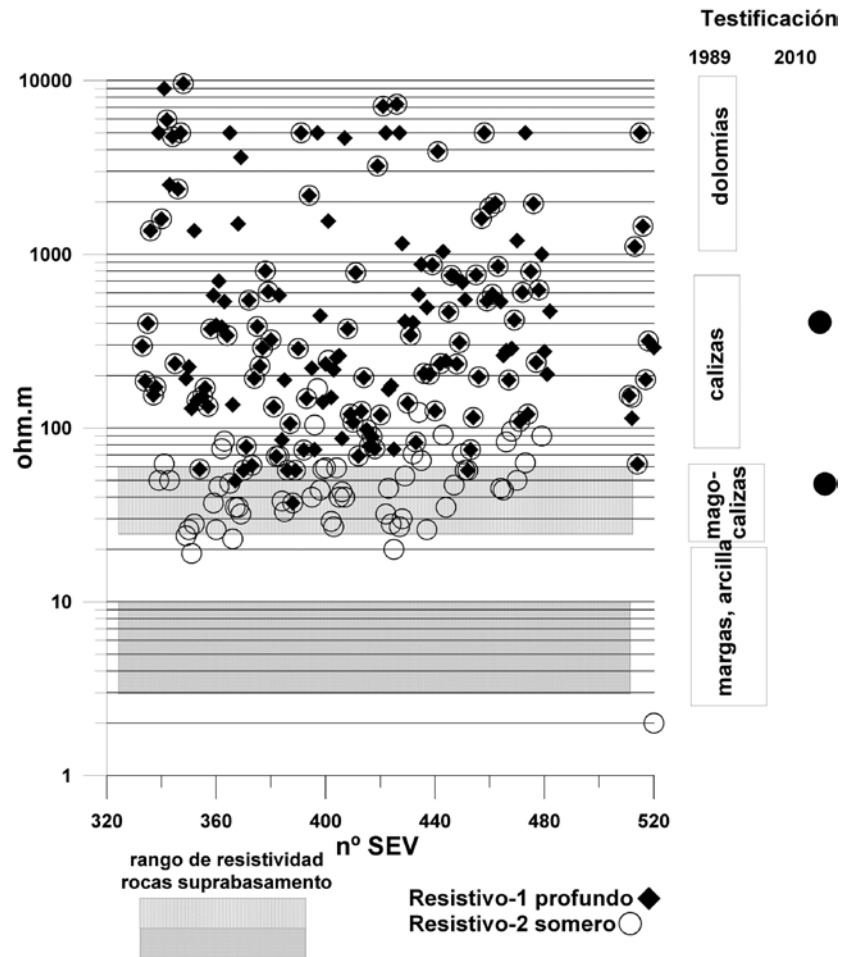


Figura 9. Resistividad del basamento deducida de las mediciones de SEV de 1988 comparada a la obtenida en la testificación de los sondeos mecánicos de 1989 Villarro 1, 2 y 3. En algunos SEV existe una capa de resistividad entorno a los 100 ohm.m (resistivo-2, indicado por un círculo), antes del resistivo más profundo (resistivo-1, indicado por un rombo). La coincidencia de ambos símbolos indica que sólo existe una capa.
Figure 9. Electric resistivity data of basement deduced from the VES survey in 1988, compared with that obtained by logging in mechanical drilling Villarro 1, 2 and 3. At some VES there is a resistivity layer of about 100 ohm.m before reaching the deeper resistive layer of more than 100 ohm.m.

algunas partes del mismo orden de magnitud que a los materiales suprayacentes (figura 9).

Para verificar la fiabilidad de estas asignaciones de resistividad a la litología se ha contado con la testificación de resistividad de los sondeos mecánicos Villarrobledo I (IGME, 1989) y los recientemente perforados en 2010 (Villarro-1, Villarro-2 y Villarro-3), sintetizadas en la figura 9. Según las diagráfias de los sondeos Villarro-1, 2 y 3, solamente existen valores de resistividad elevados (superiores a 200 ohm.m) en algunos tramos de las rocas calizas, y en ocasiones con potencia posiblemente insuficiente para ser identificados con métodos de superficie. Por otra parte, estos sondeos permiten ratificar la interpretación de los SEV, confirmando la posible existencia de ambos horizontes resistivos, y evidenciando que no pertenecen a una única litología; aunque lógicamente el más profundo se debería a las calizas del Jurásico, pueden darse casos en que pertenezca a las del Cretácico Inferior, siendo entonces el más somero debido a la presencia de materiales resistivos del Terciario.

En el mapa de las cotas del techo de la capa resistiva más profunda (figura 10a) se identifica una estructura

regional en forma de cubeta (cotas inferiores a 500 m) con dirección SO-NE escindida por varias elevaciones (cotas superiores a 500 m) de dirección aparente N-S, alcanzándose las mayores profundidades del resistivo-(posiblemente jurásico) en la parte occidental (cotas inferiores a 350 m). Esta misma morfología es reflejada en el mapa de cotas del resistivo más somero (figura 10b), coincidente con el anterior en varios SEV, donde son todavía más acusadas las estructuras elevadas que escinden la cubeta, adquiriendo la mayor de ellas orientación en dirección NO-SE. En cualquier caso, la morfología del techo de ambos resistivos varía mucho en cortas distancias.

Comparando las estructuras reflejadas por los materiales resistivos (figura 10) con las obtenidas por gravimetría o materiales densos (figura 8), se aprecia una buena correspondencia morfológica en relación con la anomalía gravimétrica residual, por lo que puede concluirse que la anomalía de gravedad está reflejando la morfología de las rocas resistivas, aunque no pertenezcan a un único horizonte resistivo ni litológico.

