

**INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA SOBRE MASAS DE AGUAS SUBTERRÁNEAS CON PROBLEMAS DE EXPLOTACIÓN EN LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR, PROPUESTA DE USO SOSTENIBLE (ALTO GUADALQUIVIR). 2015-2017. 2ª FASE.**

INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA SOBRE MASAS DE AGUAS SUBTERRÁNEAS CON PROBLEMAS DE EXPLOTACIÓN

**Bedmar-Jódar (Alto Guadalquivir)**

**RECOMENDACIONES PARA LA EXPLOTACIÓN SOSTENIBLE DE LA MASA DE AGUA SUBTERRÁNEA 05.14 BEDMAR-JÓDAR**

**TOMO XII**

**NOVIEMBRE 2016**

## ÍNDICE

1. RESUMEN
2. ANTECEDENTES
3. DESCRIPCIÓN DE LA MASA DE AGUA SUBTERRÁNEA 05.14 BEDMAR-JÓDAR
4. METODOLOGÍA
  - 4.1 METEOROLOGÍA
    - 4.1.1 Precipitación
    - 4.1.2 Temperatura
  - 4.2 CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA DEL ACUÍFERO
    - 4.2.1 Características estructurales
    - 4.2.2 Geofísica
    - 4.2.3 Cálculo de porosidades
  - 4.3 EVALUACIÓN DE PARÁMETROS HIDRÁULICOS
    - 4.3.1 Caracterización de la porosidad y la permeabilidad de la matriz
    - 4.3.2 Evaluación de parámetros hidráulicos mediante ensayos de bombeo
  - 4.4 PIEZOMETRIA
  - 4.5 HIDROQUÍMICA E ISÓTOPOS AMBIENTALES
  - 4.6 BALANCE HÍDRICO DE LA MASA DE AGUA SUBTERRÁNEA
    - 4.6.1 Método APLIS modificado (v.2)
    - 4.6.2 Balance de agua en el suelo
  - 4.7 EXPLOTACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA
5. RESULTADOS
  - 5.1 METEOROLOGÍA
    - 5.1.1 Precipitación
    - 5.1.2 Temperatura
    - 5.1.3 Evapotranspiración potencial
    - 5.1.4 Lluvia útil y evapotranspiración real
  - 5.2 CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA DEL ACUÍFERO
    - 5.2.1 Geofísica
    - 5.2.2 Cálculo de porosidades
  - 5.3 EVALUACIÓN DE PARÁMETROS HIDRÁULICOS
  - 5.4 PIEZOMETRÍA
    - 5.4.1 Datos mensuales
    - 5.4.2 Datos horarios
  - 5.5 HIDROQUÍMICA E ISÓTOPOS AMBIENTALES
    - 5.5.1 Características físico químicas del agua subterránea
    - 5.5.2 Características del contenido en isótopos estables del agua subterránea
  - 5.6 BALANCE HÍDRICO DE LA MASA DE AGUA SUBTERRÁNEA
    - 5.6.1 APLIS
    - 5.6.2 Balance del agua en el suelo
  - 5.7 EXPLOTACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA
    - 5.7.1 Abastecimiento
    - 5.7.2 Agricultura e industria
    - 5.7.3 Grado de explotación existente en relación con los recursos
6. BALANCE DEL AGUA EN EL ACUÍFERO
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
8. REFERENCIAS

## AUTORES

Antonio González Ramón  
Sergio Martos Rosillo  
Ana Ruiz Constan  
Antonio Pedrera Parias  
Concepción Fernández Leyva  
Elena Mancera Molero

Colaboradores Universidad de Granada:  
Jesus Galindo Zaldívar  
Manuel Martínez Martos

## 1 RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados de un estudio de investigación hidrogeológica llevado a cabo por el Instituto Geológico y Minero de España en el acuífero calcáreo de Bedmar-Jódar. Este acuífero situado entre las localidades de Bedmar y Jódar, provincia de Jaén, en las proximidades de la cabecera del Guadalquivir, constituye un claro ejemplo de acuífero sometido a explotación intensiva del agua subterránea. El nivel piezométrico actual se sitúa unos 80 m por debajo del que presentaba a finales de los años setenta del siglo anterior, cuando el acuífero funcionaba en régimen natural, habiendo desaparecido todas las surgencias naturales y los ecosistemas asociados a esa descarga. Por otro lado, la calidad del agua empieza a presentar síntomas evidentes de mezcla con otras aguas de peor calidad, que provienen de los materiales acuitardos que delimitan a los materiales acuíferos.

La ausencia de estudios hidrogeológicos previos al inicio de la explotación de este acuífero, que comienza en el último cuarto del siglo anterior, dificulta y encarece de forma evidente su investigación. Para mejorar su conocimiento hidrogeológico se han llevado a cabo distintas líneas de trabajo. De este modo se ha realizado una nueva evaluación de la recarga del sistema, mediante el método APLIS y el método de Balance de Agua en el Suelo. Para su aplicación ha sido necesario realizar, entre otros aspectos, un importante trabajo de procesado y tratamiento de datos meteorológicos, que ha permitido conocer la lluvia y la evapotranspiración potencial diaria. Se ha hecho una notable mejora en el conocimiento de la estructura geológica del acuífero. Este avance ha requerido de varias campañas de reconocimiento geológico, que se han combinado con dos campañas de prospección geofísica, en las que se emplearon las técnicas de gravimetría y prospección audiomagnetotelúrica. En efecto, se han realizado lecturas en más de un centenar de estaciones gravimétricas así como dos perfiles, con un total de 14 sondeos audiomagnetotelúricos, ortogonales a la dirección de las principales estructuras geológicas. Asimismo, se han evaluado las propiedades hidráulicas de la matriz de las rocas que constituyen el acuífero, información que ha sido procesada con la procedente de los ensayos de bombeo previos. Por otro lado, se han instalado 3 sensores de control piezométrico, que han proporcionado unos resultados muy interesantes y cuya información ha sido procesada junto con los datos piezométricos recopilados históricamente, tanto por la CHG, como por el IGME. En este proyecto también se incorporan los resultados de una campaña de muestreo y análisis de las propiedades físico-químicas e isotópicas de las aguas subterráneas del acuífero. Finalmente, se ha realizado un ensayo de balance hídrico del sistema y se proponen una serie de recomendaciones para su mejor gestión.

El análisis de la información geológica, geofísica, hidrometeorológica, hidrodinámica (piezometría, ensayos de permeabilidad), hidroquímica e isotópica, generada con motivo de esta investigación, ha permitido concluir la conexión hidrogeológica entre los distintos afloramientos carbonáticos que forman la MASb. Es decir, los afloramientos de La Serrezuela y La Golondrina están conectados en profundidad, mediante una zona saturada común.

El balance hídrico que se presenta en este informe, en el que se ha hecho un especial énfasis en una precisa evaluación de la recarga, indica que el sistema está prácticamente en equilibrio; la recarga media del acuífero y la explotación son parecidas. Sin embargo, los datos de la evolución piezométrica del acuífero y sus propiedades hidráulicas indican que el sistema está sometido a un régimen de bombeos superior a su recarga media. En la actualidad, el nivel piezométrico está 80 m por debajo de su situación en régimen natural y presenta tramos con tendencias descendentes, con un ritmo de 5 m/año, que solo se recuperan parcialmente en los periodos húmedos. Además, la información hidroquímica e isotópica generada sugiere que a partir de cierta cota piezométrica comienzan a producirse mezclas con aguas de peor calidad en relación con los materiales acuitardos que delimitan al acuífero.

De lo anterior, se deduce la necesidad de afrontar trabajos que permitan determinar qué sondeos están explotando más recursos de los concedidos y actuar en consecuencia. Asimismo, sería conveniente seguir controlando la red piezométrica y de calidad utilizada en este trabajo. De este acuífero se abastece la población de Jódar, y en situaciones de emergencia la de Bedmar.

Por último, se quiere subrayar que el carácter cerrado al flujo subterráneo de la estructura de este acuífero y las buenas propiedades hidráulicas de los materiales que lo constituyen permitirían hacer una recarga artificial que saturase el volumen de reservas drenado durante los últimos 35 años. Una pequeña mejora del conocimiento de la estructura y la evaluación de los parámetros hidráulicos del acuífero mediante nuevas pruebas de bombeo permitirían modelizar el flujo y optimizar el proceso de llenado del acuífero. Se pasaría de este modo de tener un acuífero sobreexplotado a disponer de un reservorio de agua de buena calidad que garantizaría el abastecimiento a las poblaciones de Bedmar y Jódar, incluso en situaciones de sequía extrema.

## 2 ANTECEDENTES

Los trabajos para la caracterización del estado de explotación del acuífero de Bedmar-Jódar se enmarcan en el Convenio de Colaboración entre la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir y el IGME (periodo 2012-2015). El acuífero investigado está incluido en la Masa de Agua Subterránea 05.14. (PHG, 2013) del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir.

Los principales puntos de surgencia de este acuífero permanecen secos desde finales de los años 70 del pasado siglo; además, la piezometría presenta una clara tendencia descendente durante el periodo 1998 – 2010, con un descenso acumulado del nivel de 107 m en el periodo de 1968 a 2009. Estos aspectos han dado lugar a que la Masa de Agua Subterránea Bedmar-Jódar (05.14) se encuentre clasificada como en mal estado cuantitativo, a efectos de lo estipulado en las normas del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG, 2013).

La información piezométrica previa al inicio de la explotación del acuífero es escasa. Se sabe que existían numerosas descargas difusas en el núcleo de Jódar, lo que se ha denominado como “Fuentes públicas de Jódar”, a cotas en torno a 650 m (Peinado-Parra et al., 1989; González-Hernando y González-Ramón, 2002). En Bedmar, se conocen al menos dos zonas de descarga principales formadas por el manantial de Carratraca (203620009), situado a una cota de 670 m, y más al sur la galería-manantial del cortijo de Mahoma (203820011), con una cota similar. El primero presentaba un caudal en torno a 10 l/s y el segundo de unos 5 l/s, ambos funcionaron al menos hasta 1977. Al norte del afloramiento de la Serrezuela, se localiza el único manantial de importancia que no se ha visto afectado por las extracciones de agua subterránea: la Fuente de Garcíez (203760012), situada a una cota en torno a 630 m y con caudales medios de descarga de entre 5 y 10 l/s. En el afloramiento de La Golondrina solo se conoce la existencia de un manantial de importancia, la Fuente Vieja (203830002) (697 m s.n.m), sin referencias fiables de caudal, que se secó en la misma época que los manantiales de la Serrezuela para nunca más volver a surgir.

Entre junio y noviembre de 1963 el Instituto Nacional de Colonización (INC) construyó el primer sondeo en el acuífero (sondeo Serrezuela), para ser utilizado en el abastecimiento a la ciudad de Jódar. Actualmente, este sondeo continúa siendo el punto principal de abastecimiento a este núcleo urbano. En el momento de su construcción, el nivel piezométrico se situó a 695 m s.n.m., cota de referencia del nivel previa al inicio de la explotación del acuífero. A finales de 1978 se construyó el sondeo de abastecimiento a Bedmar (sondeo Cuesta Negra), que presentó el nivel piezométrico a la cota 695 m, la misma que el sondeo Serrezuela.

Existe también alguna información de la situación piezométrica a finales de los años 70 y comienzos de los 80 del pasado siglo (Peinado Parra et al., 1989). En 1983, el nivel piezométrico del acuífero presentaba descensos acumulados de unos 7 m, respecto a los medidos en los años 60 y 70; en 1987 el descenso acumulado era de 10 m. La Confederación Hidrográfica del Guadalquivir comenzó a controlar el nivel, con periodicidad mensual, en 1995, tras la construcción del piezómetro 05.14.01 (203820022) (sondeo Bedmar I) y en 2002 se iniciaron las medidas en un segundo piezómetro, el 05.14.02 (203820024) (sondeo Jódar I). Actualmente el nivel se sitúa a unos 90 m por debajo del nivel de referencia, con un mínimo que se alcanzó en el año 2009 de 107 m.

En publicaciones anteriores se planteó la posibilidad de la existencia o no de conexión hidrogeológica entre los afloramientos de la Serrezuela y La Golondrina (CHG-ITGE, 1993; ITGE-DPJ, 1997). El hecho de una similitud notable en las cotas del nivel piezométrico en los sondeos de Jódar y Bedmar y el manantial de Fuente Vieja sugiere la existencia de esta relación.

Ya en el informe realizado por el IGME y la Universidad de Granada (IGME-Univ. de Granada, 1983), se puso de manifiesto las importantes afecciones a los manantiales producidas por la explotación de aguas subterráneas para abastecimiento y regadío de olivar. La situación se agravó en los años inmediatamente posteriores por la puesta en explotación de otros sondeos en el borde occidental del acuífero, en el término municipal de Bedmar. Conscientes de esta situación, los propios usuarios limitaron las explotaciones, para tratar de paliar los descensos continuados en el nivel piezométrico que se estaban detectando. En 1988, el IGME realizó un informe para evaluar el estado de explotación del acuífero, en el que se concluía que tras las limitaciones en la explotación llevadas a cabo por los usuarios se había llegado a una situación de aparente equilibrio. Los resultados de este trabajo fueron publicados en Peinado et al. (1989). Sin embargo, en los años siguientes, la explotación para regadío de olivar que se centraba en el afloramiento principal fue totalmente abandonada.

En 1993, el IGME en colaboración con la CHG realizó una propuesta de normas de explotación para esta masa de agua subterránea en la que se recomendaba que en el afloramiento principal solo se permitiesen captaciones para abastecimiento urbano, y en el de la Golondrina solo captaciones con concesiones inferiores a 7000 m<sup>3</sup> anuales (CHG-IGME, 1993). Esta propuesta fue revisada por la CHG y modificada ligeramente de tal forma que se incluía también el afloramiento de la Golondrina como zona de uso urbano exclusivo (CHG, 1995). Esta última normativa fue incluida en el Plan Hidrológico del Guadalquivir de julio de 1995. La revisión de la normativa realizada en 2001 mantuvo estas mismas restricciones (CHG-IGME, 2001).

La explotación para abastecimiento en el acuífero no ha variado sustancialmente a lo largo de los años, y se ha situado en torno a 1 hm<sup>3</sup>. Sin embargo, la explotación para regadío se incrementó notablemente entre los años 1999 y 2002 como consecuencia de la otorgación de varias concesiones para regadío en sondeos ubicados en el afloramiento de La Golondrina. Esto ocasionó un desequilibrio en el acuífero traducido en descensos piezométricos que además fueron agravados por varios años con precipitaciones por debajo de la media entre los años 2004 y 2010. La consecuencia fue un descenso acumulado adicional en el nivel piezométrico de unos 40 m entre los años 2002 y 2010.

Las tendencias registradas en la piezometría y el vaciado de una parte importante del espesor saturado del acuífero ponen en riesgo la situación de los abastecimientos asociados, en especial el suministro de agua potable a Jódar (12.155 habitantes), dependiente por completo de los recursos captados en el acuífero. Mediante este informe se pretenden estudiar las causas que han provocado este descenso continuado del nivel piezométrico, evaluar la situación actual de las explotaciones, valorar su posible evolución en el futuro y proponer soluciones que permitan la recuperación o, en su caso, la sostenibilidad de la explotación del acuífero a largo plazo.

### 3 DESCRIPCIÓN DE LA MASA DE AGUA SUBTERRÁNEA 05.14 BEDMAR-JÓDAR

El acuífero se ubica en la margen derecha del río Bedmar, entre las localidades Bedmar y Jódar, en la Cuenca Alta del Guadalquivir (figura 1). La población de estos municipios, según la Revisión del Padrón municipal, es de 3.051 habitantes en Bedmar y Garcéz y de 12.117 (INE, 2012) en Jódar, por lo que la población total es de 15.168 habitantes. Las hojas del Mapa Topográfico Nacional (1:50.000) en las que se encuentra son la 927 (20-37) de Baeza y la 948 (20-38) de Torres.

La MASb está formada por dos afloramientos de carbonatos aislados en superficie por margas miocenas, que conforman las serrezuelas de Bedmar y Jódar, el de mayor tamaño (la Serrezuela), y la Golondrina, el más pequeño. En su conjunto presentan una superficie de afloramientos permeables próxima a 17 km<sup>2</sup> (figura 1). Se trata de un acuífero kárstico constituido por calizas y dolomías del Cretácico, con potencias del orden de 600-700 m, que pueden aparecer localmente recubiertas por calizas algales del Mioceno medio, en las que se definen espesores inferiores a 100 m. Las calizas algales se encuentran orlando los afloramientos cretácicos, en casi todo el perímetro del relieve de la Serrezuela. El muro está definido por margas, arcillas y areniscas calcáreas del Cretácico inferior. Lateralmente el acuífero se enfrenta a materiales acuitardos del Mioceno medio y a materiales de origen triásico, incluidos en el conjunto Olistostrómico del Guadalquivir o Complejo Caótico Subbético, que también constituye el substrato general de la serie cretácica. La geometría consiste en una sucesión de pliegues apretados y vergentes al NNO, de tal forma que los núcleos anticlinales se localizan en los relieves más elevados de la Serrezuela y de La Golondrina.

Previo al inicio de la explotación del acuífero se sabe que existían numerosas descargas difusas en el núcleo de Jódar, denominadas como "Fuentes públicas de Jódar", a cotas en torno a 650 m s.n.m. En Bedmar, se conocen dos zonas de descarga principales, formadas por la fuente de Carratraca (670 m s.n.m.) (203820009) y más al S la fuente del cortijo de Mahoma (203820011), con una cota similar. La primera presentaba un caudal en torno a 10 l/s y la segunda de unos 5 l/s, ambas funcionaron al menos hasta 1977. Al N del afloramiento de la Serrezuela se localiza el único manantial de importancia que no se ha visto afectado por las extracciones de agua subterránea: la Fuente de Garcéz (203760012), situada a una cota en torno a 630 m y con caudales medios de descarga de entre 5 y 10 l/s. En el afloramiento de La Golondrina solo se conoce la existencia de un manantial significativo, la Fuente Vieja (697 m s.n.m) (203830002) de la que se desconoce su caudal. Se secó en la misma época que los manantiales de la Serrezuela, para nunca más volver a surgir.

En la Serrezuela las extracciones de agua subterránea se producen en los sondeos de abastecimiento a Jódar actualmente en funcionamiento, sondeos Serrezuela (203760001) y El Portillo (203820036), el sondeo de apoyo al abastecimiento a Bedmar, sondeo Cuevas Negras (203820027), y el sondeo de servicio de las canteras de la Lancha (203820029). En la Golondrina las extracciones son mayoritariamente destinadas para regadío de olivar, con el sondeo de Fuente Vieja (203820027), los dos sondeos de la Comunidad de Regantes de la Tosquilla (203820034 y 203830015) y otros menores.



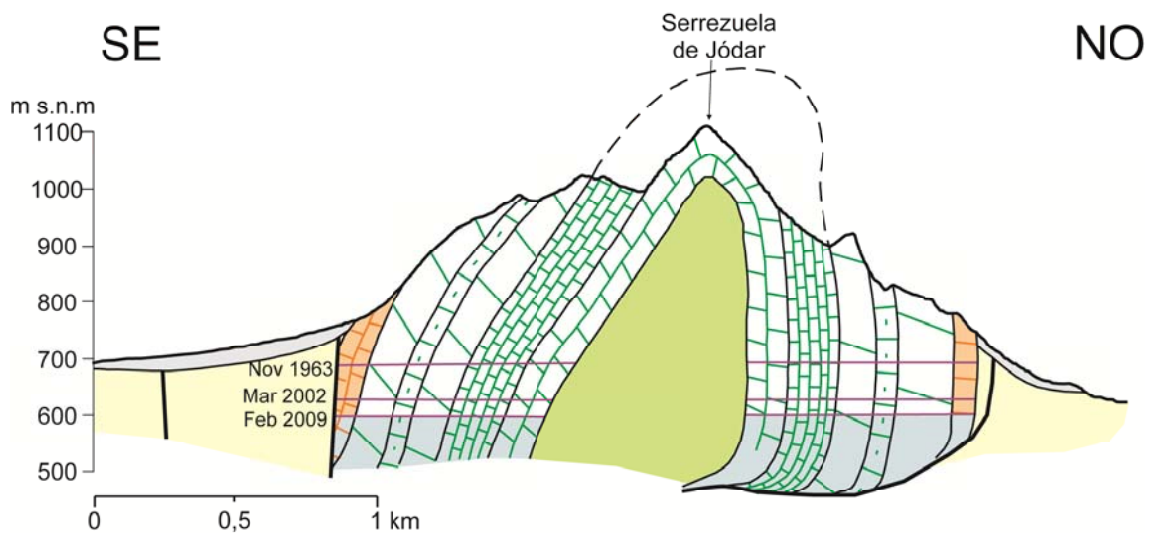
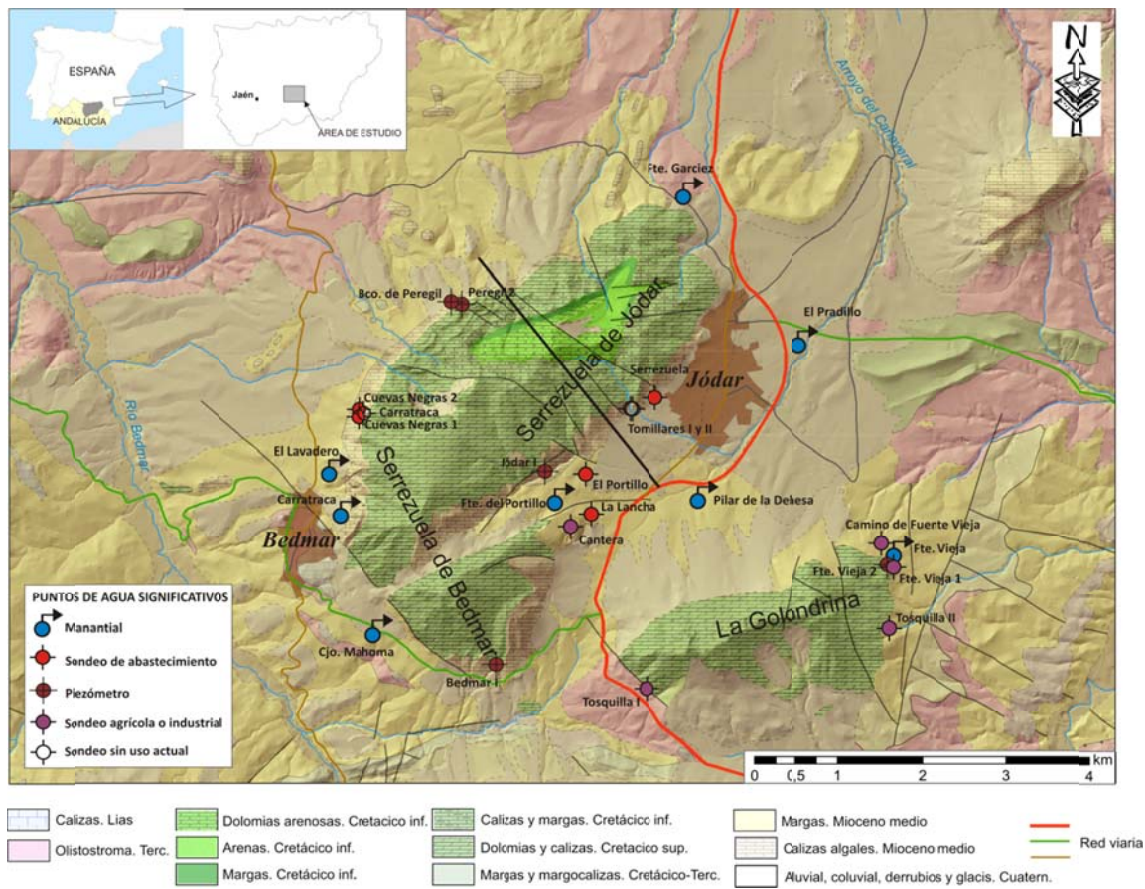


Figura 1. Superior: Mapa hidrogeológico de la MASb 05.14 Bedmar-Jódar, la línea gruesa negra indica la situación del corte de la figura inferior.