Las secciones geoelectricas obtenidas con los SEDT permiten analizar con más detalle estas estructuras. A

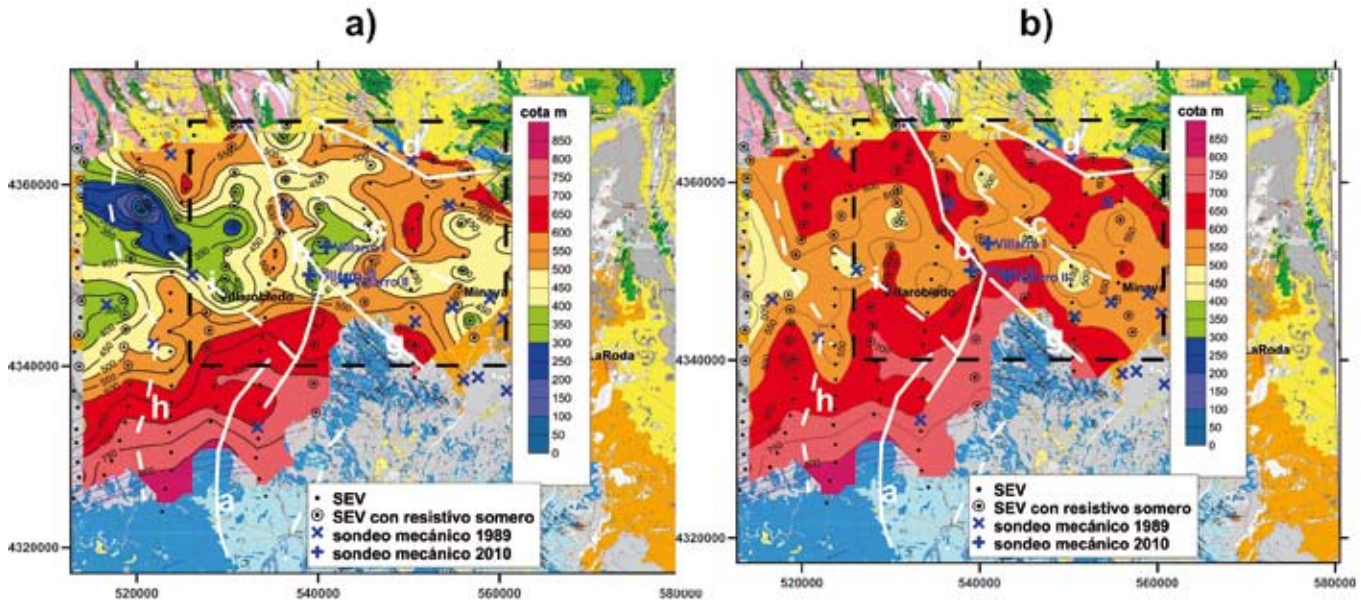


Figura 10. a) mapa de cotas del resistivo-1. b) Mapa de cotas del resistivo-2. El recuadro de línea discontinua se reproduce en detalle en la figura 12. En ambos mapas se han superpuesto los ejes estructurales derivados de la interpretación de la gravimetría.

Figure 10. a) Elevation map of electrical resistive-1. The location of drills Villarro-1,2 and 3 are shown. b) Elevation map of electrical resistive-2. The dashed square is the area zoomed at figure 12. Both maps display the main structural axis deduced from gravity.

diferencia del resultado obtenido en los SEV, el modelo del subsuelo profundidad-resistividad obtenido en la inversión de los SEDT finaliza en todos los casos en rocas conductoras. El basamento resistivo no siempre ha sido detectado por el método SEDT, bien porque su potencia ha resultado insuficiente para reflejarse adecuadamente en el transitorio, bien porque la existencia de terrenos de muy baja resistividad ha apantallado su localización. Esto conlleva a que no puedan considerarse conjuntamente las resistividades obtenidas en los SEV y en los SEDT, habiendo sido interpretados estos últimos de forma independiente. Valores en el rango 30-60 ohm.m pueden ser considerados como manifestación de materiales resistivos (calizas).

En todas las secciones geoelectricas obtenidas (figura 11) la primera capa del terreno es de naturaleza resistiva (superior a 100 ohm.m, que en algunos lugares llega a más de 1000 ohm.m) de potencia variable del orden de los 20-80 m. En el sondeo Villarro-1 (El Calaverón) este tramo se corresponde con la existencia de calizas oquerosas y detríticas, aunque también hay capas de margas; en el sondeo Villarro-2 (Casas del Gordo) se corresponde con margocalizas. Por debajo de este resistivo se sitúa, también a lo largo de todas las secciones, una capa de baja resistividad, con valores inferiores a 30 ohm.m (pudiendo tener incluso menos de 10 ohm.m), que se corresponde con un tramo de margas arenosas en el sondeo Villarro-1 y con arcillas y margas en el Villarro-2, coincidiendo bien con la potencia de sendas capas en ambos

sondeos. A mayor profundidad, hay zonas de las secciones geoelectricas donde aumenta la resistividad por encima de los 30 ohm.m (llegando a más de 100 ohm.m) y se corresponde con la profundidad interpretada para el basamento resistivo en los SEV. Estas zonas de mayor resistividad se sitúan en el extremo NE de los cortes y en la parte central, en donde según el sondeo El Calaverón se corresponde con la presencia de capas de arenas y calizas, con intercalaciones margosas, sin que sea posible distinguir entre ellas, y según el sondeo 222940080 se localizan calizas jurásicas. En consecuencia, puede decirse que salvo en las zonas indicadas, las calizas jurásicas se sitúan a mayor profundidad de la alcanzada por los sondeos electromagnéticos, debido a la presencia de tramos muy conductores de gran potencia.

La correlación de las zonas donde se han localizado estructuras de rocas más resistivas presentan buena continuidad en la parte central de los perfiles y en sus extremos, lo que dibuja una estructura de altos y bajos con ejes orientados en dirección SE-NO, estilo estructural que está en concordancia con la hipótesis que se desea comprobar.

Esta estructura de rocas resistivas detectada en los SEDT se ha situado sobre el mapa de cotas del resistivo de los SEV (figura 12), corroborándose la existencia de la zona elevada de mayor resistividad en la parte central de la cubeta, que queda ahora mejor definida por la menor distancia entre las mediciones de los SEDT. Su posición respecto de las anomalías

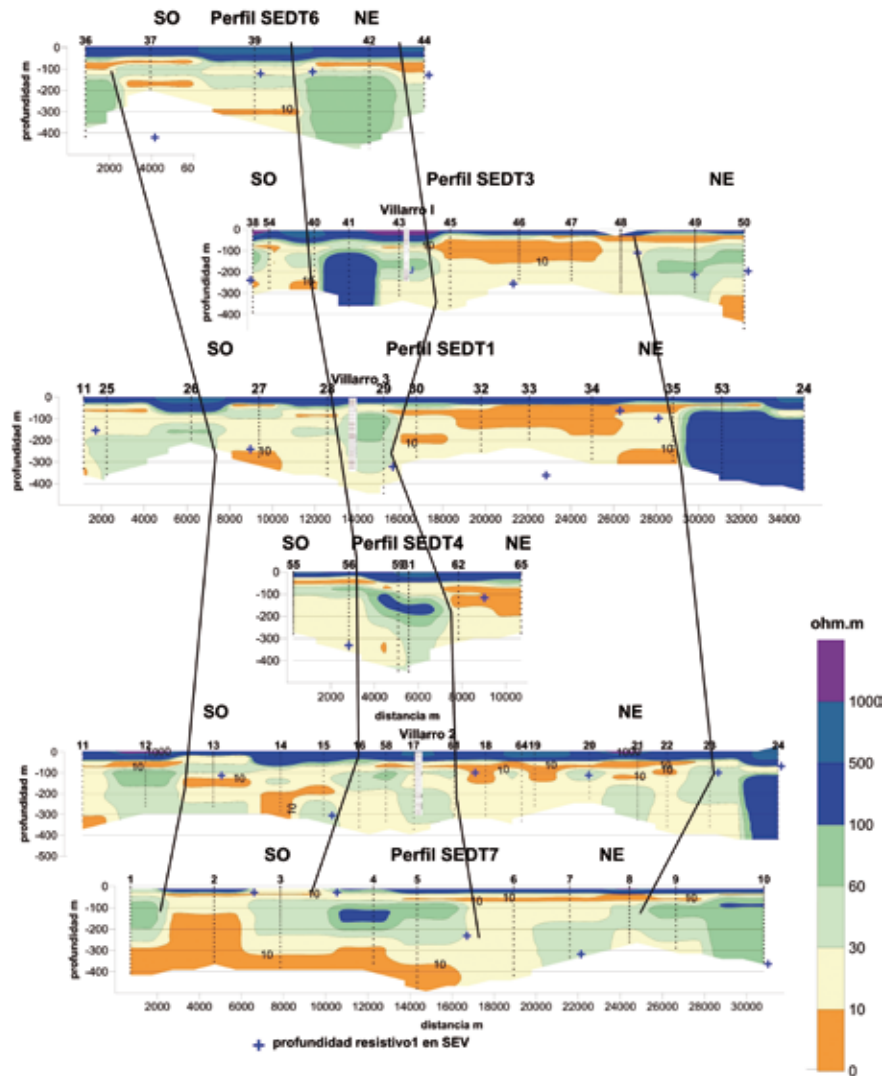


Figura 11. Correlación de zonas resistivas en las secciones de resistividad longitudinal obtenidas con los SEDT.

Figure 11. Correlation of resistive zones in longitudinal resistivity sections from SEDT.

gravimétricas residuales permite apreciar su buena correspondencia con el máximo gravimétrico y justifica además las variaciones laterales concordes con los cambios apreciados en la estructura resistiva.

Interpretación geológica

La integración de los datos obtenidos y la cartografía geológica del IGME ha permitido realizar tres cortes geológicos que atraviesan la zona donde existen evidencias de existir una divisoria hidrogeológica. Su situación, así como los sondeos utilizados, se muestran en la figura 2.

El objetivo del corte I-I'' (figura 13) es identificar la macroestructura entre Villarrobledo y el límite entre las demarcaciones hidrográficas del Guadiana y Júcar. Con una dirección OSO-ENE, y 45 km de longitud, comienza en el extremo OSO, en los afloramientos cre-

tácicos y jurásicos al SO de Villarrobledo, en una sucesión de pequeños anticlinales y sinclinales de dirección NO-SE. Estos afloramientos constituyen el borde occidental de una cubeta de dirección NO-SE, rellena por sedimentos miocenos y cuyo borde oriental es un alto estructural o umbral del basamento jurásico. El sondeo S-2 alcanza este umbral a una cota de 640 m s.n.m., pero a 3 km de distancia siguiendo la traza del corte, en el sondeo Villarro-2, el techo del jurásico se encuentra a una cota de 450 m s.n.m. Por ello se interpreta la existencia de una falla de dirección NO-SE y hundimiento del bloque oriental, que se aprecia en el mapa de anomalías gravimétricas (figura 8). Esta estructura da paso hacia el este a una cubeta terciaria, la de Minaya, cuyo basamento está constituido por materiales cretácicos y jurásicos. Hacia el NE, la cota del basamento mesozoico asciende lentamente, hasta llega a aflorar en los relieves situados en el entorno de Vara de Rey, donde la estructura indica la presencia de una sucesión