Nº IGME	Código CHG	Denominación	Núcleo de Población	Naturaleza	Uso	Prof. (m)	CoordX	CoordY	CoordZ	Observaciones
203760001	05.14.11	Serrezuela	Jódar	Sondeo	Abast.	205	468056	4187864	735	bombea unos 50 l/s
203760002		Tomillares 2		Sondeo	Sin uso	77.3	467824	4187800	750	
203760012		Fte Garcéz		Manantial	Regadío		468395	4190423	629	Q=3-10 L/s
203760017	05.14.04	Bco. del Perejil		Piezómetro		206	465598	4189181	705	
203760018		Perejil 2		Piezómetro		164	465717	4189116	714	
203760021		Carratraca II		Sondeo	Sin uso	120	464327	4187784	706	
203760022		Tomillares	Jódar	Sondeo	Sin uso	200	467812	4187792	750	
203760024		Jódar IV o Serrezuela2	Jódar	Sondeo	Sin uso	240	468049	4187891	741	
203760025		Jódar III	Jódar	Sondeo	Sin uso	200	468113	4187788	722	
203820009		Carratraca		Manantial			464071	4186761	674	Seca por afecciones de sondeos
203820011		Cjo. Mahoma		Galería			464423	4184899	676	Seca por afecciones de sondeos
203820013		El Lavadero		Galería			463899	4186918	651	Seca por afecciones de sondeos
203820014		Cuevas Negras I	Bedmar	Sondeo	Sin uso		464329	4187783	707	
203820022	05.14.01	Bedmar I		Piezómetro		289	466084	4184606	775	
203820024	05.14.02	Jódar I		Piezómetro		280	466714	4187002	810	Abandonado por rotura de revestimiento
203820027		Cuevas Negras II	Bedmar y Garcéz	Sondeo	Abast.	120	464337	4187772	707	
203820034		sondeo CR Tosquilla 1		Sondeo	Regadío	330	467991	4184263	833	
203830002		Fuente Vieja		Manantial			471120	4185913	697	Seca por afecciones de sondeos
203830013		Sondeo Fuente Vieja 2	Jódar	Sondeo	Regadío	200	471081	4185860	703	Se construyó en 2007-2008. Q=30 L/s
203820036		El Portillo	Jódar	Sondeo	Abast.	220	467228	4187006	753	bombea 30 l/s esporádicamente
203820037		La Lancha		Sondeo		240	467382	4186447	756	sin uso actualmente
203830012		Sondeo Fte Vieja 1		Piezómetro		140	471068	4185865	706	
203820020		Pilar de la Dehesa		Manantial	Regadío		468751	4186729	680	Q=2-3 L/s el 27/6/13
203830014		Sondeo regadío camino Fte Vieja		Sondeo	Regadío		471065	4186044	695	
203820035		Fuente del Portillo		Manantial	Regadío		466864	4186650	834	Q=0,1 L/s
203830015		sondeo CR Tosquilla 2		Sondeo	Regadío		471140	4184984	732	
203820029		Sondeo de la Cantera		Sondeo	Industria		467344	4186288	769	

Tabla 1. Puntos de agua significativos de la MASb 05.14 Bedmar-Jódar

## 4. METODOLOGÍA

### 4.1 METEOROLOGÍA

#### 4.1.1 Precipitación

En el área investigada existen 21 estaciones meteorológicas, de las que 18 pertenecen a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y 3 son estaciones agroclimáticas pertenecientes a la Junta de Andalucía. En todas las estaciones disponibles se realiza una medida diaria de precipitación. En la Tabla 3 se resumen los datos de las estaciones consideradas (código, denominación, coordenadas, cota, periodo de registro y años completos), mientras que en la Figura 2 se representa su situación.

La distribución espacial de los observatorios es relativamente uniforme y el rango altitudinal está comprendido entre 310 m s.n.m. (observatorio Pantano de Pedro Marín) y 1030 m s.n.m. (observatorio Torres ICONA (CHG)). La duración y calidad de las series de datos pluviométricos y el año en que comienzan sus registros son muy heterogéneas, de tal forma que hay estaciones con periodos de datos diarios que abarcan 61 años junto a otras con sólo 3 años. La elección del periodo de análisis se ha realizado mediante la comparación temporal de los datos disponibles. A partir de la misma, se ha elegido el periodo de análisis comprendido entre 1 de enero de 1991 y el 31 de diciembre de 2012. Consiste en un periodo de 21 años, que abarca la suficiente variabilidad meteorológica para la obtención de información representativa y en el que es posible completar las series de datos ausentes con un número de estaciones.

Además de establecer el periodo de análisis, se han elegido las estaciones más idóneas, en cuanto a proximidad a la zona de estudio y a la información meteorológica existente. De esta forma, el cálculo de los valores medios anuales y el análisis de la evolución temporal de la pluviometría se han



realizado con la información pluviométrica correspondiente a las estaciones de Jimena (5163) y la serie generada mediante la agrupación de los datos de precipitación diaria de los observatorios IGN 5154A (Jódar) y la estación agroclimática de la Junta de Andalucía nº 103 (Jódar).

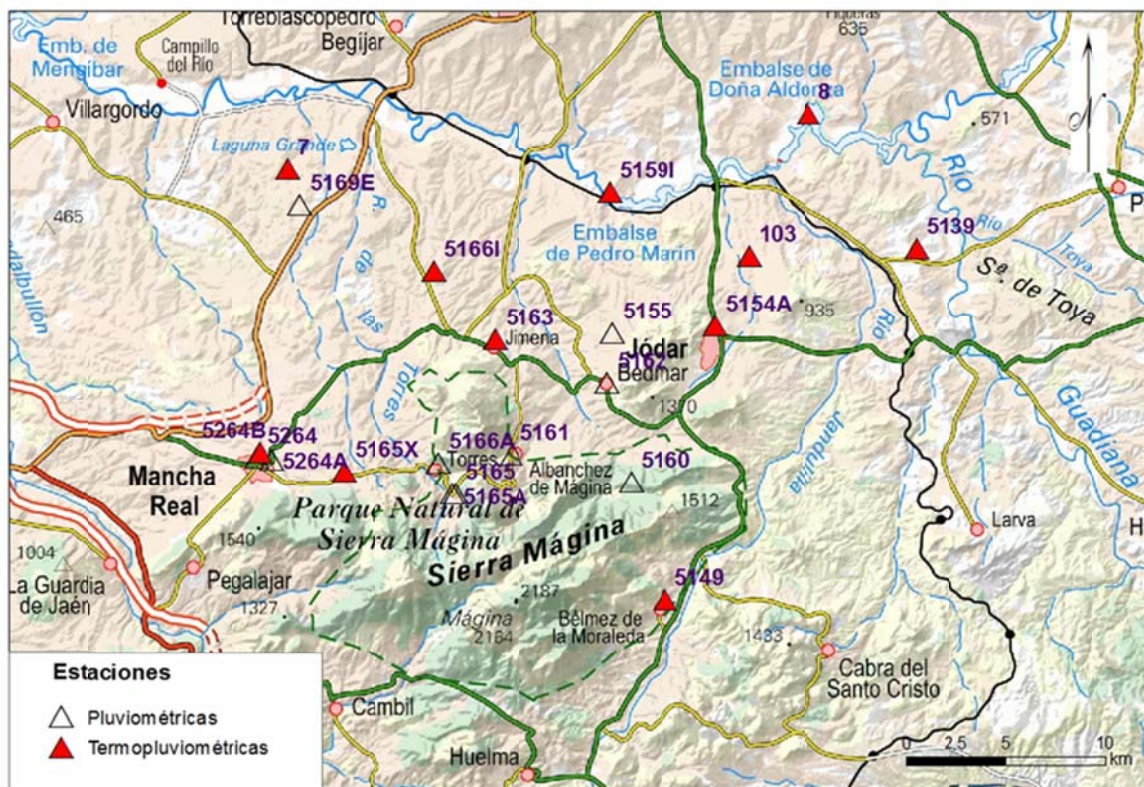


Figura 2. Situación estaciones meteorológicas.

Analizadas y seleccionadas las series disponibles de datos diarios de precipitación, y definido el periodo a tratar, se procedió a realizar el contraste, la corrección, el completado y la restitución de la información pluviométrica. Estos cálculos se han llevado a cabo mediante la aplicación TRASERO 2.1.0 (Padilla y Delgado, 2011). El completado se realizó mediante regresión lineal. Mediante la agrupación de los datos diarios, se han generado las series de datos anuales de las estaciones escogidas

Código Estación	Denominación	Cota (m s.n.m)	Periodo de registro	Nº de años completos	X (UTM)	Y (UTM)	Fuente
7	MANCHA REAL	436	2000-2012	8	447686	4196913	JUNTA DE ANDALUCIA
8	ÚBEDA	358	2000-2012	8	473694	4199725	JUNTA DE ANDALUCIA
<b>103</b>	<b>JÓDAR</b>	<b>488</b>	<b>2006-2012</b>	<b>0</b>	<b>470716</b>	<b>4192610</b>	<b>JUNTA DE ANDALUCIA</b>
5139	ÚBEDA (PROPIOS DEL GUADIANA)	420	1965-1990	24	479065	4192967	AEMET
5149	BELMEZ DE LA MORALEDA (CHG)	887	1952-2009	35	466536	4175441	AEMET
<b>5154A</b>	<b>JÓDAR</b>	<b>660</b>	<b>1952-2000</b>	<b>28</b>	<b>469035</b>	<b>4189115</b>	<b>AEMET</b>
5155	BEDMAR Y GARCIEZ-LA MATILLA	640	1952-1984	24	463901	4188705	AEMET
5159I	PANTANO DE PEDRO MARÍN	310	1973-1998	17	463761	4195763	AEMET
5160	BEDMAR Y GARCIEZ (VALLE DE BEDMAR)	920	1951-1988	27	464847	4181304	AEMET
5161	ALBANCHEZ DE ÚBEDA	865	1954-2002	29	458861	4182718	AEMET
5162	BEDMAR Y GARCIEZ (BEDMAR)	683	1953-1984	19	463646	4186240	AEMET
<b>5163</b>	<b>JIMENA</b>	<b>590</b>	<b>1950-2011</b>	<b>55</b>	<b>458034</b>	<b>4188424</b>	<b>AEMET</b>
5165	TORRES ICONA (CHG)	1030	1968-2010	26	456037	4180730	AEMET
5165A	TORRES TIO HARO	1000	1968-1997	3	455915	4180730	AEMET
5165X	TORRES (AUTOMÁTICA THIES)	910	2008-2011	1	450515	4181840	AEMET
5166A	TORRES	885	1978-2010	28	455189	4182275	AEMET
5166I	BAEZA (LAS ESCUELAS)	535	1989-1993	1	454997	4191831	AEMET
5169E	MANCHA REAL BANDERAS	420	1969-2010	25	448299	4195106	AEMET
5264	MANCHA REAL (C.DE A.)	753	1951-1999	30	446189	4182545	AEMET
5264A	MANCHA REAL VIVEROS	795	1957-1988	16	446922	4182417	AEMET
5264B	MANCHA REAL SEA	765	1967-1996	23	446338	4182790	AEMET

Tabla 2. Características principales de las estaciones pluviométricas utilizadas. En negrita se resaltan las estaciones seleccionadas.

#### 4.1.2 Temperatura

En el área estudiada, las estaciones meteorológicas en las que se disponen de datos de temperatura del aire son escasas y, además, los datos registrados de temperaturas son reducidos en el periodo escogido (01/01/1991 a 31/12/2012). En la Tabla 3 se resumen los datos de cada estación (código, denominación, coordenadas, cota, periodo de registro y años completos), mientras que la situación de éstas puede observarse en la Figura 2.

La selección de las estaciones consideradas se ha basado en el análisis de la información disponible. Ninguna de las estaciones abarca un periodo suficiente para la obtención de información coherente, por lo que se ha utilizado la agrupación de los datos térmicos de la estación Jódar (5154A),

correspondiente a la AEMET y la de los datos de la estación agroclimática de Jódar (103). El método utilizado para completar la serie de esta estación unificada ha sido la duplicación del año medio para el periodo del 2/10/2002 al 5/4/2006, en donde hay una ausencia de datos. El completado para lagunas menores a dos meses se ha hecho con los datos del año consecutivo, en el mismo periodo de tiempo.

Código Estación	Denominación	Cota (m.s.n.m)	Periodo de registro	Nº de años completos	X (UTM)	Y (UTM)	Fuente
7	MANCHA REAL	436	2000-2012	8	447686	4196913	JUNTA DE ANDALUCIA
8	ÚBEDA	358	2000-2012	8	473694	4199725	JUNTA DE ANDALUCIA
<b>103</b>	<b>JÓDAR</b>	<b>488</b>	<b>2006-2012</b>	<b>0</b>	<b>470716</b>	<b>4192610</b>	<b>JUNTA DE ANDALUCIA</b>
5139	UBEDA (PROPIOS DEL GUADIANA)	420	1965-1990	24	479065	4192967	AEMET
5152	UBEDA SERRANO	400	1968-1982	13	474671	4193904	AEMET
5154	JODAR (C.DE A.)	627	1953-1983	6	468789	4188685	AEMET
<b>5154A</b>	<b>JÓDAR</b>	<b>660</b>	<b>1952-2000</b>	<b>28</b>	<b>469035</b>	<b>4189115</b>	<b>AEMET</b>
5159I	PANTANO DE PEDRO MARIN	310	1973-1998	17	463761	4195763	AEMET
5163	JIMENA	590	1950-2011	55	458034	4188424	AEMET
5165X	TORRES (AUTOMÁTICA THIES)	910	2008-2011	1	450515	4181840	AEMET
5166I	BAEZA (LAS ESCUELAS)	535	1989-1993	1	454997	4191831	AEMET
5264B	MANCHA REAL SEA	765	1967-1996	23	446338	4182790	AEMET

Tabla 3. Estaciones termométricas utilizadas. En negrita se resaltan las estaciones elegidas.

#### 4.1.3 Evapotranspiración potencial

La estimación de la evapotranspiración de referencia o potencial (ET<sub>0</sub>) se ha calculado con la expresión de Hargreaves (1994), con datos de temperatura máxima y mínima diaria la estación de Jódar. Se ha utilizado el código TRASERO 2.1.0 (Padilla y Delgado, 2011), desarrollado por el departamento del Ciclo Hídrico de la Excma. Diputación de Alicante, aplicando un valor del coeficiente KT de 0,15.

#### 4.1.4 Lluvia Útil y evapotranspiración real

Se ha realizado el balance de agua en el suelo en acuífero de Bedmar-Jódar con el modelo propuesto por Thornwaite y y Mather (1955), aplicado a los datos meteorológicos de los observatorios de Jimena y Jódar. Se han realizado distintos balances tomando una amplia gama de diferentes valores de reserva útil (RU) o capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS): 10, 20, 30, 40, 60, 80 y 100 mm.

### 4.2 CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA DEL ACUÍFERO

#### 4.2.1 Características estructurales

Las sierras de Bedmar y de La Golondrina (Fig. 3) están formadas por dos anticlinales vergentes al N-NNO cuya traza axial puede seguirse unos 6 km en el caso de la sierra de Bedmar y unos 3 Km en el de La Golondrina (Sanz de Galdeano et al., 2013). El flanco norte de dichas sierras es prácticamente vertical, llegando a invertirse la secuencia estratigráfica en algunos sectores.

En estas sierras afloran materiales prebéticos del Cretácico inferior, fundamentalmente calizas, calcarenitas y margas, con algunas intercalaciones de arenas, y dolomías arenosas (Álvaro López et al., 1992; Molina et al., 2012;). Hacia la parte alta de la secuencia, afloran dolomías del Cretácico superior. Todo el conjunto tiene un espesor aproximado de unos 700 m, aunque es difícil de determinar debido a su dolomitización. Sobre estas rocas se depositaron calizas blancas con algas del Mioceno medio con una potencia de varias decenas de metros (Roldán García et al., 1992).

Por encima de esta secuencia existen dos unidades de mezcla. Una de ellas, de edad Langhiense-Serravalliense, y situada en una posición más interna, tiene un origen fundamentalmente tectónico relacionado con el emplazamiento de las zonas externas. La unidad de mezcla más reciente (Serravalliense-Tortonense), está situada en una posición más frontal y su origen es sedimentario, con resedimentación de los materiales previos.

En la Sierra de Bedmar, el flanco N de la antifforma está deformado por fallas menores de salto en dirección dextro, subverticales y de dirección NO-SE. La terminación SO del pliegue está constituida por una falla subvertical de dirección NO-SE (García-Tortosa et al., 2008) en la que se observan varios juegos de estrías: uno subhorizontal que indica movimiento sinistro y otro posterior, en buzamiento, que indica hundimiento del bloque occidental. El salto mínimo de la falla es del orden de 400 m (Sanz de Galdeano et al., 2013). Al igual que la Sierra de Bedmar, el borde SO de la Sierra de la Golondrina también está delimitado por una falla subvertical de dirección NO-SE e idéntica cinemática.



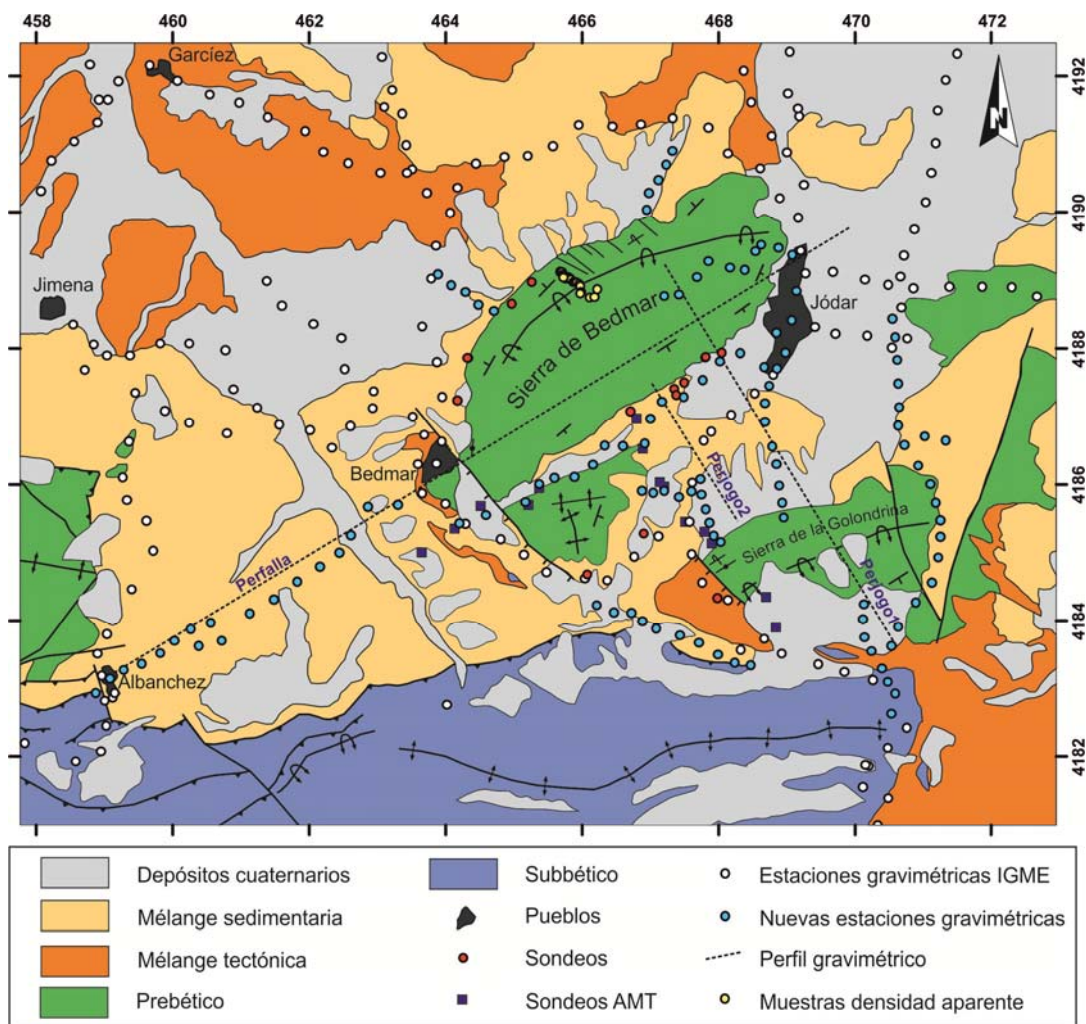


Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio. Se señala la posición de los diferentes datos geofísicos, sondeos y muestras.

#### 4.2.2 Datos Geofísicos

Durante la realización de este trabajo se han adquirido más de un centenar de estaciones gravimétricas en el entorno de las sierras de Bedmar y La Golondrina. Así mismo, se han realizado 14 sondeos audiomagnetotelúricos distribuidos en dos perfiles perpendiculares a las principales estructuras geológicas.

##### A) Gravimetría

###### a. Fundamentos del método

La gravimetría es una técnica de prospección geofísica que permite detectar anomalías de aceleración de la gravedad debidas a la diferencia de densidad de las rocas. Dichas anomalías se determinan a partir de la diferencia entre el valor real ( $g_{obs}$ ) de aceleración medido en un punto y su valor teórico ( $g_0$ ). Para ello, es necesario realizar diversas correcciones a los valores medidos

(corrección de mareas, de deriva instrumental, de aire libre, de Bouguer, topográfica) para determinar la diferencia de densidad de un cuerpo con el material que le rodea.

#### b. Equipos

Se han realizado un total de 116 estaciones de medida gravimétricas a lo largo de las principales carreteras y caminos. Así mismo, se han adquirido medidas complementarias distribuidas por toda el área de estudio que mejoran la cobertura de los mapas de anomalía realizados. Estos datos se han combinado con los ya existentes en la base de datos gravimétricos de Topolberia (Ayala, 2013).

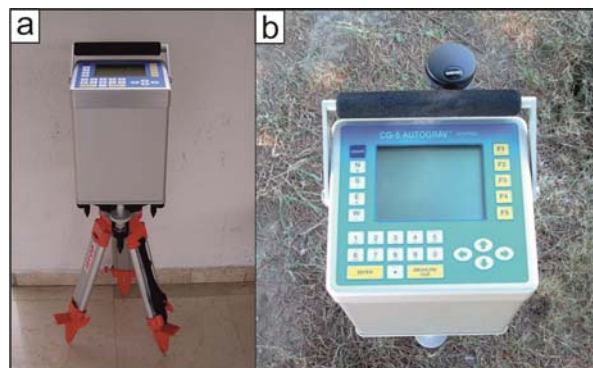


Figura 4. Equipo de gravimetría. (a) Realización de una medida gravimétrica sobre trípode (b) Detalle del gravímetro Scintrex Autograv CG-05.

Las medidas gravimétricas se realizaron con un gravímetro Scintrex Autograv modelo CG-5 (Fig. 4), con precisión de hasta 0.001 mGal, y han sido referidas a la base gravimétrica del Instituto Geográfico Nacional (IGN) situada en Granada ([www.ign.es](http://www.ign.es)). Las coordenadas de las estaciones han sido determinadas mediante GPS navegador con precisión de 5 m, mientras que la cota se ha establecido a partir del modelo digital de elevaciones del IGN con paso de malla de 5 metros.

#### c. Procesado y modelización

Para obtener la anomalía de Bouguer se procesaron los datos medidos en campo con los programas CICLOS y ANOMALIA programados en lenguaje FORTRAN por J. Galindo Zaldívar. El primero corrige la deriva instrumental de forma lineal en función de la diferencia de tiempo entre medidas mientras que el segundo realiza tanto la corrección de Aire Libre como la de Bouguer. La anomalía de Bouguer se ha calculado con una densidad de reducción de 2,6 g/cm<sup>3</sup> e incluye la corrección topográfica de los 22 km más cercanos a cada estación, determinada mediante el método de los círculos de Hammer (Hammer, 1982) a partir del modelo digital de 90 m de la NASA ([http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2\\_1/SRTM3/Eurasia/](http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/Eurasia/)).

A partir de todos los resultados obtenidos se obtuvo un mapa de anomalía de Bouguer. Los modelos gravimétricos bidimensionales han sido realizados con el programa GRAVMAG v. 1.7 (Pedley et al., 1993). Para su realización se han tenido en cuenta los datos geológicos de campo y la información proporcionada por los sondeos. La densidad media de los materiales carbonatados que constituyen el acuífero ha sido obtenida a partir de ensayos de determinación de densidad aparente realizados a



21 muestras de la Sierra de Bedmar (Tabla 4). La densidad media del resto de materiales (Tabla 4) se ha establecido a partir de los valores medios correspondientes a las litologías predominantes indicados por Telford et al. (1990).

Litología	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )
Sedimentos cuaternarios	2.20
Mélange sedimentaria	2.35
Mélange tectónica	2.20
Calizas prebéticas	2.62

Tabla 4. Densidades medias utilizadas para la realización de los modelos gravimétricos.

## B) Método audiomagnetoteléutico

### a. Fundamentos del método

El método audiomagnetoteléutico (AMT) es una técnica de prospección geofísica en el dominio de las frecuencias, con la que es posible obtener la distribución de resistividad del subsuelo. Se fundamenta en la medida simultánea de las variaciones temporales naturales del campo eléctrico y magnético en un mismo punto de la superficie de la Tierra. Estas fluctuaciones son causadas por movimientos de cargas eléctricas en la ionosfera. Debido al fenómeno de inducción electromagnética los campos, eléctrico y magnético, observados en la superficie, son dependientes entre sí (Vozoff, 1991).

### b. Equipos

La adquisición de las medidas se ha realizado con un equipo Stratagem EH4 Geometrics® que consta de:

**1. Equipo receptor:** La lectura del campo eléctrico se realiza mediante cuatro piquetas de acero que se clavan en el suelo, por pares, según dos direcciones perpendiculares (N-S y E-O, respectivamente), separadas una distancia de 50 metros (Fig. 3). Esta distancia es variable en función de las condiciones del lugar donde se está realizando la medida (topografía, cercanía a fuentes de ruido, etc...). El campo magnético se mide mediante dos bobinas niveladas y orientadas en las mismas direcciones. Ambas señales se registran en un módulo analógico (AFE) al que se conectan todos los dispositivos anteriores y donde se almacenan los datos obtenidos (Fig. 5). Además, se utiliza una consola de procesado de la señal que se conecta al módulo de registro y ejecuta automáticamente el programa IMAGEM (v. 2.21), donde se crean ficheros y se realiza un primer procesado de los datos. La alimentación del equipo se realiza mediante una batería de 12V.

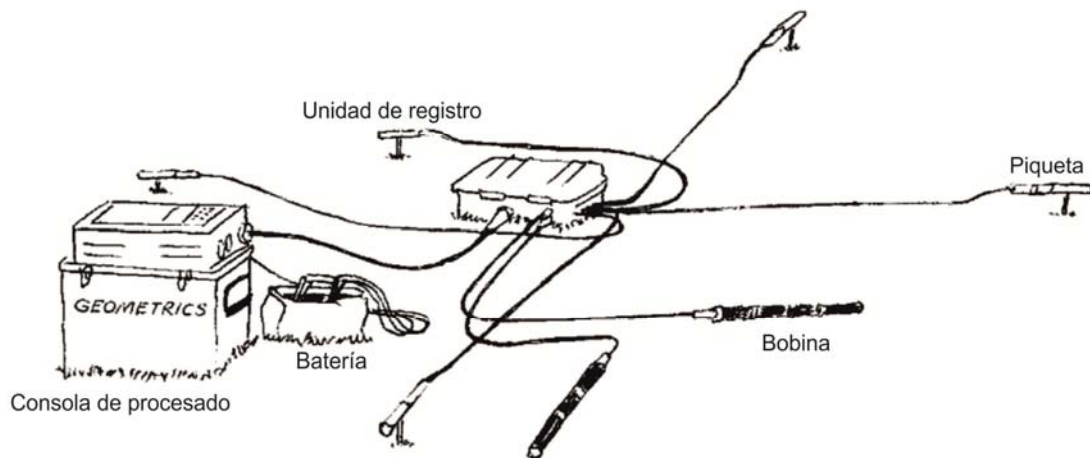


Figura 5. Esquema de configuración del equipo receptor del Stratagem EH4 (modificado de Stratagem Operation Manual, 2007, [ftp://geom.geometrics.com/pub/GeoElectric/Manuals/EH4\\_manual\\_F.pdf](ftp://geom.geometrics.com/pub/GeoElectric/Manuals/EH4_manual_F.pdf))

**2. Equipo emisor:** Está constituido por una antena a la que se conecta un módulo de transmisión, toma de tierra, una batería de 12V y un mando de control para su activación durante el registro (Fig. 6).