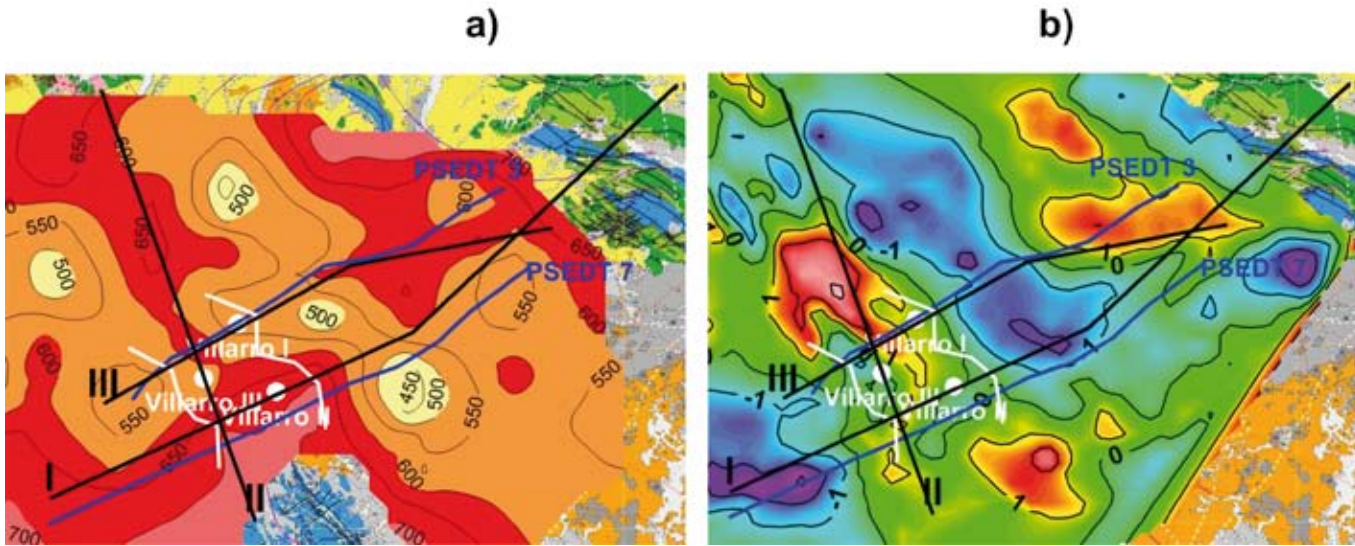


Figura 12. a) Posición (líneas blancas) de la estructura resistiva deducida de la interpretación de los SEDT sobre el mapa de cotas del techo del resistivo-2 localizado con SEV y b) sobre el mapa de anomalías residuales gravimétricas. La localización de las áreas representadas en esta figura se indica sobre las figuras 8 y 10.

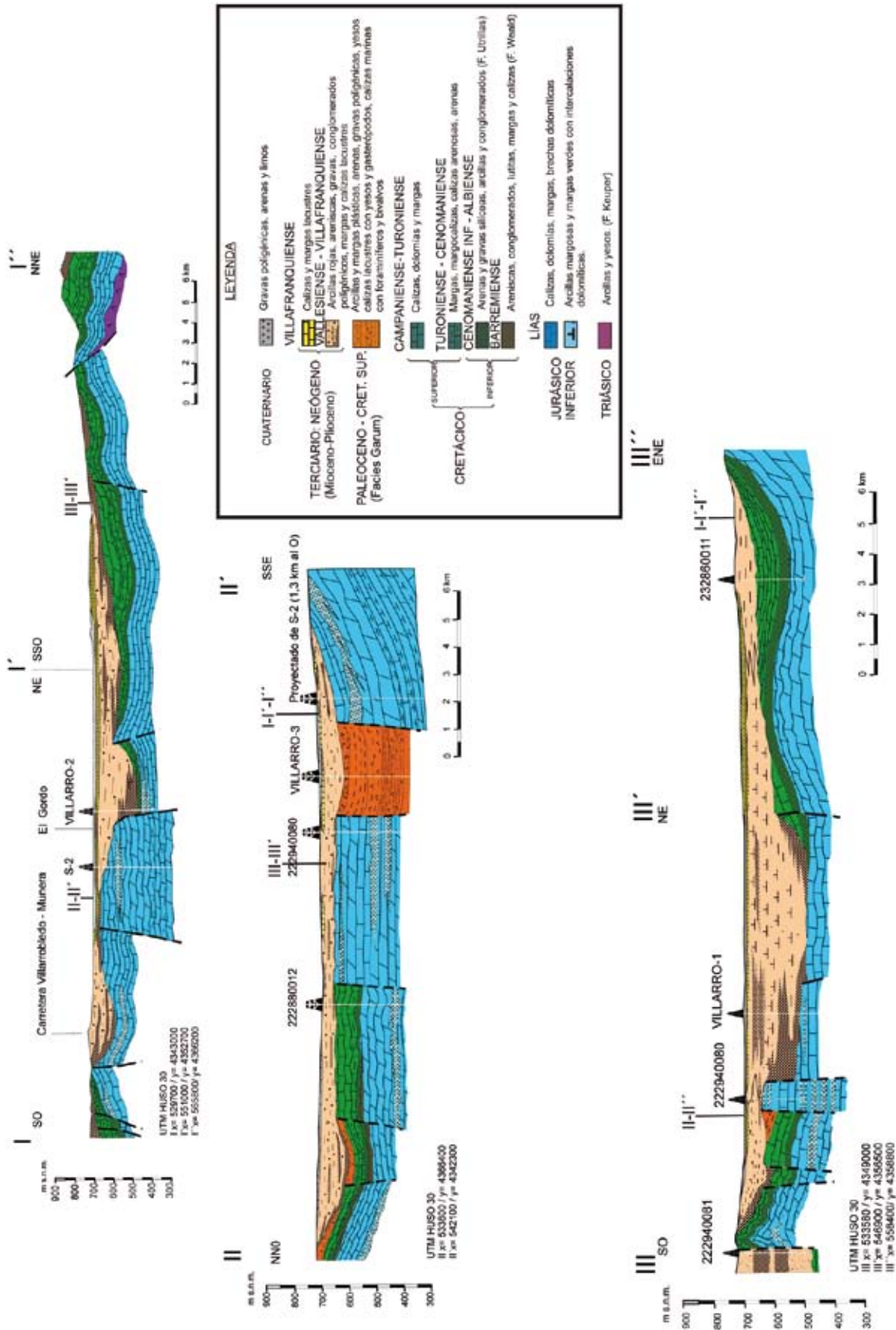
Figure 12. a) Location of a resistive structure deduced from TDEM sounding (white lines) over the resistive-2 elevations map deduced from VES and b) over The residual gravimetric anomalies (white lines). The position of the areas represented in this figure is indicated in figures 8 and 10.

de anticlinales y sinclinales. En este sector se interpreta la existencia de pinzamientos de material triásico en facies Keuper asociadas a fallas inversas de dirección E-O que pueden suponer una barrera hidráulica y constituir la divisoria hidrogeológica real entre las demarcaciones del Guadiana y Júcar, aunque este aspecto debería ser analizado en estudios específicos. En el resto del perfil no se han detectado evidencias que impliquen la desconexión hidráulica entre los distintos sectores estudiados.

El corte II-II' se dispone paralelo al umbral estructural del mesozoico definido en el perfil I-I' y su objetivo es identificar la geometría longitudinal del mismo. Con una longitud de 25.5 km, según una dirección NNO-SSE, comienza al norte en las estribaciones de la sierra de Altomira, con afloramientos de las facies de transición del Terciario al Cretácico (facies Garum). Hacia el sur discurre por la depresión de la Llanura Manchega. En el entorno de El Provencio y a partir de la información del sondeo 222880012, se identifica una elevación del sustrato mesozoico, ya que se atraviesa la serie carbonatada del Cretácico Superior tras un relleno detrítico mioceno de tan solo 45 m. Hacia la base del Cretácico Superior se identifican las arenas del Albiense-Cenomaniense en facies Utrillas, dando paso a las dolomías y calizas jurásicas. Seis km hacia el sur, siguiendo la traza del corte, el sondeo 222940080 penetra directamente en los carbonatos jurásicos tras un relleno mioceno de unos 50 m, faltando por lo tanto toda la serie cretácica. Por este motivo se interpreta que al sur

de San Clemente existe una falla de dirección NE-SO con desplazamiento vertical y bloque sur elevado, que coincide aproximadamente con el trazado del río Rus. Este accidente, que se identifica también en el mapa de anomalías de Bouguer, trunca transversalmente la estructura de umbral investigada, elevando aun más el basamento mesozoico. Esta zona sería, por lo tanto, la más propicia para detectar la posible presencia de materiales subyacentes al Jurásico, es decir del impermeable de muro, que pudiesen suponer una barrera impermeable al flujo subterráneo. Sin embargo, en el sondeo 222940080 sólo aparecen materiales jurásicos hasta la cota 425 m s.n.m. Al ser este bloque el más elevado dentro de una estructura, ya de por sí elevada, se puede asegurar que hasta la cota 425 no existe ninguna barrera impermeable. Al sur, en el sondeo Villarro-3, se detecta la presencia de materiales arcillosos y yesíferos atribuidos a las facies Garum, inmediatamente bajo el relleno mioceno. Se descarta que estos materiales correspondan al Triásico en facies Keuper, ya que hacia la base, y en transición, aparecen finas intercalaciones carbonatadas con fauna marina propia del Paleógeno y Cretácico, y sedimentos detríticos con restos de fauna continental.

Los mapas de anomalías de Bouguer (figura 12), muestran que el emplazamiento del sondeo Villarro-3 coincide con una pequeña depresión paralela al umbral estructural (dirección NO-SE), que se ha interpretado como una cubeta de reducidas dimensiones en la que se han preservado relictos de la sedimentación



paleocena-senoniense, en facies Garum. Inmediatamente al sureste del sondeo Villarro-3, bajo un relleno detrítico mioceno de unos 70 metros, aparece en el sondeo S-2 el basamento Jurásico, que asciende lentamente en cota hacia el sur, donde aflora ya en el dominio del Campo de Montiel.

El perfil III-III'-III'', de 26 km de longitud, en dirección OSO-ENE, es paralelo al corte I-I'-I''. Para tener una visión tridimensional de la geometría del sistema de fosas y umbrales que constituyen el basamento de la Llanura Manchega, conviene visualizar en conjunto los cortes I-I'-I'', III-III'-III'' y el mapa de anomalías de Bouguer.