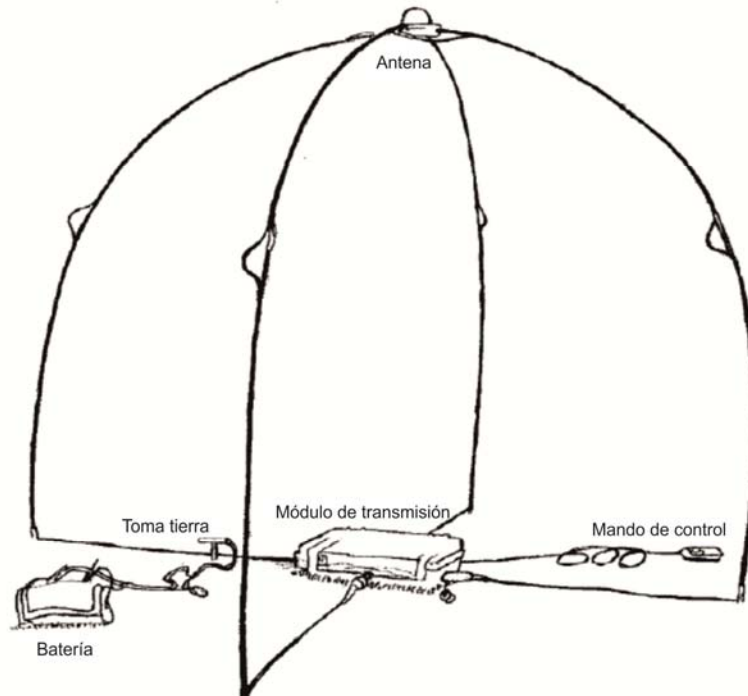


Figura 6. Esquema de configuración del equipo emisor del Stratagem EH4 (modificado de Stratagem Operation Manual, 2007)

Los sondeos AMT consisten en el registro simultáneo de las variaciones temporales de cuatro componentes, dos magnéticas (Hx, Hy) y dos eléctricas (Ex, Ey), en distintas bandas de frecuencia. Stratagem utiliza la señal natural causada por fuentes eléctricas en la atmósfera en un rango de frecuencias que va desde los 10 Hz a los 70 KHz. Estas frecuencias se dividen en tres bandas: una banda de baja frecuencia (10 Hz a 1 kHz), una banda de frecuencias intermedias (500 Hz a 3 kHz) y por último, una banda de altas frecuencias (750 Hz a 70 kHz). Existe un determinado rango de frecuencias en el cual la señal natural es muy débil. Para medir en ese rango se utiliza la antena transmisora, que amplifica la señal entre 800 Hz y 70 KHz.

### c. Procesado y modelización

Para el procesado y modelización de los datos se ha utilizado el programa WinGlink, que permite obtener las curvas de resistividad aparente y de fases a partir de las series temporales de los campos electromagnéticos. Una vez obtenidas dichas curvas para todas las estaciones se analizaron los siguientes aspectos:

**a) Incoherencias entre resistividad aparente y fase:** es necesario analizar las curvas para obtener un modelo que se asemeje lo más posible a la realidad y que no esté condicionado por incoherencias producidas por la existencia de ruido electromagnético o por la existencia de estructuras geológicamente complejas. Para mejorar la calidad de las curvas de resistividad se utilizaron, a partir de los datos de fase, dos métodos en función del nivel de calidad de las curvas: Sutarno phase smoothing (Sutarno y Vozoff, 1991) y D+solution (Beamish y Travassos, 1992; Parker y Booker, 1996).

**b) Dimensionalidad de la estructura geoelectrica.** El análisis de la dimensionalidad permite identificar si los datos se ajustan a una estructura uni-, bi- o tridimensional. Se considera medio 1D al medio en el que la resistividad sólo cambia con la profundidad, 2D a un medio estratificado que tiene variaciones de la resistividad en todas las direcciones salvo en una dirección horizontal, y 3D a un medio donde la resistividad cambia en las tres direcciones del espacio. Para la determinación de la dirección horizontal en la que la conductividad eléctrica es mayor (strike) se ha utilizado el método de Bahr (Bahr 1988, 1991).

**c) Distorsión galvánica o corrección del static shift:** se realiza para eliminar los efectos de heterogeneidades conductoras someras próximas a los electrodos, que provocan un desplazamiento vertical de las curvas de resistividad aparente. Estas distorsiones, conocidas como galvánicas, afectan principalmente al campo magnético y son independientes de la frecuencia.

La modelización se lleva a cabo una vez realizados todos los pasos anteriores. Para ello se realizan inversiones de tipo 1D y 2D, de las que se obtienen diferentes modelos resistividad/profundidad. Se han propuesto varias soluciones para resolver la inversión 1D de los datos magnetotelúricos. Las más comunes son las inversiones Occam (Constable et al., 1987), que ajusta un modelo de capas planas a los datos de resistividad y de fase, y Bostick (Bostick, 1977), que proporciona curvas suavizadas de resistividad/profundidad. En cuanto a los algoritmos de inversión 2D el más empleado es el propuesto por Rodi y Mackie (2001).

### 4.3 EVALUACIÓN DE PARÁMETROS HIDRÁULICOS

#### 4.3.1 Caracterización de la porosidad y la permeabilidad de la matriz

Para la caracterización de la porosidad y la permeabilidad de las formaciones permeables del acuífero de Bedmar-Jódar se han determinado la porosidad y la permeabilidad en 21 muestras recogidas en campo. De cada una de las muestras se han preparado dos probetas para la determinación de la porosidad abierta y la permeabilidad al agua. La situación de los puntos de muestreo se detalla en la figura 7. Más información sobre sus características y ubicación se adjunta en el Anexo 1 de esta Memoria.

Para el cálculo del volumen de reservas de agua se asume que en la matriz de la roca se concentra la práctica totalidad del almacenamiento del acuífero. Este hecho es evidente en los acuíferos detríticos y, según la literatura más actual, también lo es en los acuíferos de naturaleza carbonática (calizas y dolomías). En este sentido, las investigaciones más recientes ponen de manifiesto que las fracturas y los conductos kársticos proveen un escaso porcentaje de capacidad de almacenamiento total de los acuíferos (Ahr, 2008; Nelson, 2001; Worthington, 2007; Worthington et al., 2000). Esta misma asunción se mantiene en los cálculos de la capacidad de almacenamiento de CO<sub>2</sub> en reservorios de formaciones carbonáticas (Bachu, 2008; Eisinger and Jensen, 2011) y en los proyectos Almacenamiento Subterráneo y Recuperación (ASR) (Herrmann et al., 2004; Lowry and Anderson, 2006; Vacher et al., 2006) en este tipo de materiales.

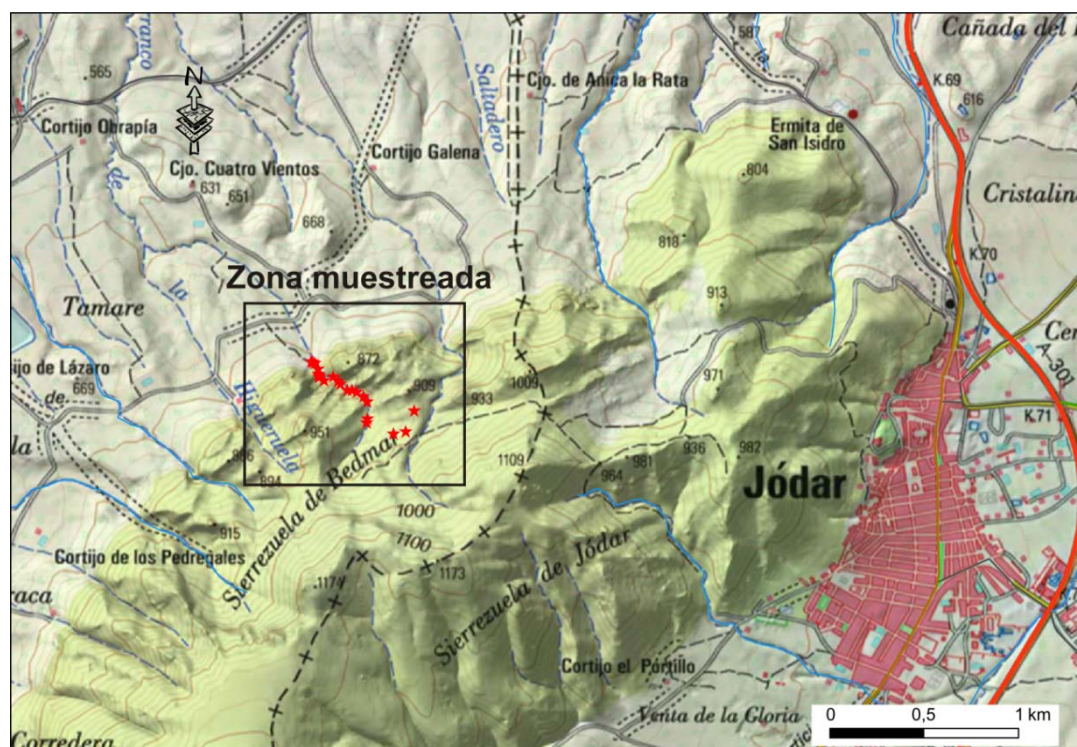


Figura 7. Situación de los puntos de muestreo de rocas para determinación de porosidad y permeabilidad.

Se entiende por porosidad abierta ( $p_0$ ), interconectada o efectiva, el volumen de poros que presentan cierto grado de interconexión con el exterior, de forma que un fluido puede ser

transportado a su través. Por el contrario, la porosidad cerrada es aquel volumen de poros de una roca que no presenta ningún tipo de conexión con el exterior. Por último, la porosidad total es la suma de la porosidad conectada y la no conectada.

Los ensayos para determinar la porosidad interconectada ( $p_0$ ) en las 21 muestras indicadas han sido realizados en el laboratorio del IGME de Tres Cantos (Madrid), siguiendo el procedimiento UNE-EN 1936: 2007 (PTE-ET-041 E.8). En esencia, consiste en el procedimiento descrito por Borczak et al. (1990). Una vez preparadas las muestras en cubos y con unas dimensiones de unos 4 a 6 cm de lado, se procede a su secado en estufa a 105-110 °C durante 24 horas. Posteriormente, se introducen en una cámara de vacío y se llenan de agua a presión atmosférica y a temperatura ambiente hasta que su peso permanezca constante. De esta forma la porosidad interconectada ( $p_0$ ) es evaluada usando la siguiente expresión (Borczak et al., 1990):

donde,  $G_n$  es el peso de la muestra saturada con agua,  $G_s$  es el peso de la muestra seca a 105-108 °C,  $G_{nw}$  es el peso de la muestra saturada en agua y pesada en agua (balanza hidrostática), aplicando el principio de Arquímedes.

La determinación de la permeabilidad se ha realizado en el laboratorio de la Fundación Instituto Petrofísico, Parque Científico y Tecnológico de la Universidad Politécnica de Madrid. Las 21 muestras tomadas en los afloramientos indicados se cortaron, mediante corona de diamante, en cilindros de 1,5" de diámetro y 2" de alto, aproximadamente. Posteriormente, fueron secadas en estufa a 110°C antes de proceder a los cálculos de permeabilidad (Anexo 1).

La permeabilidad al gas se calcula siguiendo unas condiciones de ensayo determinadas:

- Tipo de gas inyectado: Nitrógeno.
- Presión de confinamiento: 400 psig.
- Muestras con más de 0.1 mD:  
Método usado: multi punto(KI)  
Corrección Klinkenberg: cálculo analítico (entre 3-5 puntos de medida).
- Muestras con menos de 0.1 mD:  
Método: punto único. (psi)  
Presión media de poro: 100 psig  
Corrección de Klinkenberg: cálculo empírico.

La ecuación de Darcy para un flujo laminar y horizontal tratándose de un gas bajo unas condiciones de tipo permanente viene escrita en el documento API RP 27 como:

$$K_g = (2\mu * Z * T * P_b * Q_b * L) / (A * T_b * (P_1^2 - P_2^2)) \quad (1)$$

$K_g$  = permeabilidad al gas (D)

$Z$  = factor de compresibilidad del gas

$T$  = temperatura del gas que fluye (°C)



$P_b$  = presión atmosférica (Atm)

$Q_b$  = flujo del gas (cm<sup>3</sup>/s) a presión  $P_b$

$T_b$  = temperatura (ambiente) (°C)

$P_1, P_2$  = presiones absolutas a entrada y salida (Atm)

Simplificando la expresión, se obtiene la ecuación que se usa para calcular la permeabilidad al gas de los plugs, bajo condiciones de flujo laminar:

$$K_g = (\mu \cdot P_b \cdot Q_b \cdot L) / (A \cdot P_m \cdot \Delta P) \quad (2)$$

$P_m$  = presión media del gas en la muestra (Atm)

Esta ecuación se usa para calcular la permeabilidad al nitrógeno bajo las condiciones de un flujo laminar.

La corrección Klinkenberg muestra que la permeabilidad al gas decrece a medida que la presión del gas inyectado se incrementa, y se tiene que la permeabilidad al gas de un plug es siempre mayor que su permeabilidad para un líquido inerte.

Si la permeabilidad al gas obtenida a diferentes presiones de poro se grafica respecto a la recíproca de la presión media ( $1/P_m$ ), la línea recta que se pudiera dibujar debería ser capaz de pasar por cada uno de esos puntos (o acercarse lo máximo posible a ellos). Si extrapolamos esta línea hasta unas presiones infinitas se puede obtener una intersección con respecto al eje de permeabilidad al gas (eje Y). El punto de intersección corresponde en realidad a la permeabilidad al líquido y puede calcularse por medio de la expresión matemática siguiente:

$$K_{\text{líquido}} = K_{\text{gas}} / (1 + b/P_m) \quad (3)$$

$K_L$  = permeabilidad al líquido teórica (D)

$b$  = factor de corrección Klinkenberg. La curva de la línea viene dada por  $bKL$

El factor  $b$  varía dependiendo del tipo de gas empleado, y decrece a medida que la permeabilidad aumenta.

#### 4.3.2 Evaluación de parámetros hidráulicos mediante ensayos de bombeo

Para determinar los valores de porosidad y de coeficiente de almacenamiento de las formaciones permeables que componen el acuífero de Bedmar-Jodar, se ha realizado una recopilación de los ensayos realizados e interpretados tanto por el Instituto Geológico y Minero de España como por el Servicio Geológico de Obras Públicas. Estos datos se presentan en una tabla resumen en el apartado correspondiente.

#### 4.4 PIEZOMETRÍA

Se ha recopilado toda la información existente sobre la posición del nivel piezométrico en los distintos sectores del acuífero. Existen medidas puntuales en diversos sondeos, aunque muy escasas, a partir del año 1963. En 1995 la CHG comenzó a controlar el nivel, con periodicidad mensual, tras la construcción del piezómetro 05.14.01 (sondeo Bedmar I, 203820022) (MPOP, 1993) y en 2002 se iniciaron las medidas en un segundo piezómetro, el 05.14.02 (sondeo Jódar I, 203820024). Este último dejó de medirse a partir de septiembre de 2011 por rotura de la tubería de revestimiento.

El día 9 de mayo de 2013 se instaló un sensor miniDiver en el piezómetro 05.14.01 (203820022) con un régimen horario de medida de la posición del nivel piezométrico y de la temperatura del agua. El 1 de julio del mismo año se puso otro sensor en el sondeo denominado Fuente Vieja 1 (203830012), que se encuentra desinstalado y junto al sondeo Fuente Vieja 2 (203830013), del que se realizan bombeos cíclicos durante los periodos de regadío de olivar, con un caudal de 30 l/s. El 9 de octubre de 2013 se instaló un sensor en el sondeo Perejil 2 (203760018), situado en la zona norte del acuífero en un sector alejado de las zonas de bombeo. Éste último sondeo sustituye en sus medidas al anteriormente denominado sondeo Perejil I (203760017), con medidas bimestrales desde el año 1983 (figura 1). El estudio del registro del piezómetro Perejil I, demuestra que la información no corresponde a la evolución en el acuífero principal, sino en margas arenosas miocenas adyacentes al acuífero, por lo que su control se ha abandonado.

#### 4.5 HIDROQUÍMICA E ISÓTOPOS AMBIENTALES

Entre los meses de junio y julio de 2013 se realizó una campaña de recogida de muestras de agua en 9 puntos de la MASb 05.14, que incluyeron 6 sondeos instalados y 3 manantiales (figura 24). Las muestras se recogieron en recipientes de polietileno de doble tapón, en cada punto se recogieron tres botellas de 250 ml, una para análisis de aniones, otra para cationes y una tercera para análisis isotópicos. La muestra destinada al análisis de cationes se aciduló mediante adición de 1 ml de HNO<sub>3</sub>. In situ se midió la temperatura del agua (T<sup>a</sup>), la conductividad eléctrica (CE) y la alcalinidad mediante el análisis de bicarbonatos en campo por volumetría con tritrador digital, adición de H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> y Bromocresol Verde como indicador. Para la CE y la T<sup>a</sup> se utilizó un medidor multiparamétrico de Hach modelo HQ40d multi. Los aniones y cationes fueron analizados por cromatografía iónica en la unidad del IGME en Granada. Los parámetros analizados han sido: Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup>. Las muestras para isótopos estables del agua se analizaron en el laboratorio del Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga mediante Espectroscopía Laser. Los isótopos analizados fueron el  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^2H$  (V-SMOW). Los muestreos se realizaron al final de la primavera, justo al inicio de las campañas de riego de olivar, por lo que reflejarían una situación anual de aguas altas.

En la base de datos del IGME existen algunas analíticas de aguas realizadas en esta misma MASb. Una vez estudiada esta información se seleccionaron 12 analíticas, en las que el balance de cationes y aniones presentaba errores por debajo del 5 %, con excepción de una que lo superaba ligeramente. En su mayoría corresponden a antiguos sondeos utilizados para abastecimiento, y en tres casos son sondeos que también ha sido muestreados en la campaña de 2013, por lo que pueden ser utilizados

para evaluar si ha existido o no un deterioro de la calidad del agua bombeada a raíz de los importantes descensos piezométricos registrados.

#### 4.6 BALANCE HÍDRICO DE LA MASA DE AGUA SUBTERRÁNEA

De forma frecuente, la evaluación de la recarga de los acuíferos carbonáticos que funcionan en régimen natural se ha hecho mediante métodos de balance del acuífero. Estos métodos asumen que el valor medio anual de la descarga es equivalente al de la recarga, considerando el largo plazo y partiendo de situaciones hidrodinámicas equivalentes. Lamentablemente, en algunos acuíferos carbonáticos del sur de España, este tipo de evaluación no es posible. La importante explotación artificial a la que se encuentran sometidos, combinada con las reducidas dimensiones de los acuíferos (en general <100 km<sup>2</sup>), su alta difusividad hidráulica (T/S) y los dilatados periodos secos que se producen entre cada episodio de recarga, provocan un descenso rápido de la superficie piezométrica. Esto acelera el agotamiento natural de los manantiales y puede dar lugar, frecuentemente, a su desaparición.

Esta situación se da en el caso del acuífero de Bedmar-Jódar. En este trabajo, la evaluación de la recarga en el acuífero se ha realizado con dos métodos independientes. Se ha aplicado el método del balance de agua en el suelo, según el modelo propuesto por Thornthwaite y Mather (1955), con datos diarios de precipitación y de evapotranspiración potencial. Además se ha aplicado el método APLIS modificado (Andreo et al., 2008; Marín, 2009), que consiste en un método de evaluación del coeficiente de recarga y de su distribución espacial a partir de las variables cartográficas de altitud, pendiente, litología, formas de infiltración y tipo de suelo. Los resultados conseguidos con los distintos métodos se han comparado entre sí.

Pese a las notables limitaciones que imponen los datos disponibles y las condiciones hidrometeorológicas e hidrogeológicas del área investigada ha sido posible conseguir unos resultados en la evaluación de la recarga muy parecidos entre los dos métodos aplicados. A su vez, estos resultados son coherentes con los obtenidos en otros acuíferos, de similares características hidrogeológicas y meteorológicas (Martos-Rosillo et al., 2015). Estos aspectos corroboran la validez de la evaluación realizada y su aplicabilidad en los acuíferos del ámbito mediterráneo.

##### 4.6.1 Método APLIS modificado (v.2)

Se ha aplicado el método APLIS modificado (v.2) (Marín, 2009), que consiste en una versión de APLIS en su versión original (v.1) (Andreo et al., 2008). El método APLIS (v.1) fue diseñado en el marco del proyecto IGME-GHUMA (2003), con el objetivo de desarrollar un método sencillo que permitiera estimar la tasa de recarga a los acuíferos carbonáticos (expresado como porcentaje de la precipitación), mediante la combinación de diferentes variables (geológicas, geográficas, morfológicas y edafológicas) y establecer la distribución espacial de la recarga en los acuíferos. Se consideraron ocho acuíferos carbonáticos de la Cordillera Bética, de los que se conocía la tasa de recarga, calculada por métodos clásicos y, en algunos casos, contrastada con la descarga que se produce en estos acuíferos. Además, se realizó un análisis previo que permitió determinar que variables eran más influyentes en la recarga (Durán et al., 2004) para el desarrollo del algoritmo de estimación de la recarga. Posteriormente, se diseñó un sistema de puntuaciones de las variables y se



aplicaron diferentes procedimientos de combinación de la variable hasta obtener el algoritmo del método APLIS original (Andreo et al., 2004 y 2008).

El método APLIS asume que la recarga media anual es siempre proporcional a la precipitación y trata de conocer la constante de proporcionalidad de cada acuífero, en función de variables intrínsecas del mismo: Altitud (A), Pendiente (P), Litología (L), formas de Infiltración preferencial (I) y Suelo (S). Las iniciales de dichas variables determinan el acrónimo que da nombre al método APLIS (Andreo et al., 2004).

APLIS está diseñado para acuíferos carbonáticos, no obstante, hay casos en los que, dentro del área de estudio afloran materiales de baja permeabilidad. En estas áreas, al aplicar el método APLIS original, pueden resultar tasas de recarga de hasta un 20% de la precipitación. Por lo que para su correcta aplicación ha sido necesario considerar tan solo los afloramientos de roca permeable y desestimar, en el cálculo de la tasa de infiltración, los afloramientos de materiales carácter acuitardo. En el método APLIS (v.2), este aspecto ha sido mejorado, mediante la adecuación de la tasa de recarga en materiales de baja permeabilidad. De tal forma que se propone un nuevo factor (Fh). Este factor multiplica al valor de la tasa de recarga calculado por medio del algoritmo original de APLIS. Fh tiene dos valores: 1 para materiales acuíferos (gravas, calizas, arenas, dolomías...) y 0,1 para aquellas litologías que no son acuíferos. De tal forma, que se consigue que el porcentaje de agua infiltrada en materiales de baja permeabilidad sea más acorde con las características hidrogeológicas de los mismos (Marín, 2009).

Otras mejoras implícitas en APLIS (v.2) han sido la homogeneización del número de clases de la variable P con otros parámetros del método y la optimización del parámetro formas de infiltración preferencial. Así, es posible distinguir áreas donde las zonas exokársticas de infiltración están moderadamente desarrolladas o no son muy abundantes, diversificando así las posibilidades de puntuación dentro de esta variable I. Para la aplicación de este método se requiere elaborar varios mapas, mediante un Sistema de Información Geográfico, en los que se cartografía cada una de las variables que intervienen en el método, según un sistema de puntuaciones individualizado (Tablas 5 a 10). Las puntuaciones están comprendidas entre 1 y 10, según una progresión aritmética de diferencia 1, con el objetivo de que se puedan equiparar fácilmente a porcentajes de recarga del acuífero. El valor 1 indica mínima incidencia de los valores de esa variable en la recarga del acuífero, mientras que el valor 10 expresa la máxima influencia en la recarga.