Comienza el perfil al SO de los afloramientos cretácicos situados al norte de Villarrobledo. Una falla no aflorante de dirección NO-SE con bloque SO hundido es la interpretación para los más de 250 m de espesor de sedimentos miocenos, detectados en el sondeo 222940081, adosados a los afloramientos del Cretácico en el núcleo del anticlinal situado al norte de Villarrobledo.

Esta estructura da paso hacia el NE a la fosa de Minaya, aunque a la altura del sondeo 222940080, el basamento, esta vez jurásico, asciende en la prolongación norte del umbral estructural detectado. En este caso, se encuentra el Jurásico a una cota de 650 m s.n.m., bajo un relleno de 50 m de sedimentos detríticos miocenos. Sin embargo, en este sector, la morfología del umbral es mucho más estrecha que en zonas más meridionales, no superando 1 km de anchura. Inmediatamente hacia el NE, una fractura no aflorante debe hundir el basamento jurásico de la Llanura Manchega (sector fosa de Minaya) hasta la cota 525 m s.n.m. a una profundidad de 180 m bajo el relleno mixto detrítico-carbonatado continental mioceno, bien identificado en el sondeo Villarro-1. Hacia el este, el espesor del Mioceno, y por lo tanto la profundidad del basamento mesozoico, llega a alcanzar los 200 metros. Sin embargo a la altura del punto de inflexión III' el conjunto Cretácico-Jurásico comienza a ascender gracias a una sucesión anticlinal-sinclinal, cuya geometría se aprecia en los mapas de anomalías de Bouguer (figura 12). Por ello, en el sondeo 232860011, los carbonatos del Cretácico Superior se encuentran a una profundidad de 70 metros, a la cota 650 m s.n.m. Este basamento continúa ascendiendo hacia el NE y aflora en el entorno de la localidad de Casas de Fernando Alonso.

Conclusiones

En general, la geofísica ha tenido un valor muy notable a la hora de diseñar el estilo estructural desde un punto de vista cualitativo, permitiendo identificar estructuras

y geometrías, si bien en la mayor parte de los casos no se pueda establecer la profundidad exacta de las formaciones. Ello se debe principalmente a que las propiedades físicas de las rocas involucradas no permiten diferenciar, ni por su densidad ni por su resistividad, las calizas jurásicas de las calizas cretácicas o terciarias. Las anomalías gravimétricas reflejan no obstante la morfología del Jurásico, aunque no se descarta que se encuentre afectada por la presencia de otros materiales de similar densidad, como es el caso de las rocas carbonatadas cretácicas, allá donde existan.

Las testificaciones geofísicas de los sondeos Villarro 1, 2 y 3 indican que los materiales resistivos guardan una buena correspondencia con las calizas cretácicas y/o jurásicas, y ocasionalmente con rocas calcáreas en el Terciario. No obstante, algunas capas de calizas tienen valores de resistividad a partir de unos 50 ohm.m, por lo que pueden resultar no diferenciables de otras litologías presentes. Además, cuando la potencia de los tramos de resistividad superior a los 100 ohm.m es inferior a la potencia real del tramo litológico, e inferior a unos 10 m, estas capas pueden no ser detectables desde superficie.

Los SEV de campañas antiguas muestran la superposición de dos horizontes resistivos, cuyo techo se sitúa a diferente profundidad. Ambos tienen una disposición en forma de cubeta escindida por elevaciones de las rocas resistivas de orientación NO-SE.

Aunque las columnas litológicas de los sondeos confirman la existencia de ambos horizontes resistivos, no es posible identificar su naturaleza mediante SEV en toda el área, ya que aunque lógicamente el más profundo debería corresponder a las calizas del Jurásico, podría sin embargo tratarse del Cretácico Inferior. En tal caso el resistivo más somero correspondería a calizas del Terciario. Esta posibilidad sin embargo, se considera poco probable ya que en ninguno de los sondeos analizados se ha detectado la presencia del Cretácico Inferior.

Las secciones de resistividad obtenidas por la interpretación de los SEDT corroboran las estructuras localizadas con los SEV, permitiendo una mejor correlación y delimitación de las mismas. El análisis comparativo de los SEV, SEDT y columnas de sondeos mecánicos permite establecer que la baja resistividad de los materiales en algunas zonas-haya impedido una mayor penetración del SEDT, o que el tramo resistivo no se haya reflejado suficientemente en la curva del transitorio para ser considerado en la inversión de los datos. La diferencia de resultados obtenidos entre lugares muy próximos (menos de 1000 m), al margen de su mejor o peor coincidencia aparente con datos litológicos, es una manifestación de la gran heterogeneidad de este entorno geológico.

Con todo ello se ha definido una estructura resistiva elevada, de dirección NO-SE, situada al este de Villarrobledo, que coincide con un máximo de las anomalías gravimétricas. Puede por lo tanto afirmarse que la anomalía de gravedad está reflejando la morfología de las rocas densas y resistivas, formando estructuras discontinuas de alineaciones de máximos separados por "valles" o depresiones que no corresponden a un único horizonte litoestratigráfico y que pueden ser cartográficamente representadas por la gravimetría, con mejor precisión que por los métodos eléctricos, tanto por la mayor densidad de información como por la naturaleza de este método geofísico.

Así mismo, se ha podido determinar la posición del Jurásico al este de Villarrobledo mediante las columnas litoestratigráficas de los sondeos Villarro-1 y Villarro-2. Se trata en ambos casos del Lías medio-superior a profundidades de 188 y 217 m respectivamente.