Altitud (m)	Puntuación
> 2700	10
2400 - 2700	9
2100 - 2400	8
1800 - 2100	7
1500 - 1800	6
1200 - 1500	5
900 - 1200	4
600 - 900	3
300 - 600	2
≤ 300	1

Tabla 5. Puntuación asignada a los valores de la variable Altitud (Método APLIS)

Pendiente (P) (%)	Puntuación
≤ 3	10
(3 - 5]	9
(5 - 10]	8
(10 - 15]	7
(15 - 20]	6
(20 - 30]	5
(30 - 45]	4
(45 - 65]	3
(65 - 100]	2
> 100	1

Tabla 6. Puntuación asignada a los valores de la variable Pendiente (Método APLIS modificado)

Litología	Puntuación
Calizas y dolomías karstificadas	10 - 9
Mármoles fracturados algo karstificados	8 - 7
Calizas y dolomías fisuradas	6 - 5
Arenas y gravas, coluviones	4
Brechas y conglomerados	3
Rocas plutónicas y metamórficas	2
Esquistos, pizarras, limos, arcillas	1

Tabla 7. Puntuación asignada a los valores de la variable Litología (Método APLIS)

Infiltración-absorción preferencial (I)	Puntuación
Alto desarrollo de las formas de infiltración preferencial	10
Desarrollo moderado de las formas de infiltración preferencial	5
Escaso desarrollo o ausencia de las formas de infiltración preferencial	1

Tabla 8. Puntuación asignada a los valores de la variable formas de Infiltración preferencial (Método APLIS modificado)

Suelos (S)	Puntuación
Litsoles	10
Arenosoles Álbicos y Xerosoles Cálcidos	9
Regosoles Calcáreos y Fluvisoles	8
Regosoles Eútricos, Dístricos y Solonchaks	7
Cambisoles Cálcidos	6
Cambisoles Eútricos	5
Histosoles Eútricos, Luvisoles Órticos y Cálcidos	4
Luvisoles Crómicos	3
Planosoles	2
Vertisoles Crómicos	1

Tabla 9. Puntuación asignada a los valores de la variable Suelo (Método APLIS)

Características hidrogeológicas de los materiales que afloran (F <sub>h</sub> )	Puntuación
Características acuíferas	1
Otros	0,1

Tabla 10. Puntuación asignada a los valores de la variable características hidrogeológicas (Método APLIS)

A las capas de información correspondientes a cada variable, elaboradas según el sistema de rangos y puntuaciones previamente descrito, se les ha aplicado la expresión matemática del método APLIS modificado:

$$R = [(A + P + 3 \cdot L + 2 \cdot I + S) / 0'9] \cdot F_h$$

Al dividir por 0'9, se obtienen valores de la tasa de recarga que están comprendidos entre un mínimo de 8'88 % y un máximo de 88'8 % de la lluvia sobre el acuífero.

La tasa media de recarga anual se representa agrupada en cinco intervalos regulares, a cada uno de los cuales se le asigna una categoría según el porcentaje de lluvia que recarga el acuífero (Tabla 11).

Intervalo	Clase de recarga
≤ 20 %	Muy Baja
20-40 %	Baja
40-60 %	Moderada
60-80 %	Alta
> 80 %	Muy Alta

Tabla 11. Categorías de porcentaje de recarga al acuífero (Método APLIS)

La obtención de unidades homogéneas del acuífero, para definir su tasa media de recarga, se consigue mediante la superposición cartográfica de las distintas capas de información elaboradas. Tanto para la elaboración-manipulación de las capas, como para la superposición cartográfica, se ha utilizado el software ArcGis en su versión 10.0. Para la realización de los mapas de Altitud y Pendiente se ha utilizado el Modelo Digital del Terreno del Instituto Geológico Nacional (IGN), compuesto por una malla regular de puntos 5 x 5 m de espaciado (resolución paramétrica). El mapa de Litología se ha realizado agrupando los conjuntos litológicos descritos en la cartografía MAGNA de las hojas nº 927 (Roldán et al., 1992) y 948 (Álvaro et al., 1992). Por su parte, el mapa de Infiltración preferencial se ha realizado con motivo de este trabajo, mediante técnicas de fotointerpretación, y el de suelos a partir del Mapa de Suelos a escala 1:400.000 de la Junta de Andalucía. Los datos de lluvia media coinciden con los aplicados en el balance de agua en el suelo.

#### 4.6.2 Balance de agua en el suelo

El balance de agua en el suelo (BAS) consiste en la aplicación del principio de conservación de masa a una cierta región de volumen conocido y definida por unas determinadas condiciones de contorno, siendo la diferencia entre el total de entradas y de salidas igual al cambio de agua almacenada durante el periodo de tiempo en el que se realiza el balance (Samper, 1998).

Por tanto, los métodos para la cuantificación de la recarga mediante balance de agua evalúan los volúmenes infiltrados al acuífero de forma directa, mediante la medida y el cálculo de los componentes del balance. A efectos prácticos, sólo algunos de los componentes del balance pueden ser medidos (precipitación, salidas por manantiales o extracciones por bombeo), mientras que el resto de componentes han de evaluarse a partir de la utilización de fórmulas semiempíricas, que se emplean básicamente para el cálculo de la evapotranspiración de referencia o potencial (ETP), de la evapotranspiración real (ETR) y de la lluvia útil (LLU).

El balance hídrico se ha realizado a partir de series de datos diarios de precipitación. Su cálculo se aplicó a un periodo de 21 años, comprendido entre los años 1991 y 2012, tal y como se ha explicado en el apartado 4.1.1.

Los valores de LLU en ambas estaciones se han calculado a partir de balances diarios de agua en el suelo, utilizando dos valores de reserva útil de 20 a 40 mm. Estos valores han sido elegidos en función del tipo de suelos existentes sobre la superficie de recarga de este acuífero.

En esta investigación se ha considerado que toda la lluvia útil que se genera sobre la superficie de afloramientos carbonáticos de este acuífero se transforma en recarga al acuífero. Por tanto, el cálculo de la recarga se ha realizado mediante la clásica metodología de Thornthwaite y Mather

(1955) con datos diarios y con la ayuda del programa informático TRASERO 2.1.0 (Padilla y Delgado, 2011).

#### 4.7 EXPLOTACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Las extracciones para abastecimiento a Jódar realizadas durante los años 2012 y 2013 han sido proporcionadas por la empresa Aguas de Jódar S.L., que lleva un control mensual del suministro de agua potable a la población.

Las extracciones para usos agrícolas e industriales se han estudiado a partir de la información procedente de las bases de datos de concesiones de agua subterránea y la base de datos "ALBERCA" de la CHG. Para chequear esta información, se ha estudiado la información suministrada por el sensor instalado en el piezómetro Fuente Vieja 1 (203830012). Este piezómetro se sitúa junto al sondeo Fuente Vieja 2 (203830013) utilizado para uso agrícola. Gracias a los datos aportados por el sensor instalado en el piezómetro ha sido posible estudiar el régimen de bombeo del sondeo Fuente Vieja 2, ya que en el momento en que se pone en marcha, afecta inmediatamente al nivel piezométrico en el sondeo. Los descensos bruscos del nivel corresponden a periodos de bombeo con un caudal de 30 l/s, por lo que es posible calcular, con bastante precisión, el volumen extraído en este sondeo para un periodo determinado de tiempo. De esta forma, es posible conocer si se cumplen o no los volúmenes de extracciones concesionados por la CHG, aunque sea solo en uno de los sondeos de regadío existentes, ya que actualmente no existen contadores en los sondeos.

## 5 RESULTADOS

### 5.1 METEOROLOGÍA

#### 5.1.1 Precipitación

A partir de la figura 8 se han elegido las estaciones más idóneas, en cuanto a proximidad a la zona de estudio y a la información meteorológica existente. Las estaciones escogidas ha sido Jimena (5163) y la serie generada mediante la agrupación de los datos de precipitación diaria de los observatorios IGN 5154A (Jódar) y la estación agroclimática de la Junta de Andalucía nº 103 (Jódar). El completado se realizó mediante regresión lineal. La tabla 12 muestra la matriz de coeficientes de correlación obtenidos entre las estaciones completadas y el resto.

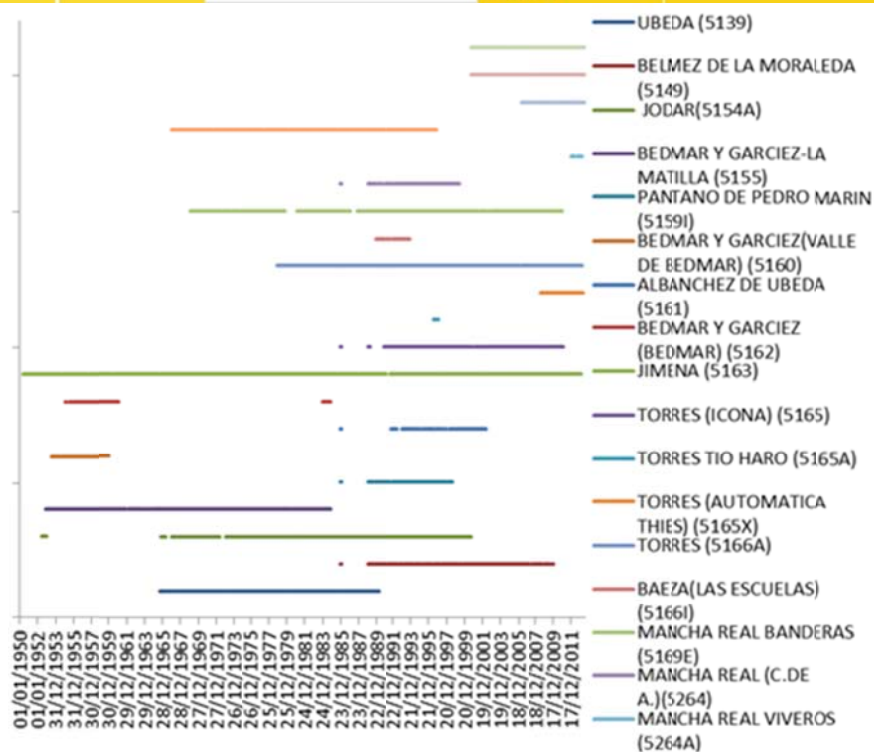


Figura 8. Comparación espacio-temporal estaciones meteorológicas.

Código Estación	Jódar (5154A)	Jimena (5163)
5139	0,116	0,078
5149	0,223	0,285
5154A	1	0,414
5155	0,293	0,418
5159I	0,426	0,425
5160	0	0,561
5161	0,148	0,101
5162	0,034	0,402
5163	0,414	1
5165	0,571	<b>0,482</b>
5165A	0,726	0,743
5165X	0	0,376
5166A	<b>0,503</b>	0,498
5166I	0,334	0,415
5169E	0,161	0,105
5264	0,282	0,305
5264A	0	0,382
5264B	0,474	0,533
7	0,752	0,319
8	0,181	0,32
103	0	0,353

Tabla 12. Matriz de correlación de las estaciones meteorológicas completadas y el resto.

En ocasiones, los coeficientes de correlación resultan elevados pero no son representativos. Esto es debido al escaso número de datos de algunas series. Por tanto, el completado de las series se ha realizado con la estación nº 5165 en el caso de la estación de Jimena, y con la estación nº 5166A en el de la estación agrupada de Jódar.

Año	Jódar	Jimena	Media
1991	381,9	<b>273,7</b>	327,8
1992	424,8	361,5	393,1
1993	283,4	300,9	292,1
1994	350,5	343,5	347,0
1995	304,4	262,4	283,4
1996	696,0	575,7	635,9
1997	852,4	<b>787,9</b>	820,2
1998	341,0	332,9	336,9
1999	432,5	381,8	407,1
2000	<b>386,4</b>	330,5	358,4
2001	<b>484,0</b>	474,8	479,4
2002	<b>311,0</b>	<b>332,2</b>	321,6
2003	<b>409,5</b>	360,2	384,8
2004	<b>267,8</b>	264,9	266,3
2005	<b>179,4</b>	232,6	206,0
2006	<b>203,7</b>	342,0	272,9
2007	<b>356,4</b>	362,3	359,4
2008	477,8	273,2	375,5
2009	<b>388,5</b>	443,5	416,0
2010	<b>754,1</b>	<b>958,9</b>	856,5
2011	354,8	484,2	419,5
2012	500,6	611,3	555,9
<b>Media</b>	415,5	413,2	414,4
<b>Desviación estándar</b>	166,6	180,1	167,1
<b>Coef. Variación</b>	0,4	0,4	0,4
<b>Mediana</b>	384,1	351,9	367,4
<b>Min</b>	179,4	232,6	206,0
<b>Máx</b>	852,4	958,9	856,5
<b>Coef. Asimetría</b>	1,3	1,8	1,6

Tabla 13. Series pluviométricas anuales completadas y corregidas (mm/año) y algunos estadísticos descriptivos. En negrita se resaltan los años que ha sido necesario completar.

Mediante la agrupación de los datos diarios, se han generado las series de datos anuales de las estaciones escogidas. Estos valores se muestran en la tabla 13, junto con algunos datos estadísticos significativos. El valor medio de precipitación anual del conjunto de las estaciones es de 414 mm y

coincide aproximadamente con el del año 2009. El año más seco es 2005 con tan solo 206 mm y el más húmedo 2010 con una precipitación media de 856 mm.

En cuanto a los estadísticos descriptivos, se observa que al tratarse de una variable como la precipitación se obtienen valores de desviación estándar, coeficientes de variación y coeficientes de asimetría altos. La evolución de la precipitación anual registrada en los observatorios pluviométricos seleccionados de la zona de investigación está representada en la figura 9. Se ha incluido también la línea que marca la media anual de la serie en cada uno de los gráficos.

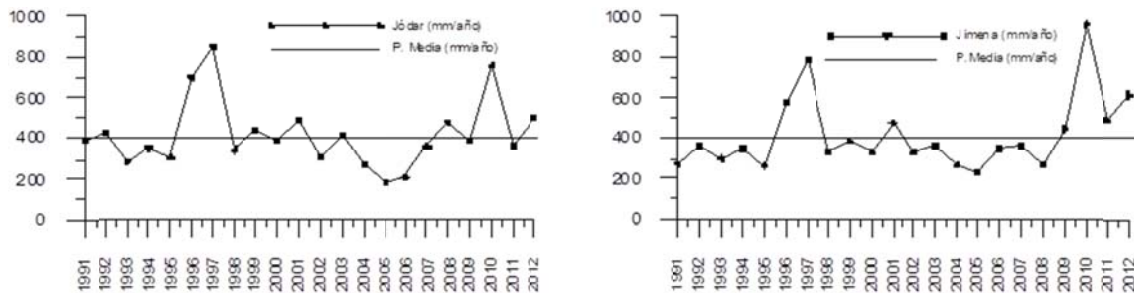


Figura 9. Distribución temporal de la media anual de las precipitaciones anuales (mm/año) para las estaciones Jimena y Jódar unificada durante el periodo comprendido entre 1991 y 2012.

En la figura 9 se observa que el año 2005 ha sido el más seco. Asimismo, los periodos comprendidos entre 1995 y 1997, y entre 2009 y 2010, destacan por ser años con precipitaciones bastante por encima de la media. Las desviaciones acumuladas de la precipitación mensual respecto a la media en los observatorios estudiados se han representado en la figura 10. El análisis de este tipo de gráficas es de especial interés, debido a la marcada relación entre la desviación de la precipitación mensual con respecto a la media y la evolución piezométrica de los acuíferos carbonáticos de no muy grandes dimensiones (Lambán, 1998; Martos-Rosillo, 2005).

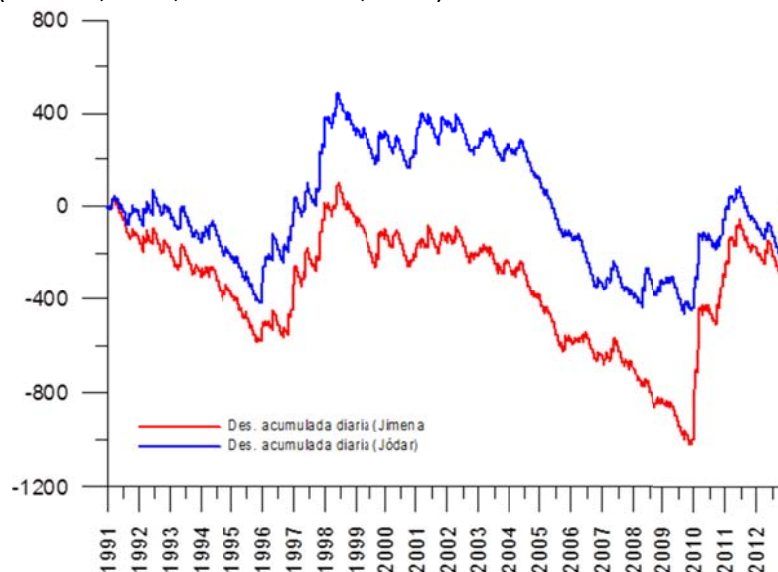


Figura 10. Desviación acumulada de la precipitación diaria respecto a la media (mm/día) en los observatorios de la unidad Bedmar-Jódar para el periodo comprendido entre 1991 y 2012.



Se contempla que en ambas estaciones se producen las mismas tendencias. Se diferencian 9 tendencias, limitadas por 2 valores mínimos (años 1996 y 2010) y 3 máximos (años 1992, 1999 y 2011). Entre los dos valores mínimos destaca el correspondiente al año 2010, ocurrido tras 11 años de valores acumulados negativos. El valor acumulado más desplazado respecto a la media se mide en 2010, en el observatorio de Jimena, si bien destaca el importante incremento de la precipitación en el periodo comprendido entre 2010 y 2011, coincidiendo con la máxima precipitación registrada en todo el periodo tratado.

En la tabla 14 se presentan algunos estadísticos descriptivos en relación con la intensidad diaria de la precipitación. Asimismo, se presentan los resultados del tratamiento de los datos de precipitación diaria, del periodo 1991-2012, de las 2 estaciones consideradas. Una serie completa de ese periodo dispondría de 8036 registros.

De la tabla 14 se deduce que la pluviometría total anual se registra en menos del 20% de días del año, es decir, un número muy reducido de días. Éste número queda comprendido entre 62 (Jimena) y 66 (Jódar) días. La intensidad media de las precipitaciones diarias, resultante de dividir la precipitación total por el número total de días de lluvia, es muy similar. Está comprendida entre 6,2 mm/día (Jódar) y 6,5 mm/día (Jimena). El número medio de días al año, en que la intensidad de la precipitación es mayor de 2 mm/año, es de 39 y está comprendido entre 40 y 38 días en las estaciones de Jódar y Jimena, respectivamente. El número medio de días se reduce al considerar precipitaciones diarias más intensas, siendo los valores medios de 13 y 4 días para intensidades de precipitación mayor a 10 y 20 mm, respectivamente. La intensidad de precipitación máxima diaria en el periodo considerado fue de 81,5 mm/día el 30/05/1997, medidos en el observatorio de Jimena, seguida de 55 mm/día el 11/09/1996, en el de Jódar.

	<b>Jódar</b> <b>5154A +103</b>	<b>Jimena</b> <b>5153</b>
<b>N (número de datos)</b>	5991	7760
<b>Media (mm/día)</b>	1,18	1,15
<b>Desviación estándar (mm/día)</b>	4,20	4,48
<b>Máx. (mm/día)</b>	55	81,5
<b>Media en los días de lluvia (mm/año)</b>	1,18	1,15
<b>Nº días lluvia por año</b>	66,4	62,20
<b>Nº Días con P &gt; 2 mm/día por año</b>	39,9	38,00
<b>Nº Días con P &gt; 10 mm/día por año</b>	13,4	12,40
<b>Nº Días con P &gt; 20 mm/día por año</b>	3,8	4,10

Tabla 14. Estadísticos descriptivos de las series de precipitación diaria de las estaciones pluviométricas tratadas.

Estos resultados indican que son poco numerosos los eventos lluviosos de relativa importancia a lo largo del año, cuestión de especial importancia en el proceso de recarga de los acuíferos carbonáticos en el ámbito mediterráneo. Este hecho evidencia la importancia que tiene en la recarga de estos acuíferos el reducido número de días en los que se reparte el total pluviométrico anual, la

intensidad de la lluvia y el estado de saturación de suelo. En el ámbito de la zona investigada las precipitaciones con intensidades superiores a 10 mm/día suponen una lluvia del orden de 165 a 175 mm/año.

### 5.1.2 Temperatura

La selección de las estaciones consideradas se ha basado en el análisis de la información disponible (figura 11). La serie de temperatura media anual completada y depurada, juntos con algunos datos estadísticos significativos, se muestra en la tabla 15. Dicha serie se ha generado mediante la agrupación de los datos diarios de la misma. Los valores que aparecen en negrita corresponden a aquellos años en los que ha sido necesario completar más de dos meses.

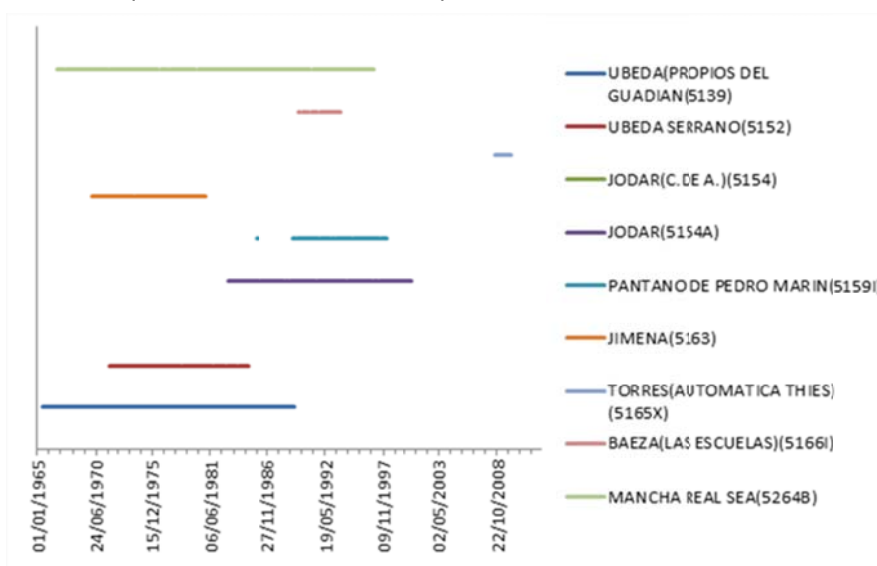


Figura 11. Comparación espacio-temporal estaciones meteorológicas.

La temperatura media anual de la estación de Jódar es de 17,15 °C, con un máximo de 18,5°C en 2006 y un mínimo de 16,3 °C, en 2007 (tabla 15).

Los principales estadísticos descriptivos de los datos de temperatura máxima, media y mínima diaria de la estación de Jódar se resumen en la tabla 16, en la que se comprueba que la media de temperatura máxima diaria es de 22,2 °C, la media diaria es de 17,15°C y la media de la mínima diaria es de 12,2°C.

La desviación estándar de las temperaturas máximas es mayor que la de las mínimas, hecho que suele atribuirse a la menor variabilidad térmica que se produce durante la noche, cuando se registran los valores mínimos, frente a la mayor variabilidad de la radiación solar por la nubosidad, durante el día, en el periodo en el que se registran los valores máximos (Vanderlinden, 2002). Respecto a los coeficientes de asimetría, se observan valores muy bajos (igual o menores a 0,2) y son de signo positivo, lo que indica un desplazamiento preferente hacia valores superiores a su promedio.

Año	Jódar
1991	17,96
1992	17,98
1993	16,85
1994	17,54
1995	18,29
1996	16,48
1997	<b>17,26</b>
1998	16,45
1999	16,45
2000	17,06
2001	17,26
2002	<b>17,26</b>
2003	<b>17,26</b>
2004	<b>17,23</b>
2005	<b>17,26</b>
2006	<b>18,46</b>
2007	16,33
2008	16,38
2009	17,01
2010	16,62
2011	17,27
2012	16,64
<b>Media</b>	17,15
<b>Desviación estándar</b>	0,62
<b>Mediana</b>	17,24
<b>Mín.</b>	16,33
<b>Máx.</b>	18,46

Tabla 15. Series de temperatura media anual (°C) completadas y corregidas y estadísticos descriptivos.

	T máx	T med	T mín
<b>Media</b>	22,19	17,15	12,24
<b>Desviación estándar</b>	8,37	7,14	6,22
<b>Coef. Variación</b>	0,38	0,42	0,51
<b>Mediana</b>	21,40	16,50	12,00
<b>Mín</b>	1,9	-0,2	-6,60
<b>Máx</b>	43,2	35,1	30,00
<b>Coef. Asimetría</b>	0,2	0,19	0,06

Tabla 16. Estadísticos descriptivos de temperatura máxima, media y mínima diaria (°C) de la estación de Jódar.

Por último, en la figura 12 se muestra la evolución de la temperatura media diaria en la estación de Jódar. Se refleja una acusada amplitud térmica anual de las temperaturas medias diarias (34,9 °C).

Los valores máximos de la amplitud térmica diaria se miden en verano, fechas en la que es frecuente que sean mayores de 22 °C.

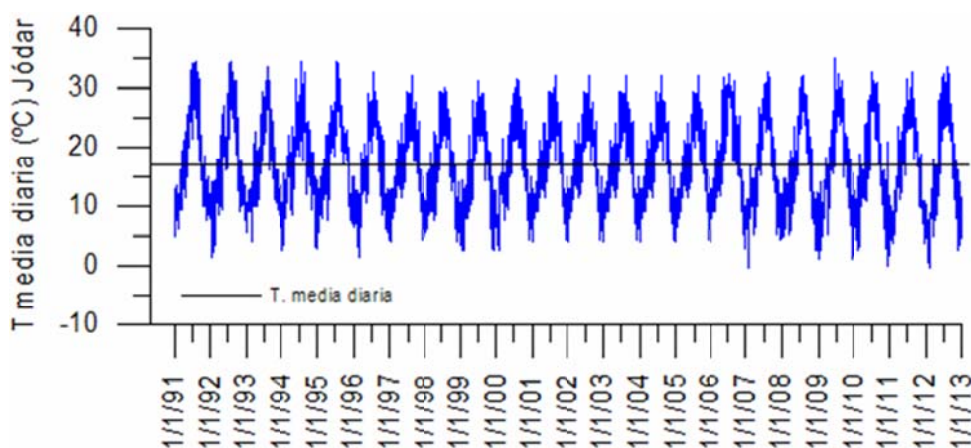


Figura 12. Evolución de las temperaturas medias diarias.

### 5.1.3 Evapotranspiración potencial

En la tabla 17 se muestran los principales estadísticos de posición de las series de evapotranspiración diaria y anual.

	Anual	Diaria
<b>Media</b>	1046,2	2,9
<b>Desviación estándar</b>	106,4	1,7
<b>Coef. Variación</b>	0,1	0,6
<b>Mediana</b>	1020,2	2,6
<b>Min</b>	923,7	0
<b>Máx</b>	1214,3	7,7
<b>Coef. Asimetría</b>	0,44	0,45

Tabla 17. Estadísticos descriptivos de la evapotranspiración de referencia anual (mm/años) y diaria (mm/día).

La evapotranspiración potencial media diaria es de 2,9 mm. El promedio de ET<sub>0</sub> media anual es de 1046 mm/año. Estos resultados son coherentes con los mapas de ET<sub>0</sub> de Andalucía realizados por Vanderlinden (2002), en los que no fueron considerados los observatorios que se tratan en esta investigación.

En la tabla 18 se muestran los estadísticos descriptivos de la ET<sub>0</sub> anual, calculados con las expresiones de Thornthwaite, Penman y Hargreaves. Esta comparación se ha realizado en el periodo comprendido entre 2007 y 2012, periodo en el cual se tienen resultados mediante todas expresiones. La ET<sub>0</sub> calculada por el método de Penman ha sido obtenida mediante el volcado de datos procedentes de la estación meteorológica de Jódar (nº103), perteneciente a la red de estaciones agroclimáticas de la Junta de Andalucía.

	Thornthwaite	Hargreaves	Hargreaves 0,15	Penman
<b>Media</b>	906,3	1274,5	1180,1	1134,6
<b>D.E</b>	24,3	31,8	29,4	27,8
<b>C.Var</b>	0	0	0	0
<b>Mediana</b>	913,6	1277,2	1182,5	1122,9
<b>Min</b>	875,5	1236,8	1145,2	1112,1
<b>Máx</b>	933,1	1311,5	1214,3	1186,8

Tabla 18. Estadísticos descriptivos de la evapotranspiración de referencia anual (mm/año) calculados mediante las expresiones Thornthwaite, Hargreaves, Hargreaves con coeficiente de corrección y Penman.

Los valores de  $ET_0$  que resultan de aplicar la expresión propuesta por Hargreaves sobreestima los obtenidos con la ecuación de Penman-Monteih, sin embargo al aplicar el factor de corrección se obtienen valores similares.

Los valores que resultan de aplicar las ecuaciones de Thornthwaite y Hargreaves ponen de manifiesto que existen entre ellas considerables diferencias respecto a los valores obtenidos por el método Penman.

#### 5.1.4 Lluvia útil y evapotranspiración real

En las Tablas 19 y 20 se resumen los estadísticos descriptivos de las series de lluvia útil (LLU) y de evapotranspiración real (ETR) anual que resultan de aplicar el modelo.

La lluvia útil media anual está comprendida entre 57 mm/año (con una RU de 100 mm) y 209 mm/año (con una RU de 10 mm) cuando se consideran los datos meteorológicos de Jódar. En el caso del observatorio de Jimena, la lluvia útil que resulta está comprendida entre 216 mm/año (con una RU de 100 mm) y 63 mm/año (con una RU de 10 mm).

En la figura 9 se resume la influencia de la capacidad de retención de agua en el suelo o reserva útil en el promedio de la lluvia útil y de la evapotranspiración real, en los dos observatorios considerados. La evapotranspiración real es siempre mayor que la lluvia útil, con excepción de la serie de lluvia útil con un valor de la CRAS de 20 mm; superior en la estación de Jimena y muy similar en el observatorio de Jódar. La diferencia entre ambos componentes del balance de agua se hace mayor conforme aumenta la capacidad de almacenamiento del suelo.

	Media	Desviación estándar	Coef. Variación	Mediana	Mín	Máx	C.Asi	Curtosis	Coef. Recarga
<b>Precipitación</b>									
<b>P</b>	413	180	0	352	233	959	1,84	3,37	
<b>Evapotranspiración potencial</b>									
<b>ETP</b>	1046	106	0	1020	924	1214	0,44	-1,49	
<b>Lluvia Útil</b>									
<b>LLU 10</b>	216	158	1	149	63	664	1,73	2,7	0,52
<b>LLU 20</b>	161	153	1	103	17	596	1,79	2,9	0,39
<b>LLU 30</b>	132	149	1	72	0	557	1,85	3,07	0,32
<b>LLU 40</b>	110	143	1	51	0	527	1,91	3,32	0,27
<b>LLU 60</b>	86	133	2	21	0	494	2,04	3,94	0,21
<b>LLU 80</b>	72	126	2	6	0	474	2,18	4,65	0,18
<b>LLU 100</b>	63	117	2	0	0	454	2,35	5,65	0,15
<b>Evapotranspiración real</b>									
<b>ETR 10</b>	198	35	0	198	131	294	0,52	1,77	
<b>ETR 20</b>	251	44	0	253	170	362	0,39	0,97	
<b>ETR 30</b>	280	51	0	282	195	401	0,25	0,29	
<b>ETR 40</b>	302	58	0	308	197	431	0,03	-0,07	
<b>ETR 60</b>	325	69	0	334	197	464	-0,13	-0,55	
<b>ETR 80</b>	337	79	0	354	197	484	-0,1	-0,85	
<b>ETR 100</b>	346	88	0	358	197	504	0,05	-0,9	

Tabla 19. Estadísticos descriptivos de la lluvia útil y de la evapotranspiración real anual (mm/año) de la estación de Jimena, calculados para el periodo 1991-2012.

	Media	Desviación estándar	Coef. Variación	Mediana	Mín	Máx	C.Asi	Curtosis	Coef. Recarga
<b>Precipitación</b>									
<b>P</b>	415	167	0	384	179	852	1,29	1,62	
<b>Evapotranspiración potencial</b>									
<b>ETP</b>	1046	106	0	1020	924	1214	0,44	-1,49	
<b>Lluvia Útil</b>									
<b>LLU 10</b>	209	143	1	166	50	642	1,67	3,09	0,5
<b>LLU 20</b>	156	138	1	112	10	581	1,82	3,56	0,38
<b>LLU 30</b>	127	132	1	83	0	541	1,96	3,89	0,31
<b>LLU 40</b>	108	127	1	71	0	501	1,99	3,76	0,26
<b>LLU 60</b>	84	119	1	39	0	449	2,02	3,79	0,2
<b>LLU 80</b>	67	110	2	11	0	409	2,12	4,09	0,16
<b>LLU 100</b>	57	100	2	0	0	378	2,25	4,85	0,14
<b>Evapotranspiración real</b>									
<b>ETR 10</b>	206	40	0	208	126	304	0,15	0,69	
<b>ETR 20</b>	259	46	0	265	165	369	0,11	0,62	
<b>ETR 30</b>	287	52	0	287	174	399	-0,22	0,4	
<b>ETR 40</b>	306	57	0	308	174	409	-0,59	0,28	
<b>ETR 60</b>	329	69	0	331	174	429	-0,62	0,07	
<b>ETR 80</b>	345	78	0	347	174	468	-0,51	-0,02	
<b>ETR 100</b>	355	85	0	356	174	504	-0,37	-0,06	

Tabla 20. Estadísticos descriptivos de la recarga y de la evapotranspiración real anual (mm/año) de la estación de Jódar, calculados para el periodo 1991-2012.

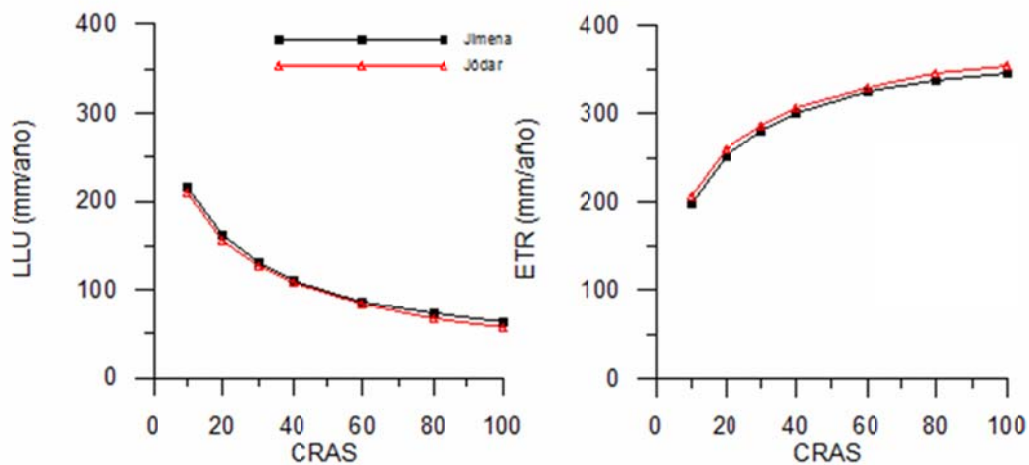


Figura 9. Influencia de la capacidad de retención de agua en el suelo en el promedio de la lluvia útil y la evapotranspiración real, en los observatorios de Jimena y Jódar.

En la figura 9 se muestra que el aumento de la capacidad de almacenamiento de los suelos disminuye la lluvia útil. Por otro lado, la disminución más acusada de la lluvia útil se produce en el intervalo  $10 \text{ mm} < \text{CRAS} < 40 \text{ mm}$ , que es, precisamente, el intervalo más frecuente en suelos asociados a materiales carbonáticos (Sauter, 1992; Lambán, 1998). En ese mismo intervalo, la lluvia útil está comprendida entre 216 mm/año, que corresponden a un valor de la CRAS de 10 mm, en el observatorio de Jimena, y 108 mm/año, correspondientes a un valor de la CRAS de 40 mm en el observatorio de Jódar, lo que supone unos coeficientes de recarga medios de 0,52, en la estación de Jimena, y 0,26, en Jódar, en el supuesto de que toda la lluvia útil se transformase en recarga al acuífero.

## 5.2 CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA DEL ACUÍFERO

### 5.2.1 Geofísica

Para avanzar en el conocimiento de la estructura profunda de las sierras de Bedmar y La Golondrina se han integrado todos los datos de sondeos, geología de superficie y geofísicos disponibles así como los adquiridos durante este trabajo.

#### A) Gravimetría

Se ha realizado un mapa de anomalía de Bouguer a partir de la integración de los datos gravimétricos adquiridos durante este estudio y los existentes en la base de datos de Topolberia (Ayala, 2013). Se han realizado, así mismo, dos modelos gravimétricos 2D: uno entre las sierras de Bedmar y La Golondrina y otro perpendicular a la falla que constituye el borde occidental de la Sierra de Bedmar (figura 10).

Los resultados del procesado de los datos de gravimetría se muestran en el mapa de anomalía de Bouguer (figura 10). Es necesario señalar la dificultad de incluir estaciones de medida sobre los relieves constituidos por ambas sierras debido a lo escarpado del terreno. Aun así, es posible



observar las principales características de la anomalía de Bouguer en la región. En la Sierra de Bedmar se observa la existencia de una anomalía gravimétrica positiva relativa (-92 a -90 mGal) asociada a los afloramientos calcáreos. Sin embargo, al sur de ésta, la Sierra de la Golondrina está constituida por un mínimo relativo (-94 mGal) entre los máximos de la Sierra de Bedmar y los relieves subbéticos situados al sur. En el sector estudiado existen dos mínimos principales. El más importante (-103 mGal), y con mayor extensión, se encuentra localizado al oeste de la Sierra de Bedmar y ocupa todo el sector suroccidental de la zona estudiada. Dicho mínimo está asociado a un mayor espesor de sedimentos de la mélange, menos densos que las sierras calizas circundantes. El otro mínimo, de menor entidad, se encuentra localizado en la terminación oriental de la Sierra de Bedmar (-96 mGal).

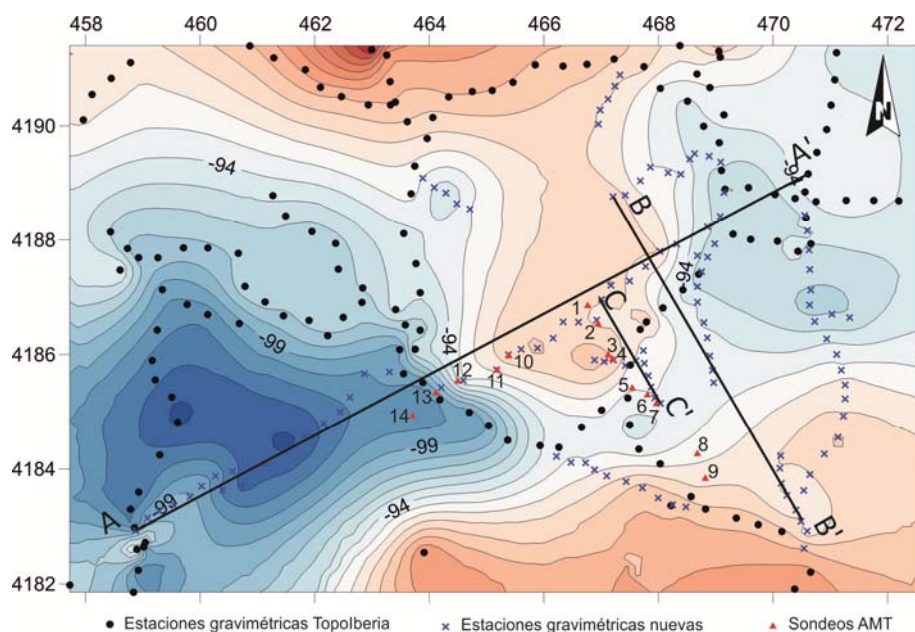


Figura 10. Mapa de anomalía de Bouguer realizado a partir de los datos de campo. Se indica la posición de las estaciones de medida adquiridas para el presente trabajo (en azul) y las procedentes de la base de datos Topolberia (en negro). Así mismo, se indica la posición de los perfiles gravimétricos modelizados (A-A' y B-B'), de los sondeos de AMT (en rojo) y del perfil de AMT modelizado (C-C').

Se han modelizado dos perfiles gravimétricos: uno E-O perpendicular a la falla del borde occidental de la Sierra de Bedmar (A-A'; figura 11) y otro de dirección NO-SE perpendicular a las sierras (B-B'; figura 11). En el primero, se ha modelizado un cuerpo con densidad 2.62 g/cm<sup>3</sup>, que se corresponde con los materiales calcáreos que componen la Sierras de Bedmar, sobre un cuerpo menos denso (2.20 g/cm<sup>3</sup>), que se corresponde con los materiales de la mélange. El modelo muestra como las calizas que afloran en la sierra no continúan hacia el oeste. Sin embargo, se observa la existencia de algún bloque calizo englobado dentro de la mélange. Se ha modelizado también la presencia de varias láminas calizas bajo toda la región separadas por rocas de la mélange que van aumentando su potencia hacia el norte.

En el perfil B-B', que atraviesa ambas sierras, se observa la continuidad de las calizas bajo los sedimentos detríticos existentes en la vaguada. A este cuerpo de sedimentos detríticos del Mioceno medio-superior se le ha asignado una densidad 2.35 g/cm<sup>3</sup>. Entre estos sedimentos y las rocas calizas



se ha modelizado también un cuerpo de densidad 2.20 g/cm<sup>3</sup> en relación a la existencia de rocas menos densas de la mélange en la parte meridional de la cuenca. Al igual que en el perfil A-A', se ha modelizado la presencia de varias láminas calizas con buzamiento hacia el SE separadas por rocas de la mélange. Ambos modelos gravimétricos son de gran ayuda para establecer el corte geológico de la sierra.

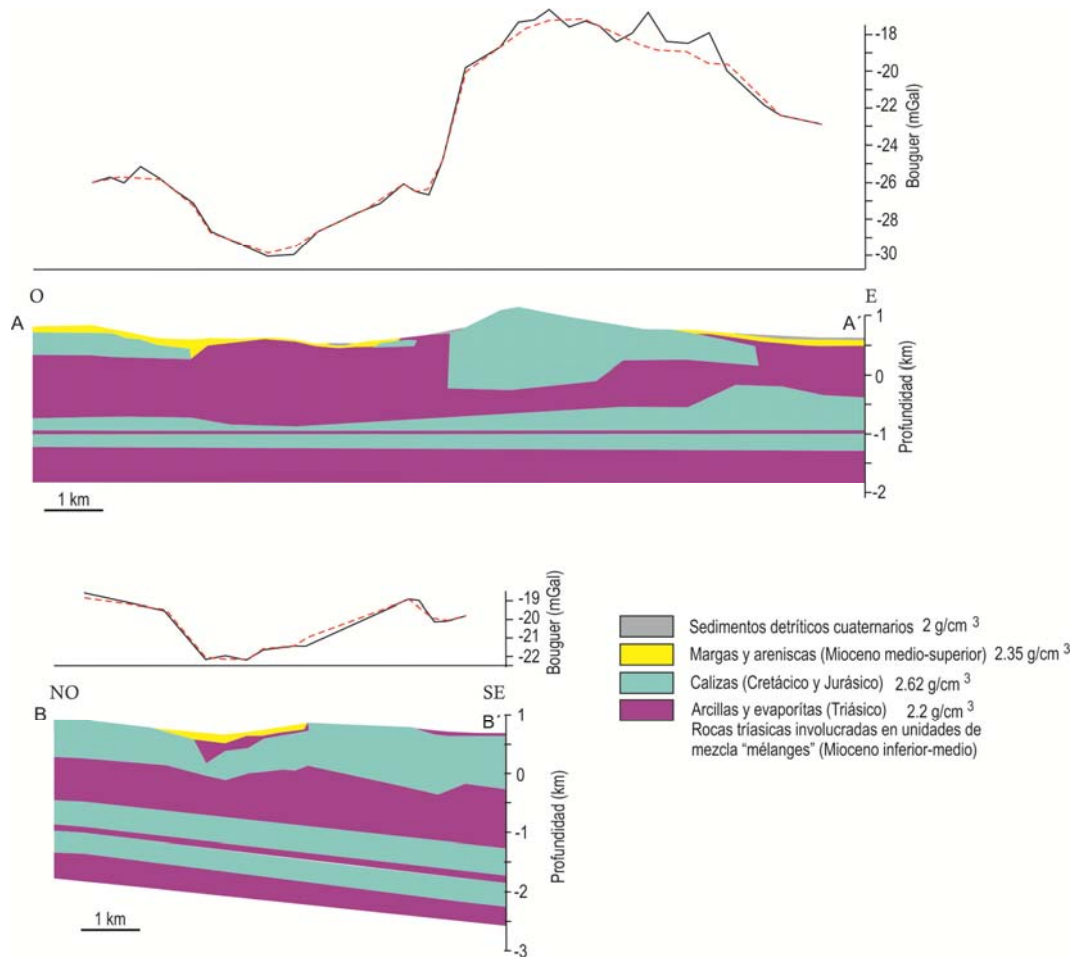


Figura 11. Modelos gravimétricos realizados a partir de la anomalía gravimétrica regional. La posición de los perfiles se muestra en la figura 10.

### B) Prospección audiomagnetotelúrica

En la campaña de adquisición de datos AMT se realizaron 14 sondeos, distribuidos en dos perfiles. Uno, de dirección E-O, perpendicular a la falla del borde occidental de la Sierra de Bedmar y otro, de dirección NO-SE, entre las sierras de Bedmar y de la Golondrina. Las estaciones de medida se realizaron con un espaciado medio de 350 metros. En primer lugar se ha analizado la dimensionalidad de las curvas de resistividad aparente y fase. Posteriormente se ha realizado la inversión 1D de cada uno de los sondeos, así como, la inversión 2D del perfil transversal a las sierras, que es el que presenta una dirección favorable según la dirección de las principales estructuras geológicas.

El método magnetotelúrico, al realizar medidas en dos direcciones perpendiculares, es sensible a la dirección de las principales estructuras conductoras (dimensionalidad). Se considera medio 1D al medio en el que la resistividad sólo cambia con la profundidad, 2D a un medio estratificado que tiene variaciones de la resistividad en todas direcciones salvo en una dirección horizontal, y 3D a un medio donde la resistividad cambia en las tres direcciones del espacio. Previo a la interpretación cuantitativa de los datos, se llevó a cabo un análisis de distorsión para determinar la dimensionalidad del medio geológico de la región. Los resultados indican que la mayoría de sondeos se comportan como un semi-espacio estratificado (1D) a periodos menores a 10<sup>-3</sup> s. A partir de dicho periodo, los modos TE y TM se separan como consecuencia de una estructura eléctrica 2D (figura 12).

Bahr (1991) propuso un método para estimar la complejidad del tensor impedancia y determinar la dirección horizontal en la que la conductividad eléctrica es mayor (strike). Con el método de Bahr, se ha obtenido un strike eléctrico medio N60°E para todas las estaciones y todos los periodos estudiados (figura 12). En condiciones óptimas, este strike eléctrico debe ser lo más perpendicular posible a la orientación del perfil en el cual se va a realizar el modelo 2D (figura 15).

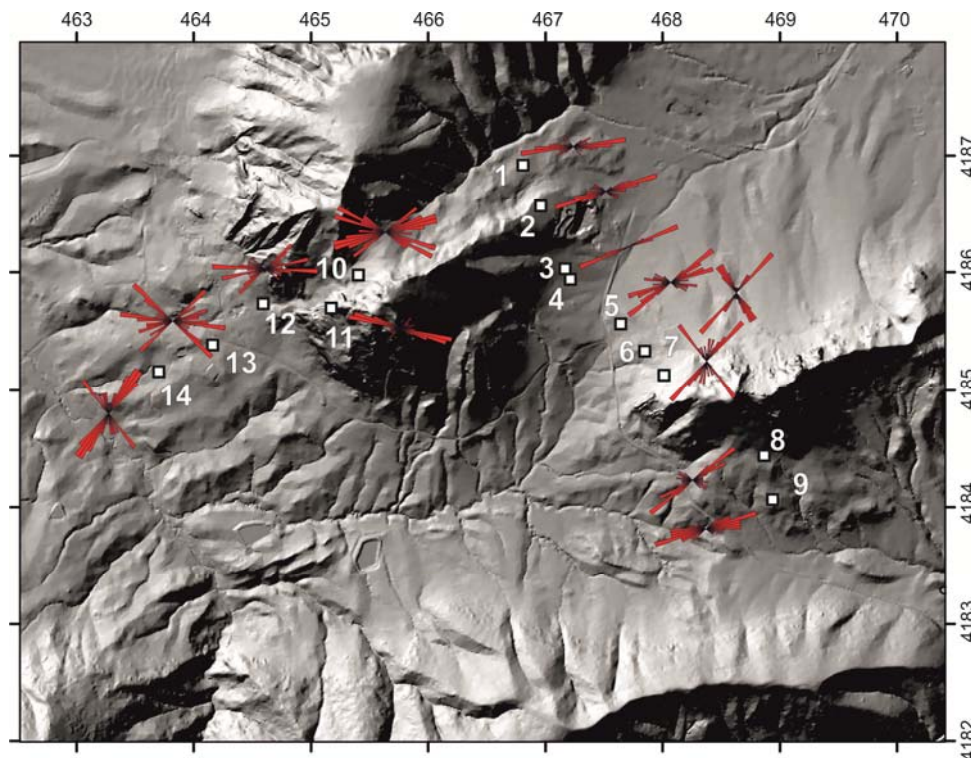


Figura 12. Representación del strike eléctrico de Bahr para cada una de las estaciones de AMT.

Se ha realizado la inversión unidimensional de los 14 sondeos de AMT realizados (figuras 13 y 14). Para ello se han empleado dos tipos de inversiones 1D, el método de Occam (Constable et al., 1987) y el de Bostick (Bostick, 1977). En los sondeos 1-4, situados al SE de la Sierra de Bedmar, se observa la existencia de una capa resistiva de varios centenares de metros de potencia por debajo de los sedimentos de la unidad de mezcla (capa conductora de varias decenas de metros de potencia). Los sondeos 5-7, situados en la vaguada al N de la Sierra de la Golondrina, no detectan la capa resistiva correspondiente a las calizas ya que dichos sondeos alcanzan poca profundidad debido a la existencia

de materiales muy conductores en superficie (unidades de mezcla). En el sondeo 8, al Sur de la Sierra de la Golondrina, se detecta una capa resistiva de varios centenares de potencia, que se interpreta como las calizas de la sierra. Bajo ella se observa hay una capa muy conductora que debe ser la unidad de mezcla. En el sondeo 9, sin embargo, sólo se observan unidades de baja resistividad.

En los sondeos realizados en el entorno de la falla de la Sierra de Bedmar se distingue una capa resistiva de unos 300 metros de potencia bajo la que hay una capa muy conductora (menos de 10 Ohm.m) en todos los sondeos situados en el bloque oriental de la falla. En los sondeos 13-14, situados sobre las unidades de mezcla el resistivo no se detecta ya que los materiales conductores apantallan los materiales que hay debajo de ellos.

El análisis de dimensionalidad ha proporcionado una dirección del strike geoelectrico medio  $N60^{\circ}E$ . Por lo tanto, la dirección del perfil que atraviesa ambas sierras ( $N150^{\circ}E$ ) es propicia para realizar una inversión 2D. La información de las 9 estaciones de AMT que constituyen el perfil se ha integrado en una inversión 2D conjunta de sus modos TE y TM, tanto de resistividad como de fase. El resultado es una sección del sector estudiado donde se observa la variación de resistividad hasta unos 900 m en profundidad (figura 16). De acuerdo con el strike obtenido, el tensor impedancia se rotó  $60^{\circ}$  en sentido antihorario antes de la inversión. Se utilizó el algoritmo de Rodi y Mackie (2001) con un factor de suavización óptimo de 3. El mejor ajuste se obtuvo con un RMS de 3.4 y los ajustes de las distintas curvas se observa en la figura 16. Se aplicó un error de base del 10% para las resistividades aparentes y del 5% para las fases. En algunas estaciones se corrigió el “static shift” durante el proceso de inversión.