La integración de la información geofísica con las columnas litoestratigráficas de los sondeos permite esbozar la geometría del subsuelo en la Llanura Manchega. Se trata de una cuenca rellena por sedimentos terciarios detríticos y carbonatados de origen continental, en cuyo basamento mesozoico se perciben una elevación del sustrato mesozoico NO-SE, el Umbral de Villarrobledo. Esta estructura, que comprende al Jurásico y Cretácico y divide la cuenca en dos cubetas, la de Villarrobledo al oeste y Minaya al este, tiene una morfología compleja, con una ondulación perpendicular (NE-SO), que le confiere una morfología de tipo silla de montar.

En la zona investigada, y en concreto en el entorno del umbral de Villarrobledo, no se ha detectado la presencia de materiales impermeables triásicos o paleozoicos que interrumpan o dificulten el flujo del agua subterránea a nivel del acuífero Cretácico-Jurásico. De hecho la estructura en bloques elevados y hundidos, limitados por fallas subverticales, permite la conexión hidráulica a nivel del conjunto Cretácico-Jurásico en todo el área investigada. Por ello no se han encontrado compartimentaciones hidráulicas de origen estructural o estratigráfico entre el sector oriental de la UH 04.04 Mancha Occidental y el resto de la unidad hidrogeológica ni entre los sectores oriental y occidental de la masa de agua subterránea 04.005 Rus-Valdelobos.

Además, también se ha detectado la continuidad del basamento cretácico-jurásico de la Llanura Manchega hacia el sur, con el Jurásico del Campo de Montiel, siendo por lo tanto de este dominio del que proceden fundamentalmente las transferencias subterráneas de la Llanura Manchega a través de las formaciones mesozoicas.

En cuanto al acuífero mioceno de la Llanura Manchega, existen facies detríticas gruesas próximas tanto a las estructuras aflorantes mesozoicas como al umbral de Villarrobledo, extendiéndose hacia el centro de las cubetas que delimitan estas estructuras. La conexión hidráulica entre el Mesozoico y el Mioceno se establece precisamente de forma preferente a través de estos niveles, cuando están en contacto lateral. Aunque la presencia de un alto estructural en el mesozoico pueda constituir una heterogeneidad en el seno del acuífero terciario, en ningún caso supone una barrera hidrogeológica.

En cuanto a la divisoria piezométrica Guadiana-Júcar, en este sector carece de condicionantes geológicos, ya que las estructuras encontradas no suponen la ruptura del flujo del agua subterránea. Por ello, la divisoria hidrogeológica responde exclusivamente a motivos hidrodinámicos, es decir, a diferencias de potencial hidráulico a ambos lados de la misma. Los factores condicionantes del potencial hidráulico son similares a los de cualquier otro acuífero, es decir: explotación, tasas de recarga, nivel de base, parámetros hidráulicos de las formaciones. Eso quiere decir que un incremento de las extracciones provocará un desplazamiento de la divisoria de aguas subterráneas. Así, un incremento de los bombeos al este de la divisoria de las aguas subterráneas, movilizaría la divisoria hacia el oeste mientras que la recuperación de niveles produce el efecto contrario, es decir un desplazamiento hacia el este, hasta situarse más próxima a la divisoria de aguas superficiales (Figura 4c). Se considera por lo tanto que el modelo conceptual de la divisoria piezométrica se ajusta a la hipótesis de la figura 3 a.

Por ello, la unidad hidrogeológica UH 04.04 Mancha Occidental, o las masas de agua subterráneas incluidas en ella, deben considerarse como un único sistema tanto a los efectos de gestión como de protección, ya que en el medio subterráneo investigado no existen evidencias que justifiquen comportamientos hidrogeológicos distintos al este u oeste de la divisoria de aguas subterráneas.

Referencias

- Beck A.E. 1981. *Physical principles of exploration methods*. The McMillan P.Ltd., New York, 234 pp.
- Carmichel R.S. 1982a. *Handbook of physical properties of rocks*. CRC press, Boca Raton, FL, U.S.A, vol 1, 404 pp.
- Carmichel R.S. 1982b. *Handbook of physical properties of rocks*. CRC press, Boca Raton, FL, U.S.A, vol 3, 340 pp.
- CHG. 2005. Instalación piezométrica en el extremo oriental U.H. 04.04. Memoria y anejos. Informe inédito. Centro