En la figura 15 se muestra la distribución de resistividades de los materiales. Se distingue en la parte superior un cuerpo de alta resistividad con continuidad a lo largo de todo el perfil que se corresponde con los materiales carbonatados que afloran en ambas sierras. Entre las estaciones 3 y 7 hay un cuerpo conductor en superficie que aumenta de potencia hacia el SE y que se corresponde con los sedimentos detríticos del Mioceno. Debajo del cuerpo resistivo calizo se observa un conductor de gran extensión. Este cuerpo de baja resistividad corresponde con los materiales de la mélangé tectónica, compuesta principalmente por rocas arcillosas y evaporíticas. Su baja resistividad eléctrica es debida al alto contenido en sustancias iónicas disueltas en agua. En los sondeos situados en la vaguada entre ambas sierras el cuerpo resistivo está parcialmente apantallado por la existencia de rocas sedimentarias muy conductoras en superficie.

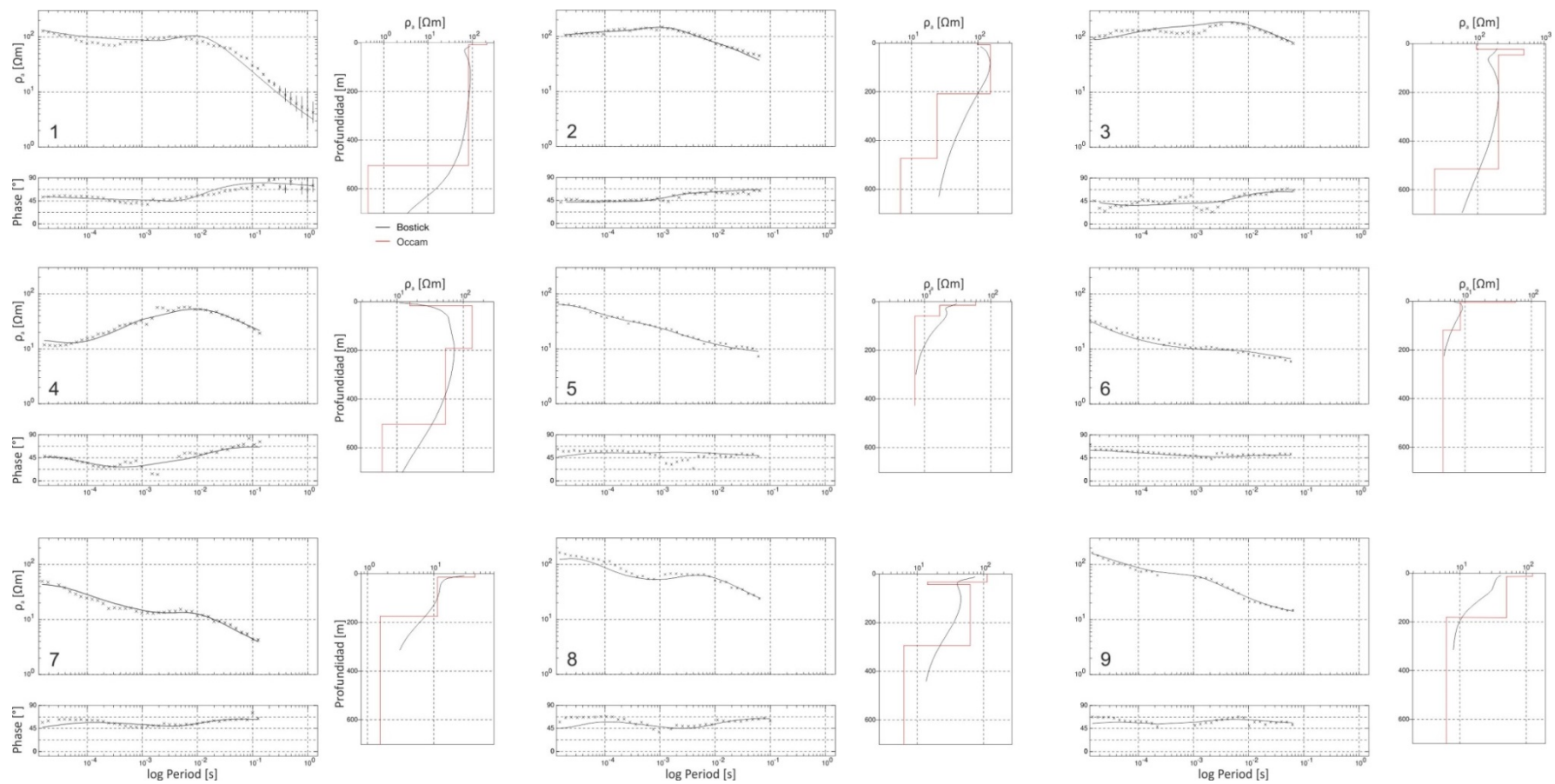


Figura 13. Inversiones 1D suavizadas (Bostick) y de capas planas (Occam) para las estaciones de AMT 1 a 9.

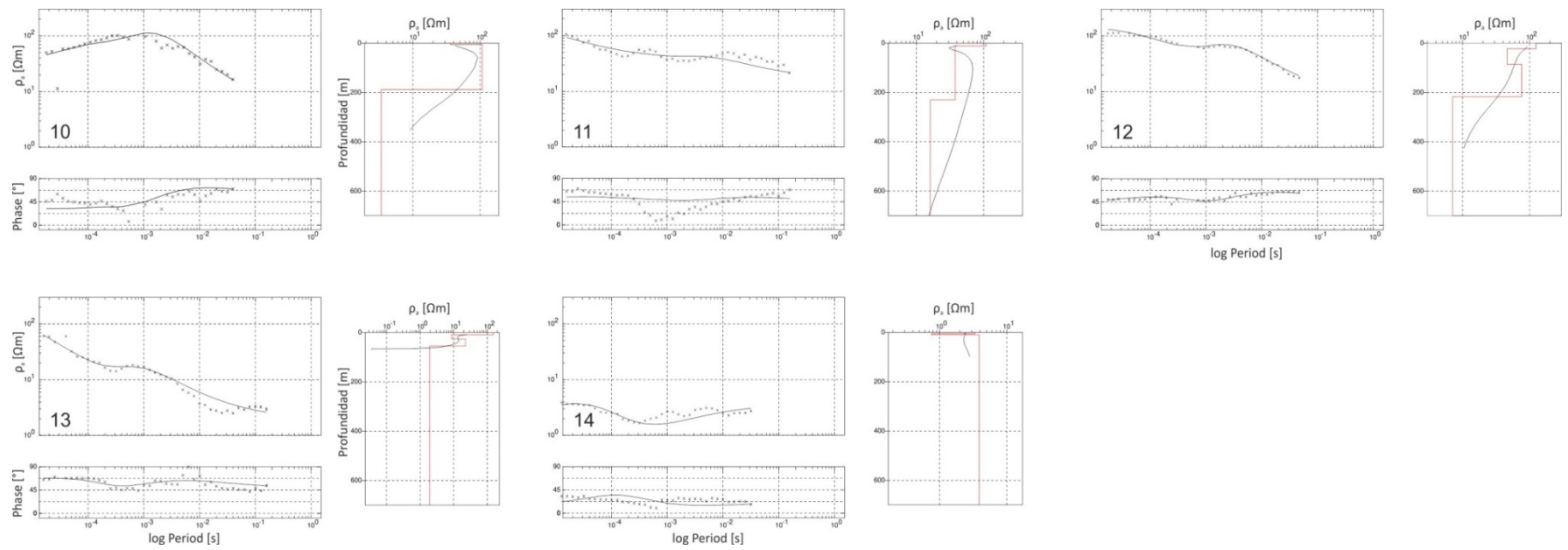


Figura 14. Inversiones 1D suavizadas (Bostick) y de capas planas (Occam) para las estaciones de AMT 10 a 14.



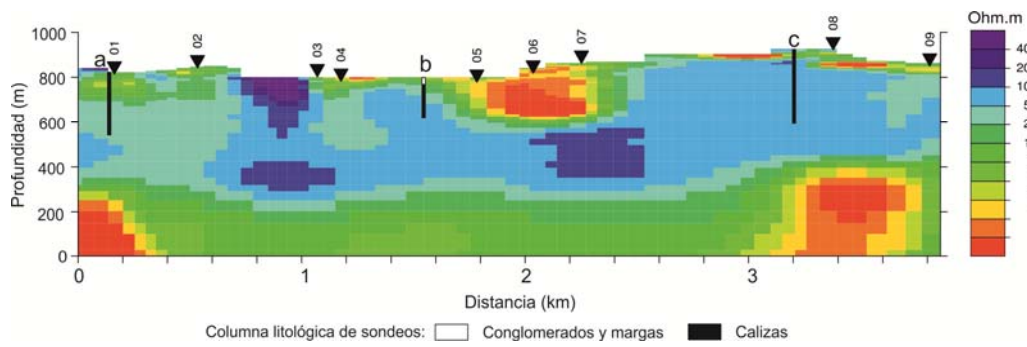


Figura 15. Inversión 2D conjunta de los modos TE y TM, tanto de resistividad como de fase, de todas las estaciones de AMT.

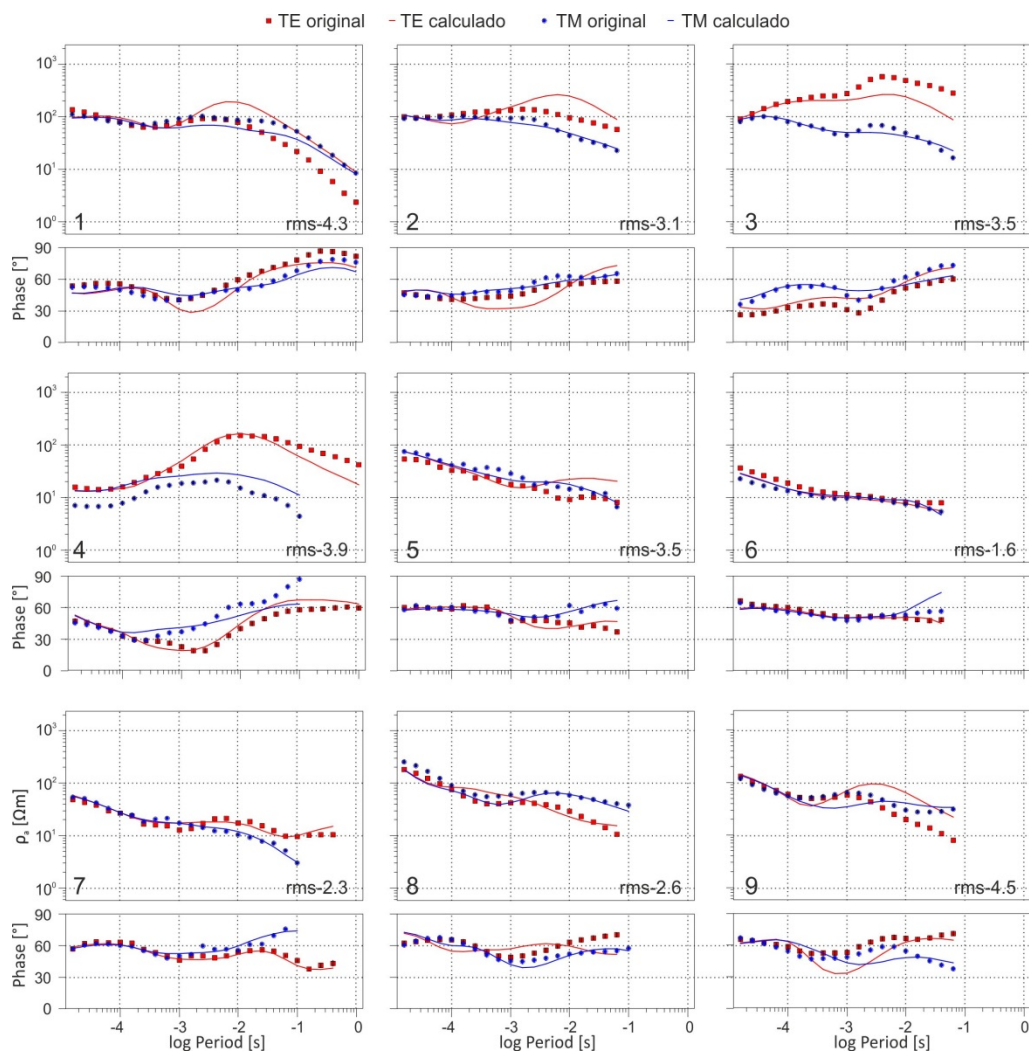


Figura 16. Curvas de resistividad y fase de los sondeos 1-9 de AMT y respuesta del modelo 2D (rojo: modo TE; azul: modo TM) para el perfil C-C' (figura 15).



### 5.3 EVALUACIÓN DE PARÁMETROS HIDRÁULICOS

#### 5.3.1 Caracterización de la porosidad y la permeabilidad de la matriz

La distribución estadística de los valores de porosidad abierta determinados por inmersión de las muestras de agua en cámara de vacío se representa en la figura 17. La muestra estadística no se ajusta a una distribución normal y el valor medio de la porosidad abierta y la desviación estándar asociada es  $5,17 \pm 4,66\%$ . En la figura 17 se observa la presencia de varias muestras con porosidades elevadas, mayores con el 14%, que están en relación con la naturaleza calcarenítica de las muestras. La mediana y los percentiles 10 y 90 de la porosidad abierta son de 2,7, 1 y 10,9 % respectivamente (Tabla 21).

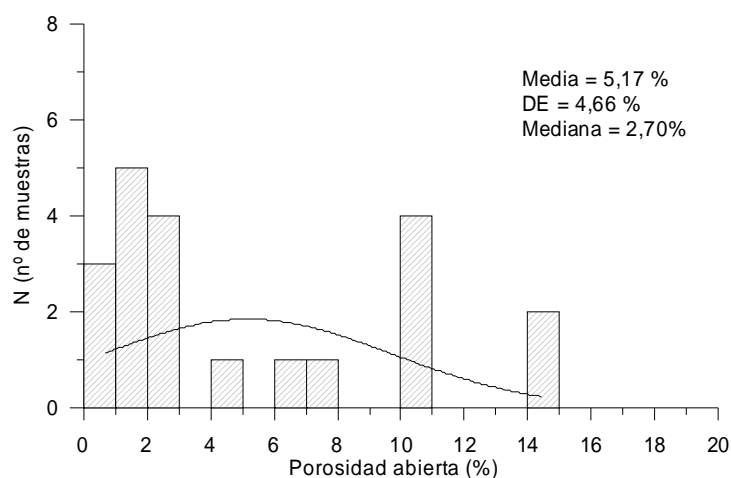


Figura 17. Histograma de los valores de porosidad abierta de las muestras recogidas en el acuífero de Bedmar – Jódar

Los valores de porosidad son relativamente altos. En los casos en los que la permeabilidad resultó elevada, se prepararon dos probetas y fueron analizadas por separado, con objeto de reducir la incertidumbre en la obtención de los resultados. Los resultados y los procedimientos de los ensayos de permeabilidad se han incluido en el Anexo 1 de este informe.

En la Figura 18 se ha realizado un histograma en el que se representa la frecuencia de los valores del logaritmo de la permeabilidad al agua, en m/s, correspondientes a las muestras de roca tomadas en campo. Los métodos y resultados de los ensayos se detallan en el Anexo 1. El valor medio del logaritmo de la permeabilidad es de -6,78 ( $1,66 \times 10^{-7}$  m/s, 0,01 m/día) y su mediana de -4,79 ( $1,62 \times 10^{-5}$  m/s, 1,4 m/día). Como puede comprobarse los valores de permeabilidad de la matriz son muy altos, en especial en el segundo grupo de muestras que se observa en el histograma.

N	Ref. Lab.	Porosidad abierta (%)	Incer (%)	Densidad aparente (kg/m <sup>3</sup> )	Incer (kg/m <sup>3</sup> )	Kg (mD)	Kl (mD)	Kagua (m/s)	log(Kagua) m/s	Tipo de Kl
BM1	5164-01	1	0.01	2671	0.3	0.005	0.002	1.94E-11	-10.71	psi
BM2	5164-02	1.1	0.12	2672	1.7	0.007	0.003	2.90E-11	-10.54	psi
BM3	5164-03	1.7	0.01	2659	0.3	3,962	3,413	3.30E-05	-4.48	Kl
BM4	5164-04	10.5	0.01	2540	0.3	102,329	90,877	8.80E-04	-3.06	Kl
BM5	5164-05	10.4	0.01	2541	48.7	4,118	3,256	3.15E-05	-4.50	Kl
BM6	5164-06	2.7	0.02	2691	0.3	54,063	47,013	4.55E-04	-3.34	Kl
BM7	5164-07	14.1	0.01	2377	1.7	9,067	8,142	7.88E-05	-4.10	Kl
BM8	5164-08	2.2	2.26	2771	0.3	35,134	32,731	3.17E-04	-3.50	Kl
BM9	5164-09	7	0.24	2637	66.8	17,213	15,269	1.48E-04	-3.83	Kl
BM10	5164-10	7.1	0.35	2636	7.1	0.085	0.05	4.84E-10	-9.32	psi
BM11	5164-11	0.7	0.01	2673	3.9	0.007	0.003	2.90E-11	-10.54	psi
BM12	5164-12	10.4	0.02	2537	0.3	2,095	1,684	1.63E-05	-4.79	Kl
BM13	5164-13	0.7	0.01	2682	2.6	0.012	0.006	5.81E-11	-10.24	psi
BM14	5164-14	2.6	0.01	2634	0.3	3.17	2,774	2.69E-05	-4.57	Kl
BM15	5164-15	1.4	0.01	2658	0.3	0.021	0.011	1.06E-10	-9.97	psi
BM16	5164-16	1.1	0.01	2660	0.3	5,304	4,539	4.39E-05	-4.36	Kl
BM17	5164-17	4.5	0.01	2589	0.2	0.128	0.077	7.45E-10	-9.13	psi
BM18	5164-18	2.8	0.31	2625	0.3	0.117	0.07	6.78E-10	-9.17	psi
BM19	5164-19	2	0.01	2628	1.7	0.211	0.131	1.27E-09	-8.90	psi
BM20	5164-20	14.4	0.01	2422	0.5	18,487	17,096	1.65E-04	-3.78	Kl
BM21	5164-21	10.1	0.01	2539	0.2	0.041	0.023	2.23E-10	-9.65	Kl
<b>Media</b>		<b>5.17</b>	<b>0.16</b>	<b>2611.52</b>	<b>6.58</b>	<b>11989.32</b>	<b>10799.73</b>	<b>1.05E-04</b>	<b>-6.78</b>	
<b>DE</b>		<b>4.66</b>	<b>0.49</b>	<b>91.92</b>	<b>17.33</b>	<b>24895.03</b>	<b>22063.48</b>	<b>2.14E-04</b>	<b>3.02</b>	
<b>Mediana</b>		<b>2.70</b>	<b>0.01</b>	<b>2636.00</b>	<b>0.30</b>	<b>3.17</b>	<b>1684.00</b>	<b>1.63E-05</b>	<b>-4.79</b>	
<b>Percentil 10</b>		<b>1.00</b>	<b>0.01</b>	<b>2537.00</b>	<b>0.30</b>	<b>0.01</b>	<b>0.00</b>	<b>2.90E-11</b>	<b>-10.54</b>	
<b>percentil 90</b>		<b>10.50</b>	<b>0.31</b>	<b>2682.00</b>	<b>7.10</b>	<b>35134.00</b>	<b>32731.00</b>	<b>3.17E-04</b>	<b>-3.50</b>	
<b>CV</b>		<b>0.90</b>	<b>2.98</b>	<b>0.04</b>	<b>2.64</b>	<b>2.08</b>	<b>2.04</b>	<b>2.04E+00</b>	<b>-0.45</b>	
<b>Máx.</b>		<b>14.4</b>	<b>2.26</b>	<b>2771</b>	<b>66.8</b>	<b>102329</b>	<b>90877</b>	<b>0.00088</b>	<b>-3.06</b>	
<b>Mín.</b>		<b>0.7</b>	<b>0.01</b>	<b>2377</b>	<b>0.2</b>	<b>0.005</b>	<b>0.002</b>	<b>1.94E-11</b>	<b>-10.71</b>	

Tabla 21. Estadísticos descriptivos de los valores de porosidad y permeabilidad de la matriz del acuífero de Bedmar- Jódar.

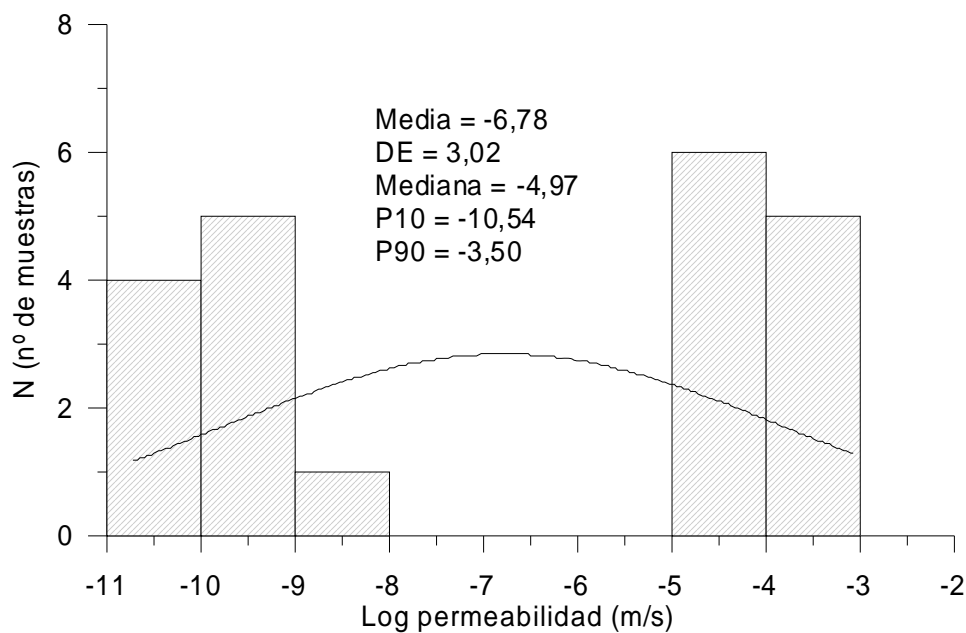


Figura 18. Histograma de los valores del logaritmo de la permeabilidad de las muestras recogidas en el acuífero de Bedmar – Jódar.

#### 4.3.2 Evaluación de parámetros hidráulicos mediante ensayos de bombeo

Uno de los aspectos que se deberían mejorar en futuros trabajos de investigación consiste en la evaluación de los parámetros hidráulicos del acuífero mediante ensayos de bombeo. Los datos existentes son reducidos, no así el número de sondeos donde podrán hacerse este tipo de pruebas. En este sentido en CHG-IGME (2001) se indica que en el 2038/2/22, realizado por el SGOP en 1991 se obtuvo, tras un bombeo de 23 horas de duración con un caudal de 109 l/s, una transmisividad de 6640 m<sup>2</sup>/día. Asimismo, en el sondeo 2038/2/24, también realizado por el SGOP, se obtuvo una transmisividad de 6,3 m<sup>2</sup>/día, después de 22 horas de bombeo, con un caudal de 2,2 l/s. Por otra parte, en algunos sondeos efectuados por el antiguo INC en las inmediaciones de Jódar se obtuvieron caudales específicos comprendidos entre 30 y 50 l/s/m, que indicarían transmisividades comprendidas entre 3000 y 5000 m<sup>2</sup>/día.

### 5.4 PIEZOMETRIA

#### 5.4.1 Datos mensuales

La figura 20 muestra la información suministrada por los piezómetros 05.14.01 (sondeo Bedmar I, 203820022) y 05.14.02 (sondeo Jódar I, 203820024), comparada con los datos de precipitación de la estación de Jódar (IGN 5154A), completada a partir de 2006 con datos de la estación agroclimática de la Junta de Andalucía (nº 103), además se presenta la curva de desviación acumulada de la precipitación mensual respecto a la media de esa serie de precipitación.

En ambos piezómetros se observa una evolución similar, con escasas diferencias en sus cotas piezométricas. Esto indica que cortan una misma zona saturada y sugiere que la permeabilidad es elevada. El comienzo de la serie de medidas se produjo en un año extraordinariamente seco, el nivel

se sitúa en 1995 unos 60 m por debajo del nivel de referencia. Se mantiene más o menos estabilizado hasta 1998, donde alcanza el máximo de la serie y comienza a descender a un ritmo de unos 5 m/año hasta 2010, año en que se invierte la tendencia debido a que fue extraordinariamente lluvioso. El mínimo se alcanza en junio de 2009, con 107 m por debajo del nivel de referencia. El periodo de descenso más acusado coincide con una serie seguida de años secos entre 2005 y 2010 (Figura 9); sin embargo, se observa que se inicia antes del comienzo de esta serie seca, por lo que debió producirse un incremento en la explotación durante en esos años. En 2010 se inicia un nuevo ciclo húmedo lo que provoca una recuperación de niveles hasta situarse actualmente en torno a 80 m por debajo del nivel de referencia.

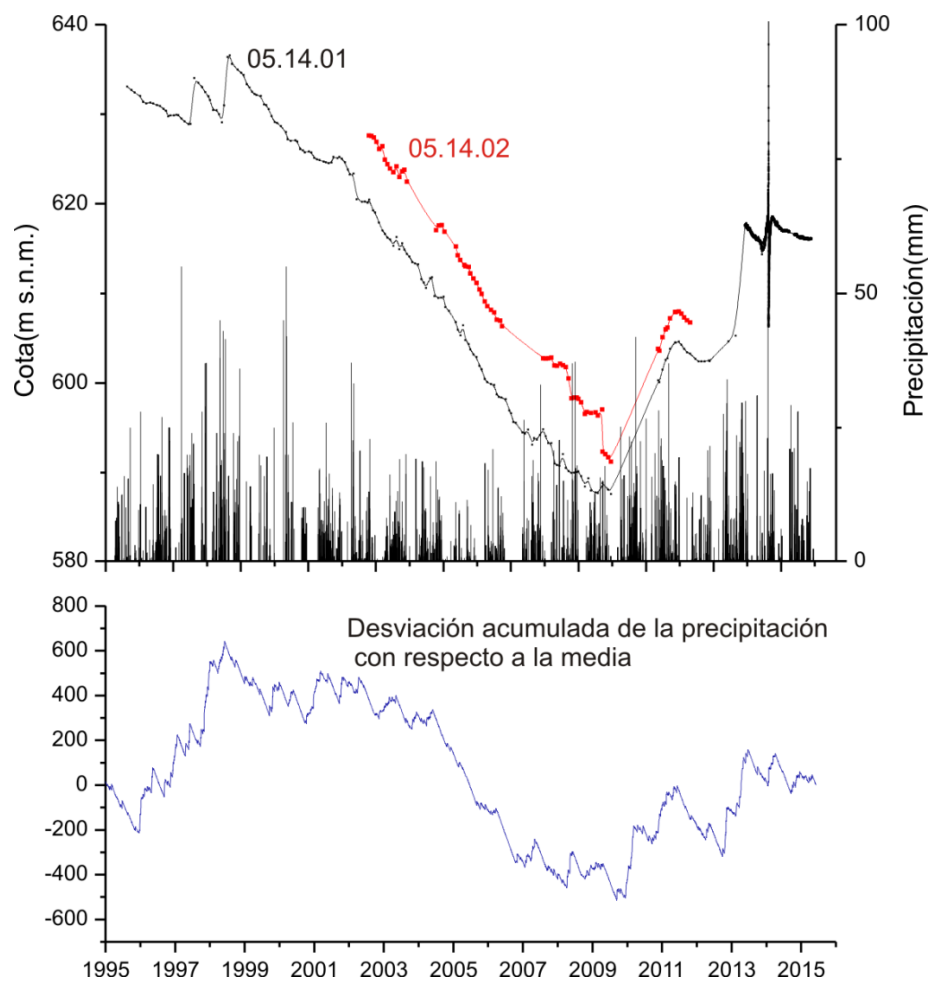


Figura 20. Evolución piezométrica en el acuífero de Bedmar-Jódar y su comparación con la precipitación diaria y con la desviación acumulada de la precipitación mensual respecto a la media. Datos de precipitación unificados de la estación del IGN 5154A (Jódar) y la estación agroclimática de la Junta de Andalucía nº 103 (Jódar).

En trabajos anteriores se ha planteado la posibilidad de la existencia o no de conexión hidrogeológica entre los afloramientos de la Serrezuela y La Golondrina. El hecho de una similitud notable en las cotas del nivel piezométrico en los sondeos de Jódar y Bedmar y el manantial de Fuente Vieja (697 m s.n.m.) sugiere la existencia de esta relación. Por otra parte, el manantial se secó cuando estos sondeos se pusieron en explotación, sin que existiesen extracciones en el afloramiento de La

Golondrina. Estas observaciones parecen sugerir la posibilidad de que ambos afloramientos formen una única unidad hidrogeológica con una zona saturada común.

Actualmente, hay al menos cuatro sondeos que explotan el afloramiento de La Golondrina para regadío de olivar. Uno de ellos se ubica cerca del punto de surgencia de la Fuente Vieja, donde, además, hay un antiguo sondeo que recientemente se ha habilitado como piezómetro. Por otra parte, la Fuente de Garcéz se localiza al norte del afloramiento de la Serrezuela, y parece drenar un pequeño sector del acuífero aislado del resto por cuestiones tectónicas, lo que explicaría que no se haya visto afectada por la explotación

#### 5.4.2 Datos horarios

En la gráfica de la figura 21 se muestran los registros obtenidos hasta el 6 de mayo de 2015 en los tres piezómetros instalados con sensores. El registro del sondeo Fuente Vieja 1 muestra claramente la influencia de los bombeos realizados en el sondeo cercano, el Fuente Vieja 2 (figura 21). La temporada de bombeos para el riego de olivar ya estaba iniciada cuando se instaló el sensor, por lo que no se conoce la fecha de inicio de la campaña de bombeo correspondiente al año 2013 pero sí la del final, el 13 de noviembre de 2013, aunque hay otro breve periodo de bombeo entre las fechas 11 y 18 de febrero de 2014. También se observan bombeos durante casi todo el mes de abril de 2014, y algún episodio aislado a final marzo. La temporada de bombeo del año 2014 se inicia el 9 de abril, al final del registro y finalizó el 2 de noviembre, aunque con bombeos más espaciados en los últimos dos meses.

En la figura 22 se muestra en detalle el gráfico correspondiente al piezómetro Bedmar 1 (05.14.01). Se observa un periodo entre mayo y junio de 2013 donde los niveles piezométricos están ascendiendo, aunque en detalle hay oscilaciones cíclicas diarias de unas 17 horas de duración. Estas variaciones podrían ser debidas al bombeo diario que se produce en el sondeo Serrezuela (203560001 o 05.14.11 según código de CHG). Según la información suministrada por la empresa municipal Aguas de Jódar S. A. el bombeo mensual para abastecimiento a Jódar en mayo de 2011 fue de 91.759 m<sup>3</sup> y en 2012 fue de 84.389 m<sup>3</sup>, si consideramos un bombeo diario de 17 horas de duración, sería necesario un caudal de bombeo en el pozo Serrezuela de unos 45 l/s, lo que es congruente con la información que suministró la empresa de un bombeo instantáneo en torno a 50 l/s. Estos datos por tanto apoyan la posibilidad de que esas variaciones sean debidas al bombeo para abastecimiento a Jódar.

A partir de junio de 2013 (figura 22) se observan variaciones extrañas que parecen en parte provocadas por las lluvias de final de mayo, aunque las ciclicidades debidas a los bombeos para abastecimiento están alteradas. Esta alteración ya es evidente a partir del 22 de junio, fecha a partir de la cual se inicia un periodo de descensos continuados de los niveles. Cuando llega el estiaje, Jódar incrementa sus bombeos para abastecimiento con la puesta en marcha esporádica del sondeo El Portillo (203820036), la alteración de los niveles podría reflejar estos bombeos, aunque el cambio de tendencia parece responder a bombeos de mayor importancia. El inicio de la campaña de extracciones para el regadío de olivar se produce también en esas fechas, sin embargo, en el afloramiento de la Serrezuela no existen bombeos destinados a este fin, si bien, son importantes en

el afloramiento de la Golondrina. Por tanto, esta respuesta piezométrica apunta hacia la posible conexión hidrogeológica entre los afloramientos de la Serrezuela y la Golondrina.

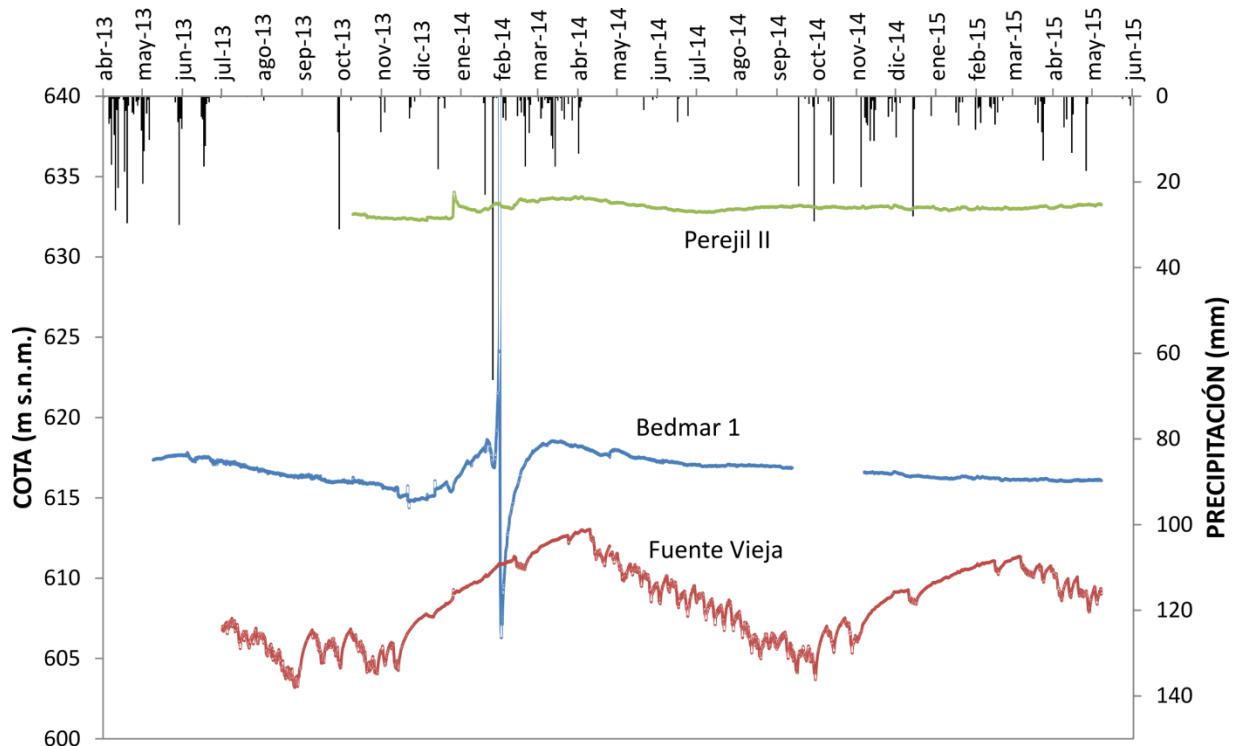


Figura 21. Datos de evolución del nivel piezométrico en los sensores instalados en el afloramiento de la Golondrina (Fuente Vieja) y en la Serrezuela (Bedmar 1 y Serrezuela). Precipitación diaria en la estación Agroclimática de la Junta de Andalucía nº 103 (Jódar).

En la figura 22 se muestra en detalle el gráfico correspondiente al piezómetro Bedmar 1 (05.14.01). Se observa un periodo entre mayo y junio de 2013 donde los niveles piezométricos están ascendiendo, aunque en detalle hay oscilaciones cíclicas diarias de unas 17 horas de duración. Estas variaciones podrían ser debidas al bombeo diario que se produce en el sondeo Serrezuela (203560001 o 05.14.11 según código de CHG). Según la información suministrada por la empresa municipal Aguas de Jódar S. A. el bombeo mensual para abastecimiento a Jódar en mayo de 2011 fue de 91.759 m<sup>3</sup> y en 2012 fue de 84.389 m<sup>3</sup>, si consideramos un bombeo diario de 17 horas de duración, sería necesario un caudal de bombeo en el pozo Serrezuela de unos 45 l/s, lo que es congruente con la información que suministró la empresa de un bombeo instantáneo en torno a 50 l/s. Estos datos por tanto apoyan la posibilidad de que esas variaciones sean debidas al bombeo para abastecimiento a Jódar.

A partir de junio de 2013 (figura 22) se observan variaciones extrañas que parecen en parte provocadas por las lluvias de final de mayo, aunque las ciclicidades debidas a los bombeo para abastecimiento están alteradas. Esta alteración ya es evidente a partir del 22 de junio, fecha a partir de la cual se inicia un periodo de descensos continuados de los niveles. Cuando llega el estiaje, Jódar incrementa sus bombeos para abastecimiento con la puesta en marcha esporádica del sondeo El Portillo (203820036), la alteración de los niveles podría reflejar estos bombeos, aunque el cambio de tendencia parece responder a bombeos de mayor importancia. El inicio de la campaña de



extracciones para el regadío de olivar se produce también en esas fechas, sin embargo, en el afloramiento de la Serrezuela no existen bombes destinados a este fin, si bien, son importantes en el afloramiento de la Golondrina. Por tanto, esta respuesta piezométrica apunta hacia la posible conexión hidrogeológica entre los afloramientos de la Serrezuela y la Golondrina.

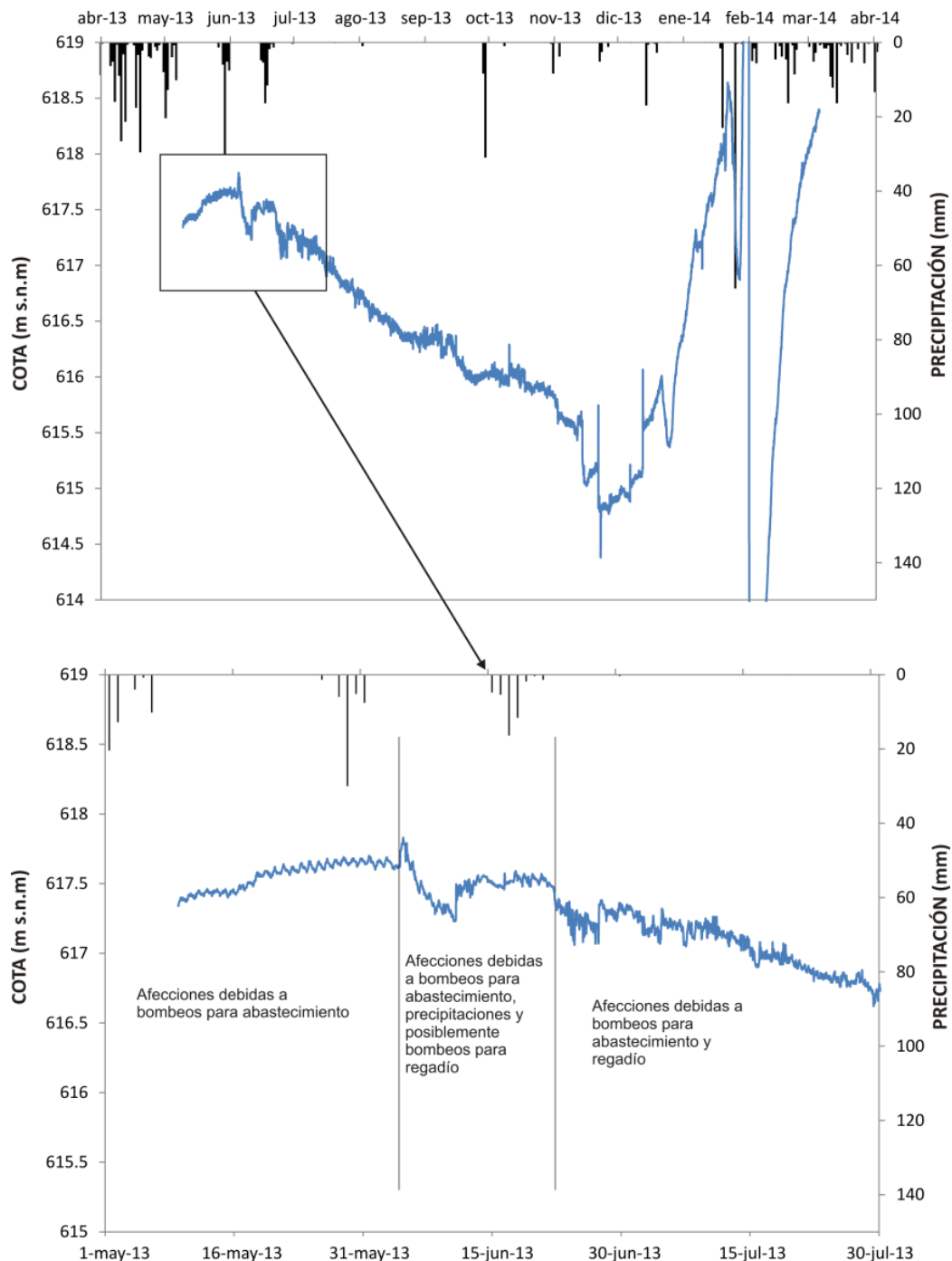


Figura 22. Detalle de las evoluciones piezométricas en el sondeo Bedmar 1 y datos de precipitación en la estación Agroclimática de la Junta de Andalucía nº 103 (Jódar).

Por otra parte, el cese de los bombeos para regadío en el sondeo de Fuente Vieja, que se produce el 13 de noviembre de 2013, da paso a un periodo de ascenso del nivel en el piezómetro Fuente Vieja (Figuras 20 y 22), sin que existan precipitaciones que lo justifiquen, por lo que hay que achacarlo a la recuperación del conoide provocado por los bombeos para regadío. El gráfico de la Figura 22 también permite comprobar la recuperación en el sensor Bedmar 1, iniciada tan solo unos días después, y sin que existan precipitaciones de importancia. Por lo tanto, esta recuperación también habría que achacarla al cese de los bombeos para regadío en la Golondrina.

En la Figura 23 (gráfico inferior) se muestra en detalle el periodo de ascenso del nivel en los piezómetros Fuente Vieja y Bedmar 1 entre noviembre de 2013 y marzo de 2014. En el primero, la curva de recuperación aparece alterada a partir del 5 de diciembre por otros bombeos, probablemente de escasa cuantía. También se observa cómo las lluvias de enero, que producen grandes alteraciones en el nivel del piezómetro Bedmar 1, apenas se aprecian en el sondeo Fuente Vieja. Las alteraciones en Bedmar 1 pueden explicarse por la existencia de una elevada permeabilidad en la zona del acuífero cortada por este pozo, con grandes huecos generados por fracturas y/o karstificación; cuando esto ocurre, la entrada de agua de recarga rápida hacia el acuífero suele producir estas grandes variaciones.

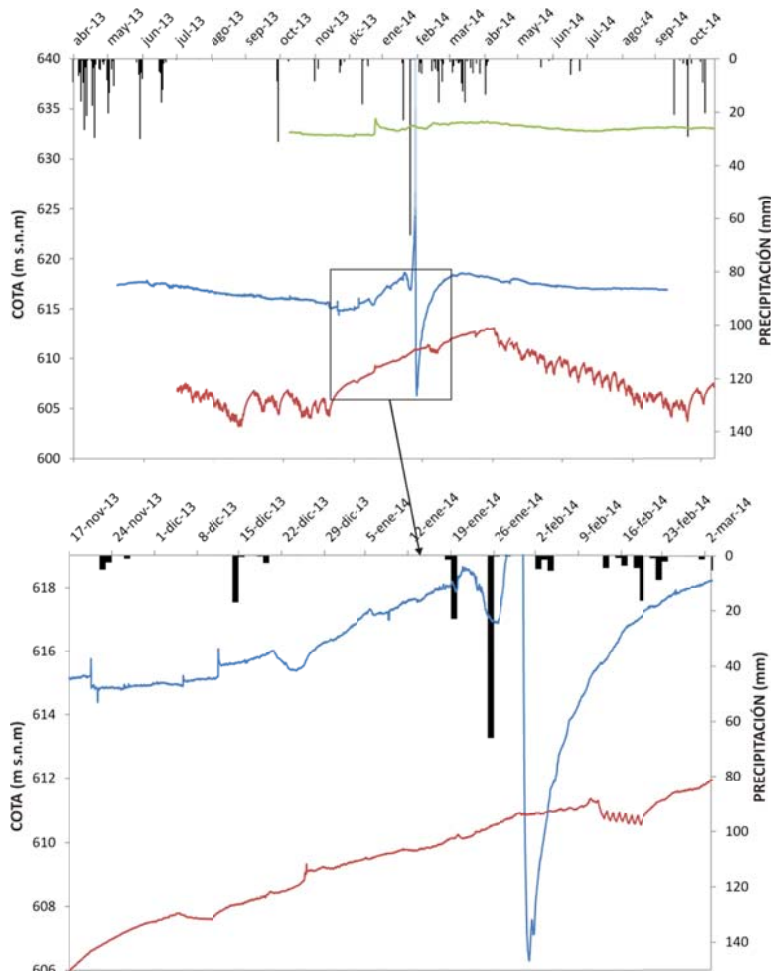


Figura 23. Detalle de las evoluciones piezométricas en el sondeo Bedmar 1 y Fuente Vieja y datos de precipitación en la estación Agroclimática de la Junta de Andalucía nº 103 (Jódar).

Por último, debe ser subrayado que la menor cota piezométrica de acuífero se localiza en el sector de la Golondrina. Esto sugiere que se trata del sector del acuífero en el que se produce la mayor explotación, por encima incluso de la explotación realizada para el abastecimiento a Jódar, o bien en esta zona se ha producido un mayor descenso acumulado de la piezometría como consecuencia de su explotación intensiva

## 5.5 HIDROQUÍMICA E ISÓTOPOS AMBIENTALES

### 5.5.1 Características físico químicas del agua subterránea

En la Tabla 22 se muestran los resultados de los análisis procedentes de la campaña de muestreo de 2013 y de los seleccionados procedentes de la base de datos del IGME. La figura 24 muestra los diagramas de Tuckey y Piper para los elementos químicos mayoritarios de las analíticas consideradas. La mayoría de las aguas son de facies bicarbonatada cálcico-magnésica con algunas muestras de facies bicarbonatada-sulfatada en incluso clorurada, también aparece un caso de aguas en las que el Na<sup>+</sup> es el catión mayoritario. La conductividad eléctrica (CE) está comprendida entre 346 y 1331  $\mu\text{S}/\text{cm}$  con una media de 620  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , existe por tanto una variedad de aguas con diferencias apreciables en la su composición química.

ID	Nº IGME	DENOMINACION	FECHA	Coor X	Coor Y	Cota	CE	T	pH	HCO3	Cl	SO4	NO3	Na	NH4	K	Mg	Ca	18O	D
1	203820035	Fuente del Portillo	26/06/2013	466864	4186650	834	867	15,1	7,44	398	23,4	179,6	12,0	15,2	0,2	0,4	36,2	148,8	-8,01	-52,33
2	203760012	Fuente de Garciez	26/06/2013	468395	4190423	629	690	19	7,22	306	55,9	51,2	13,3	27,2	0,4	1,2	36,1	74,8	-7,58	-50,42
3	203830013	Sondeo Fuente Vieja 2	26/06/2013	471081	4185860	703	559	23,7	7,23	326	30,1	16,9	1,6	18,4	0,3	0,8	36,3	69,6	-7,82	-53,83
4	203820027	Cuevas Negras II	03/05/2006	464337	4187772	707				274	15,0	28,0		12,0		1,0	29,0	55,0		
5		Cuevas Negras II	26/06/2013				519	20,4	6,89	308,16	15,8	18,9	2,6	5,2	0,3	0,8	36,4	70,1	-7,77	-52,18
6	203760001	Sondeo Serrezuela	06/11/1990	468056	4187864	735	623			266	59,0	24,0	3,0	38,0	0,1	1,3	22,0	62,0		
7		Sondeo Serrezuela	27/06/2013				603	23,7	7,56	328	45,2	24,0	5,1	23,5	0,3	0,8	35,6	69,7	-7,97	-53,8
8	203820036	Sondeo el Portillo	27/06/2013	467228	4187006	753	1331	29,9	7,63	427,68	77,4	217,1	14,7	145,6	1,5	9,2	37,6	93,6	-7,41	-52,3
9	203820020	Fte Pilar de la Dehesa	27/06/2013	468751	4186729	680	705	15,8	7,2	326	31,5	38,3	97,8	17,9	0,3	0,3	38,1	71,9	-6,77	-49,1
10	203820034	sondeo Tosquilla 1	11/07/2013	467991	4184263	833	910	21,1	7,45	352	35,7	239,6	9,4	34,7	0,1	1,5	38,1	124,0	-7,28	-50,4
11	203820029	sondeo Cantera	17/04/1996	467344	4186288	769	566			237	61,0	20,0	18,0	33,0	0,0	1,0	24,0	63,0		
12		sondeo Cantera	11/07/2013				584	25,7	7,34	328	43,7	18,3	10,9	23,3	0,2	0,6	35,0	70,7	-7,92	-53,6
13	203820022	Bedmar I	19/12/1991	466084	4184606	775	653			329,5	97,8	2,3	3,5	54,1		9,5	24,8	68,5		
14		Bedmar I	26/06/2013					25,54												
15	203830012	Fuente Vieja 2	01/07/2013	471068	4185865	706		22,31												
16	203760018	Perejil II	09/10/2013	465717	4189116	714		16												
17	203820024	Jódar I	18/03/1992	466714	4187002	810	400			308,8	12,8	44,4	15,2	3,2		1,4	46,5	55,7		
18	203820014	Cuevas Negras I	06/11/1990	464329	4187783	707	499			269	22	16	6	15	0,1	1,5	26	52		
20	203760022	Tomillares I	03/05/2006	467812	4187792	750	574			276	53	32		36		2	26	58		
21	203760002	Tomillares II	18/07/1991	467824	4187800	750	346			195	3	25	3	1		1	24	47		
22		Tomillares II	10/04/1992				501			298	4	25	11	3		1	18	93		
23		Tomillares II	03/05/2006				572			279	53	31		36		2	25	64		
24	203760021	Carratraca II	30/11/1994	464327	4187784	706	499			269	22	16	6	15	0,1	1,5	26	52		
25		Carratraca II	19/04/1996				394			216	16	15	7	6		1	23	44		

Tabla 22. Resultados de los análisis de aguas utilizados

En el diagrama de Piper se utiliza diferente simbología para comparar puntos en función de su posición geográfica, en el flanco noroccidental o suroccidental del anticlinal de la Serrezuela, o en el afloramiento de la Golondrina. Otros puntos se han diferenciado por su relación con la geología de la zona. Así, se ha distinguido uno de los puntos situado en la Golondrina pues se trata de un sondeo que se sitúa justo en un plano de falla que separa carbonatos cretácicos de lutitas triásicas, un sondeo que corta el acuífero carbonatado confinado bajo margas miocenas, y dos manantiales sin

relación con el acuífero principal, uno de ellos drena materiales cuaternarios de piedemonte y otro arenas miocenas y rellenos de piedemonte depositados en el Portillo de la Serrezuela de Bedmar.