- de Documentación del Ministerio de Medio Ambiente 02/1.1.09
- Díaz Muñoz, J.A., Martínez Parra, M. and Mejías, M. 2009. Mejora del conocimiento de las masas de agua subterránea de Sierra de Altomira (041.001) y Rus Valdelobos (041.005). Informe inédito. Centro de Documentación del IGME. 64078 SID-IGME documento 17, Madrid, 11 págs.
- Geosoft LTD. 2010. Aplicación OASIS MONTAJ v 7.2.1
- Golden Software Inc. 2009. Surface Mapping System SURFER v 9.1.352.
- Hammer S. 1939. Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics* 4. 184-194.
- IGME. 1977. Mapa geológico de España, escala 1:50 000. Hoja nº 740 Villarrobledo. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria.
- IGME. 1978. Program REGRES para cálculo de anomalías regionales y residuales. Documento interno del Grupo de Geofísica del IGME.
- IGME. 1978b. Mapa geológico de España, escala 1:50 000. Hoja nº 741 Minaya. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria.
- IGME. 1979 a. "Investigación Hidrogeológica de la cuenca alta de los ríos Júcar y Segura". Servicio de Documentación del IGME. Informe 32706 SID-IGME, Madrid, 1 caja (17 vol.).
- IGME. 1979 b. Investigación hidrogeológica de la cuenca alta y media del Guadiana. Informe final (Sistema 19: Sierra de Altomira, Sistema 20: Mancha de Toledo, Sistema 22: Cuenca del río Bullaque, Sistema 23: Llanura Manchega, Sistema 24: Campo de Montiel). Plan Nacional de Investigación en Aguas Subterráneas (PNIAS). Centro de Documentación del IGME. Informe 32019 SID-IGME, Madrid, 1-113 H.
- IGME. 1980. El Sistema hidrogeológico de Albacete (Mancha Oriental). Sus recursos en aguas subterráneas, utilización actual y posibilidades futuras. Informe inédito. Centro de Documentación del IGME. 32715 SID-IGME, Madrid, 71 págs.
- IGME. 1985. Prospección gravimétrica 1:50 000 del Sistema 19 para actualización de la información hidrogeológica infraestructural. Informe inédito. Centro de Documentación del IGME. 40259 SID-IGME, Madrid, 32 págs.
- IGME. 1988a. Trabajos geofísicos complementarios en la Cuenca Alta del río Guadiana, Informe inédito. Centro de Documentación del IGME 40337 del SID-IGME, Madrid, 29 págs.
- IGME. 1988b. Gravimetría estructural a escala 1:50 000 de las hojas 740 (Villarrobledo) y 763 (Sotuelamos). Informe inédito. Centro de Documentación del IGME 40336 SID-IGME, Madrid, 2 Vol.
- IGME. 1988c. Trabajos geofísicos complementarios en la cuenca alta del río Guadiana (Sistemas Acuíferos 19, 23, 24). Informe inédito. Centro de Documentación del IGME. 40337 SID-IGME, Madrid, 29 págs.
- IGME. 1989. Testificación geofísica del sondeo VILLARROBLEDO I. Informe inédito. Centro de Documentación del IGME. 40391 SID-IGME, Madrid, 10 págs.
- IGME. 2008. Programa ESTADILLO para el cálculo de gravimetría. Documento interno del Grupo de Geofísica del IGME.
- IGME. 2010. La estructura geológica e hidrogeológica en el límite oriental de la unidad hidrogeológica 04.04, Mancha Occidental, Demarcación Hidrográfica del Guadiana (parte española). Informe inédito. Centro de Documentación del IGME. Informe 64076 SID-IGME, Madrid, 50 págs.
- IGME. A. Sistema de Información Geofísico. SIGEOF. www.igme.es/internet/sigeof/inicio_spa.html
- IGME. B. Sistema de Información Documental. SID. www.igme.es/internet/sistemas_infor/Sid.htm
- ITGE. 1998. Mapa geológico de España, escala 1:50 000. Hoja nº 716 San Clemente.
- Llamas, M. R. and Rodríguez, M. 1995. Estudio Hidrogeológico para la Delimitación Oriental del acuífero de la Llanura Manchega. Informe inédito.
- Lowrie W. 2007. *Fundamentals of Geophysics*. C.U.P. 381 pp.
- Mejías, M., López Gutiérrez, J. and García Domingo, A. 2007. Características geológicas e hidrogeológicas de la unidad hidrogeológica 04.04, Mancha Occidental. Informe inédito. Centro de Documentación del IGME, Madrid, 18 págs.
- Mejías, M.; De La Losa A. and Jiménez, E. 2010. Informe sobre evolución piezométrica de la unidad hidrogeológica 04.04, Mancha Occidental. Año 2010. Informe inédito. Centro de Documentación del IGME. 64078 SID-IGME, Madrid, 11 págs.
- Mejías Moreno, M., López Gutiérrez, J. and Martínez Cortina, L. 2012. Características hidrogeológicas y evolución piezométrica de la Mancha Occidental. Influencia del periodo húmedo 2009-2011. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (2) 91-108.
- MMA-DGA. 2005. Estudio inicial para la identificación y caracterización de las masas de agua subterránea de las cuencas intercomunitarias. Informe inédito. Centro de Documentación del Ministerio de Medio Ambiente. Clave 320/03. Dirección General del Agua del Ministerio de Medio Ambiente.
- Norma Española UNE 22-611-85 Prospección geofísica terrestre. Método Gravimétrico.
- Plata J.L. 1991. Programa CCT de evaluación de la corrección topográfica en gravimetría. Documento interno del Grupo de Geofísica del IGME. Informe inédito.
- Plata J.L. 2009. Informe de la determinación por geofísica de la morfología del techo de Jurásico. Informe inédito. Centro de Documentación del IGME. 63823 SID-IGME, Madrid, 43 pág.
- Plata J.L. 2010. Ampliación del informe de la determinación por geofísica de la morfología del techo de Jurásico. Informe inédito. Centro de Documentación del IGME. 64075 SID-IGME. Madrid, 50 pág.
- Reynolds J.M. 1997. *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley and Sons New York, 796 pp.
- Schön J.H. 1998. *Physical properties of rocks. Fundamentals and principles of petrophysics*. Peermagon Press, Oxford, 583 pp.
- SGOP. 1995. Sondeos perforados en las obras de Sierra Altomira, piezómetros Guadiana y Campo de Montiel. Informe inédito. Centro de Documentación del Ministerio de Medio Ambiente.
- SGOP. 1996. Sondeos perforados en las obras de Sierra Altomira, piezómetros Guadiana y Campo de Montiel. In-

forme inédito. Centro de Documentación del Ministerio de Medio Ambiente.
Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. and Keys D.A. 1976. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K, 860 pp.

UCM. 1995. Estudio Hidrogeológico para la Delimitación Oriental del acuífero de la Llanura Manchega. Informe inédito. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

Recibido: julio 2013
Revisado: octubre 2013
Aceptado: enero 2013
Publicado: julio 2013