Los puntos relacionados con los afloramientos de la Serrezuela y de la Golondrina tienen en general una composición química similar, con algunas excepciones. Los situados en el flanco noroccidental de la Serrezuela, en la zona de Bedmar, tienen menores contenidos en sodio y en cloruro que los situados en el flanco suroriental, en la zona de Jódar. Esto podría reflejar la influencia de las margas miocenas marinas que recubren el acuífero en esta zona, que aportarían agua más salina al acuífero. Por otra parte, los puntos con influencia de materiales miocenos y triásicos se diferencian por su elevado contenido en sulfato. La Fuente del Pilar de la Dehesa, asociada a los piedemontes de la cara norte de la Golondrina, tiene una composición similar a las aguas relacionadas con los carbonatos, pero presenta elevados contenidos en  $\text{NO}_3$ , más de 90 mg/l, con claros indicios de contaminación por los fertilizantes utilizados en el cultivo olivar.

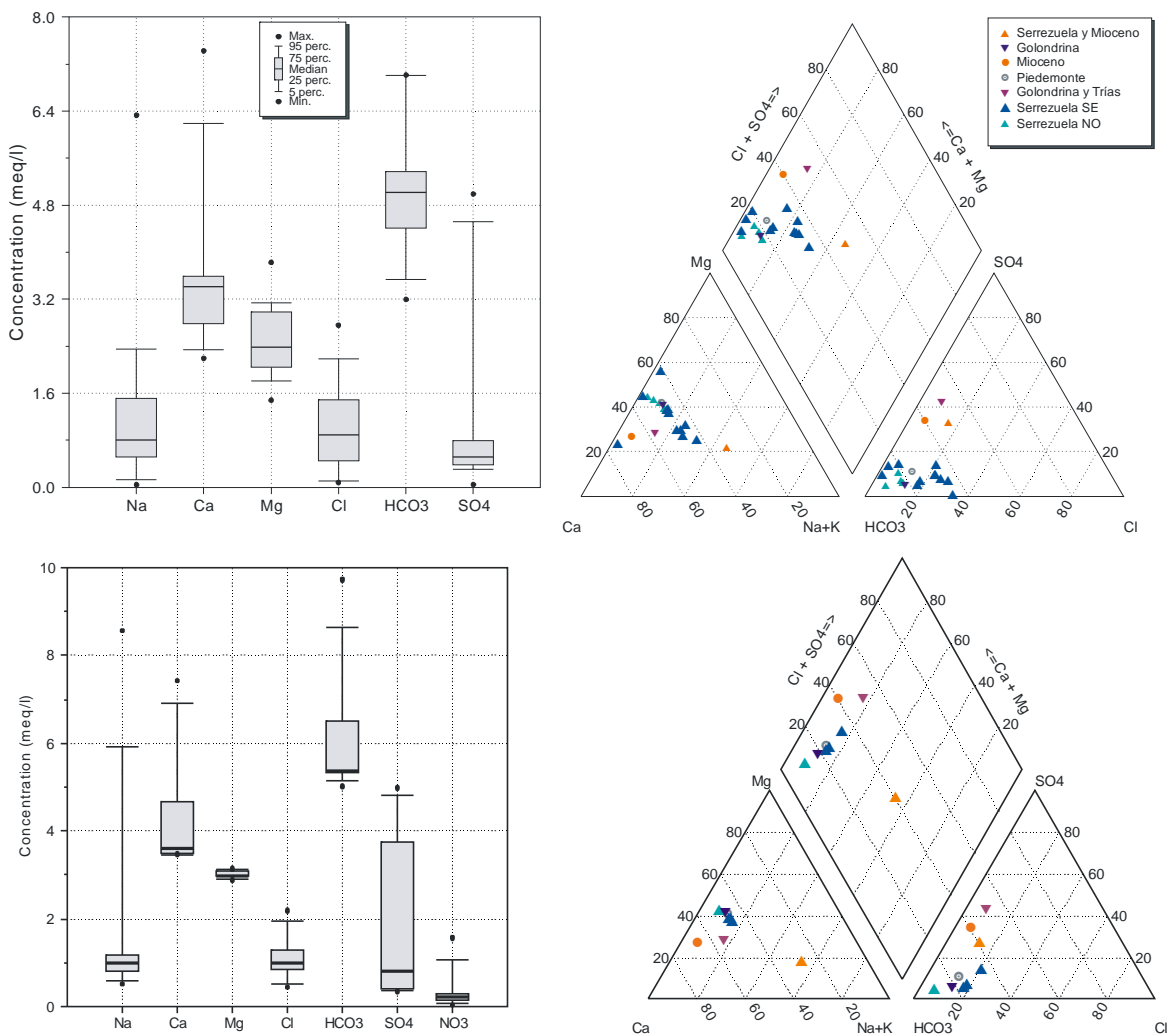


Figura 24. Diagrama de Tuckey (izquierda) y diagrama de Piper (derecha) para las variables químicas del conjunto de analíticas consideradas (arriba) y para el muestreo de junio-julio 2013 (abajo).

El mapa de la figura 25 muestra los diagramas de Stiff (modificado) para los puntos muestreados en la campaña de 2013. Estos diagramas permiten observar las diferencias en los componentes mayoritarios entre los puntos muestreados, en relación con su situación geográfica. Destaca el sondeo “El Portillo”, que presenta cantidades más elevadas en todos los componentes, que el resto de puntos relacionados con carbonatos, especialmente en sodio y bicarbonato. Por otra parte, los puntos que tienen influencia de materiales de origen triásico (unidad olistostrómica en la figura 25) tienen elevados valores en sulfato, pero bajos contenidos en sodio y en cloruro.

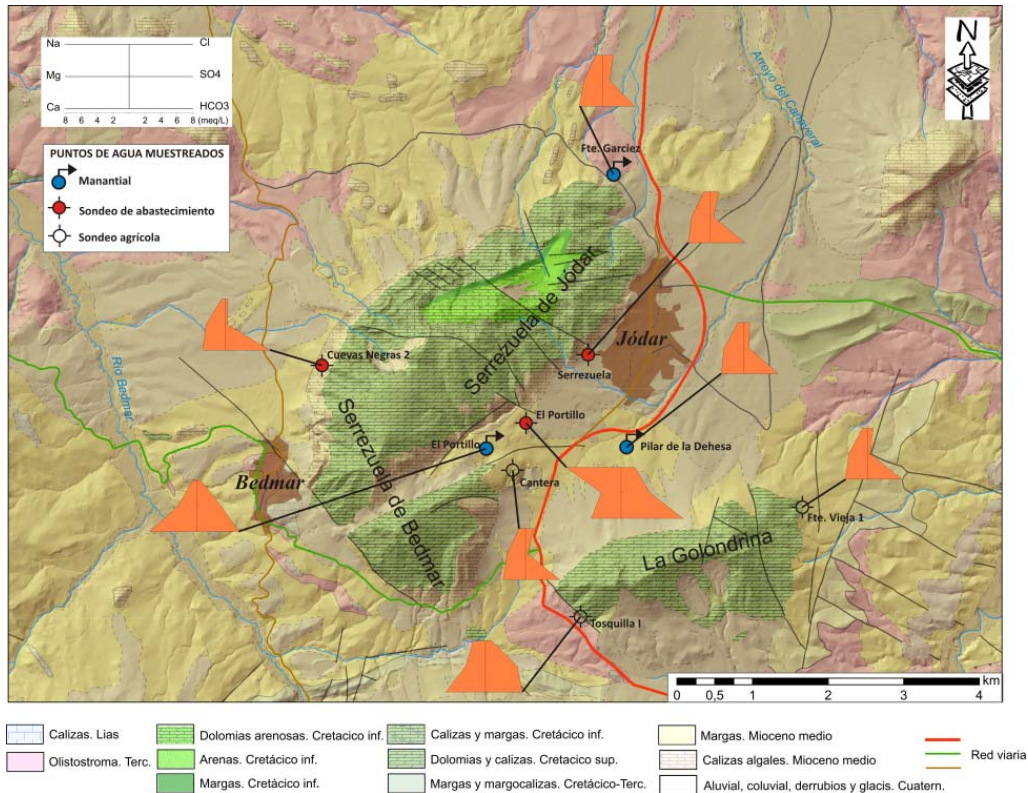


Figura 25. Diagramas de Stiff modificados en los puntos muestreados en la campaña de 2013

Durante la campaña de 2013 fue posible realizar medidas de temperatura del agua ( $T^a$ ) precisas, en los distintos puntos muestreados. Además, la instalación de sensores, permite conocer la evolución de la temperatura del agua en los piezómetros, pues los sensores miden también este parámetro. Llama la atención la elevada  $T^a$  que se registra en algunos puntos, con valores que pueden considerarse termales. En el gráfico de la figura 26 se muestra la relación entre la temperatura del agua y la cota del nivel piezométrico en los puntos medidos.

No se ha incluido el valor del sondeo Cuevas Negras II (20,4°C) porque no se conoce con precisión la posición del nivel piezométrico. La línea negra muestra que la correlación existente es muy baja, con un valor de  $R^2$  de 0,39. Sin embargo, si se eliminan los puntos situados en la Golondrina, Fuente Vieja I y II, el valor de  $R^2$  pasa a ser de 0,94, lo que demuestra la estrecha relación existente entre todos los puntos situados en el afloramiento de la Serrezuela. Las aguas más frías aparecen en el flanco noroccidental, en el sensor del Perejil II y en la Fuente de Garciez, donde los valores pueden considerarse dentro del rango normal de temperaturas, adecuadas a las medias existentes en



superficie (17,15°C de media en la estación de Jódar, ver apartado 5.1.2). Los afloramientos de carbonatos relacionados con la Fuente de Garciez presentan una cota media en torno a 800 m, mientras que en el resto de la Serrezuela puede ser superior a 1000 m, esto puede explicar la mayor temperatura en relación a Perejil II. En el resto de puntos en cambio, los valores superan a los de Perejil II entre 6 y 14 °C, presentando claramente características termales, incluyendo a los sondeos de la Golondrina. El punto con valores más elevados es el sondeo Portillo, que capta los carbonatos en una situación de confinamiento. Estas elevadas temperaturas podrían explicarse por la presencia de aguas que han circulado a mayores profundidades en zonas donde el acuífero está confinado. De este hecho se puede interpretar que, a consecuencia del descenso en la piezometría provocada por los bombeos, se producen una llamada del agua contenida en la zona en que el acuífero se encuentra confinado, posiblemente procedente del área comprendida entre la Serrezuela y la Golondrina, esta aguas habrían circulado a mayor profundidad que el resto y por tanto tendrían una temperatura más elevada, su mezcla con el agua de recarga anual produciría estas anomalías térmicas.

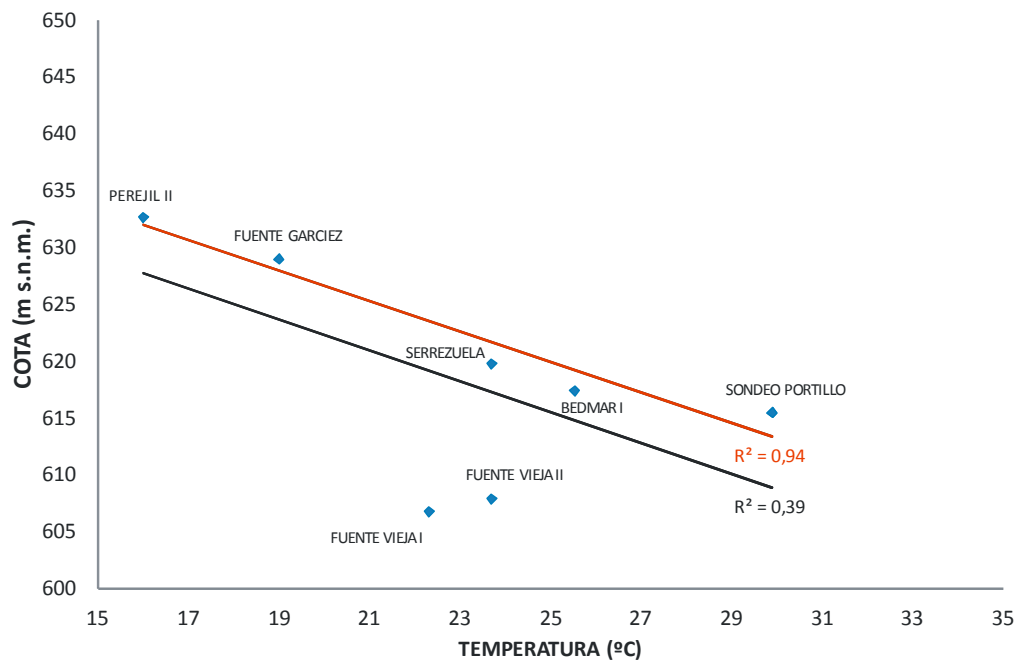


Figura 26. Relación entre la Tª del agua en los puntos muestreados en 2013 y la cota del nivel piezométrico. La línea negra muestra la correlación entre todos los puntos y la roja excluyendo los puntos situados en la Golondrina.

Por desgracia, no se dispone de datos de Tª del agua anteriores a la campaña de 2013, por lo que no es posible determinar si ha existido un incremento a lo largo del tiempo provocado por los descensos de niveles, como sería de esperar. Sin embargo, de los datos proporcionados por los sensores (figura 27) se observa una tendencia lineal al incremento de la Tª en los piezómetros Fuente Vieja y Perejil II, con pendientes positivas idénticas y un incremento ligeramente superior a 0,1°C al año. En el sondeo Bedmar I se mantiene estabilizada a lo largo del registro existente. La Tª del agua presenta débiles variaciones en Bedmar I y en Perejil II, no así en Fuente Vieja, esto es debido fundamentalmente a las alteraciones producidas por los bombeos en el sondeo cercano.



Por otra parte, no hay un deterioro significativo de la calidad del agua en ninguno de los puntos en los que se tiene datos históricos, los más antiguos de la década de los noventa del pasado siglo. Aunque hay datos en dos puntos del año 2006 (tabla 22), fecha en la que el nivel piezométrico se encontraba cerca de su mínimo histórico (ver figura 20). El sondeo Cuevas Negras II, presenta en el año 2006 significativos incrementos en los valores de sulfato y sodio con respecto a los analizados en 2013, año en el que el nivel piezométrico se sitúa unos 20 m más elevado. El sondeo Tomillares presenta en 2006 valores en cloruro, sulfato y sodio notablemente más elevados que en las analíticas de los años noventa.

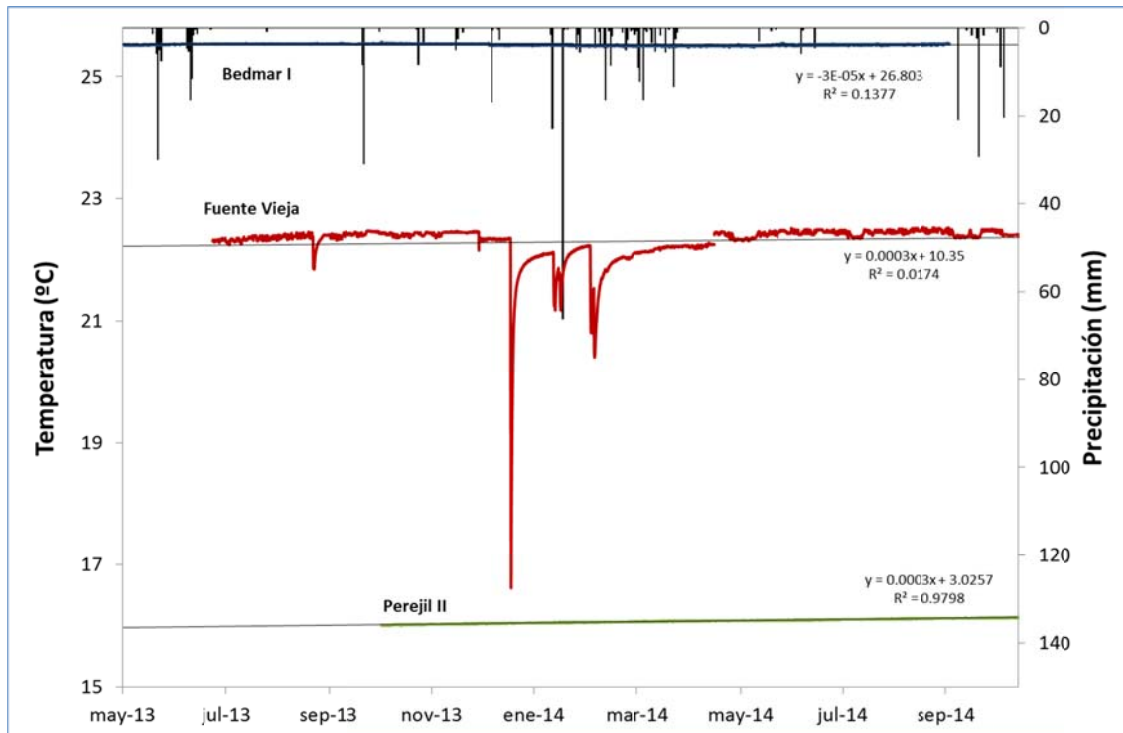


Figura 27. Evolución de la temperatura del agua en los tres sondeos instalados y su relación con la pluviometría.

### 5.5.2 Características del contenido en isótopos estables del agua subterránea

En la figura 28 se ha representado la relación  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta\text{D}$  para los valores de los puntos analizados y su comparación con la Línea Meteorológica Mundial (LMM) (Craig, 1961) y con las líneas obtenidas para la provincia de Jaén (González-Ramón, 2007) y para la Sierra de Cazorla (Cruz Sanjulián et al, 1992) estas últimas muy parecidas. En la tabla 22 se exponen los valores que resultan de los análisis realizados.

En general, los puntos relacionados con los afloramientos de carbonatos se ajustan mejor a la LMM. Los valores más ligeros aparecen en los sondeos Serrezuela y Cantera, y en el sondeo Fuente Vieja, si bien éste parece tener mezclas con aguas evaporadas. La Fuente de Garciez presenta valores más pesados, como es lógico, pues las cotas de afloramientos con las que se relaciona son menores que el resto. En el sondeo Portillo se observa claramente la existencia de aguas mezcladas que han sufrido evaporación y que podrían proceder del agua infiltrada en las margas miocenas que se le superponen

a las calizas. También en el sondeo Tosquilla I se observa este fenómeno, pero en este caso el agua de mezcla parece provenir de la unidad olistostrómica.

En cuanto a los manantiales no relacionados con los carbonatos se observan claras diferencias. El agua de la Fuente del Portillo se ajusta a las líneas locales de Cazorra y Jaén, con valores de aguas infiltradas a cotas elevadas, en la parte alta del puerto que une Bedmar y Jódar. La fuente del Pilar de la Dehesa, en cambio, presenta los valores isotópicos más pesados, característicos de aguas que han sufrido evaporación por escorrentía y concentración en suelo y por ser aguas infiltradas a las cotas más bajas de los puntos analizados.

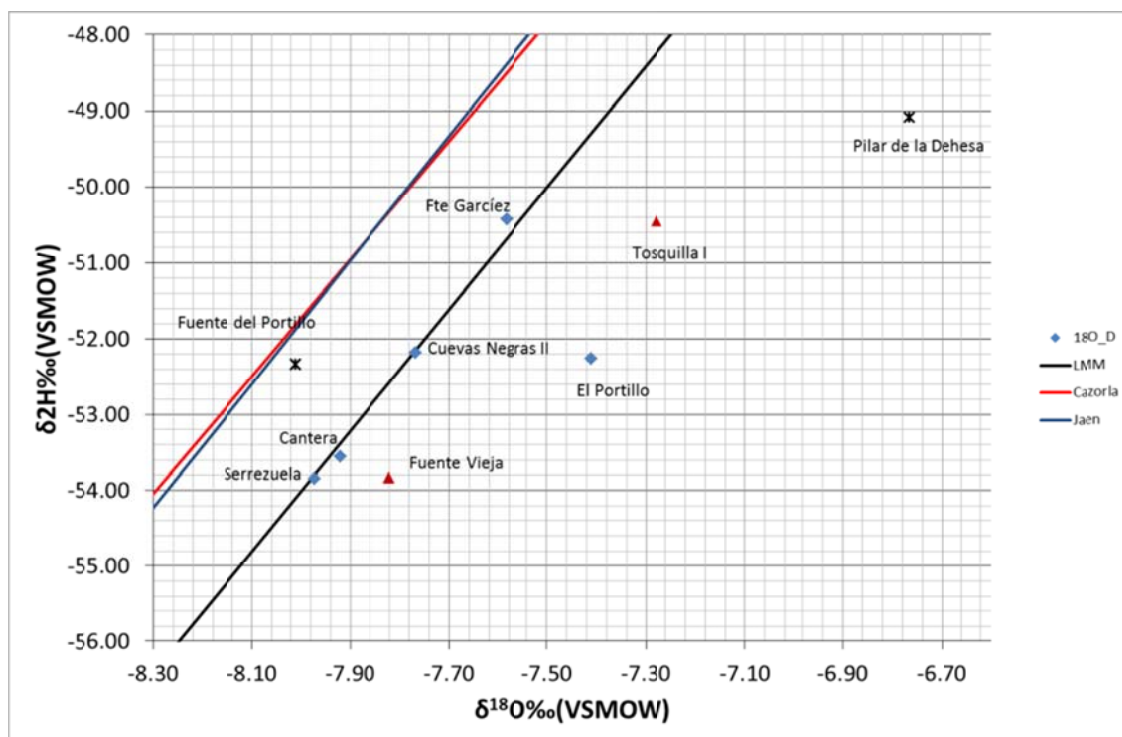


Figura 28. Relación de los valores de  $\delta^2\text{H}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$  en las muestras de agua tomadas en MASb Bedmar-Jódar. La línea negra corresponde a la Línea Meteorica Mundial, la línea roja es la línea Meteorica Local definida para la Sierra de Cazorra y la línea azul la correspondiente a la provincia de Jaén.

Los puntos que corresponden a las aguas bombeadas en los sondeos Cantera, Serrezuela y Fuente Vieja están en una misma zona del gráfico, lo que es un argumento más que apoya la existencia de relación hidrogeológica entre los afloramientos de la Golondrina y la Serrezuela.

## 5.6 BALANCE HÍDRICO DE LA MASA DE AGUA SUBTERRÁNEA

### 5.6.1 APLIS

La aplicación de la expresión matemática del método APLIS (v.2) ha permitido obtener el mapa de tasa de recarga de la figura 35. Como se ha descrito anteriormente, para su obtención es necesario elaborar previamente varios mapas, en los que se cartografía cada una de las variables que intervienen en el método. A continuación se presentan los resultados obtenidos en cada parámetro (Figuras 29-34).

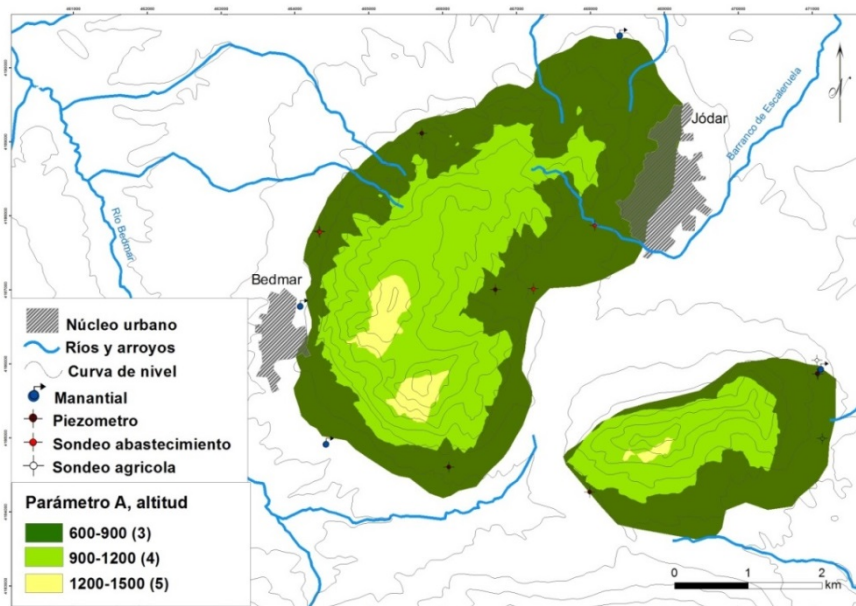


Figura 29. Parámetro A, altitud (Método APLIS modificado)

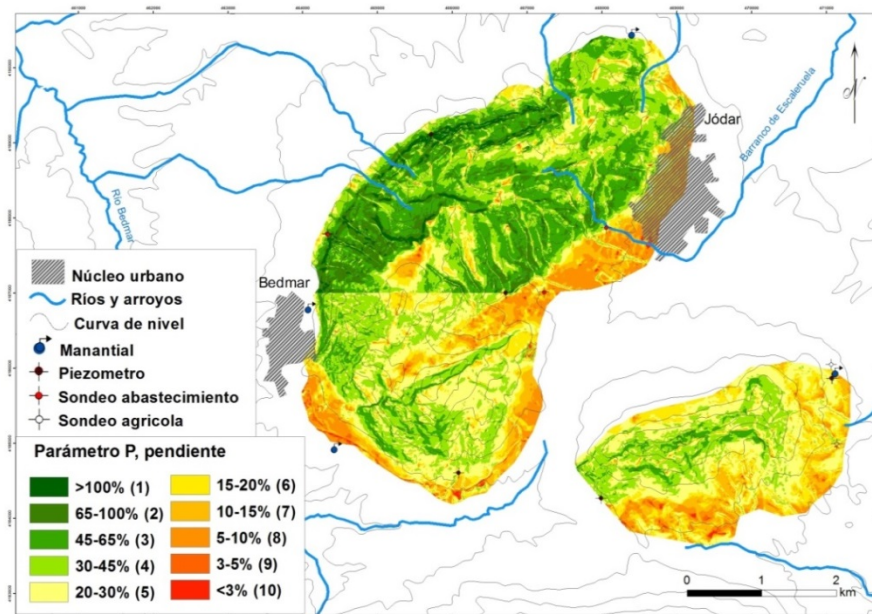


Figura 30. Parámetro P, pendiente (Método APLIS modificado)



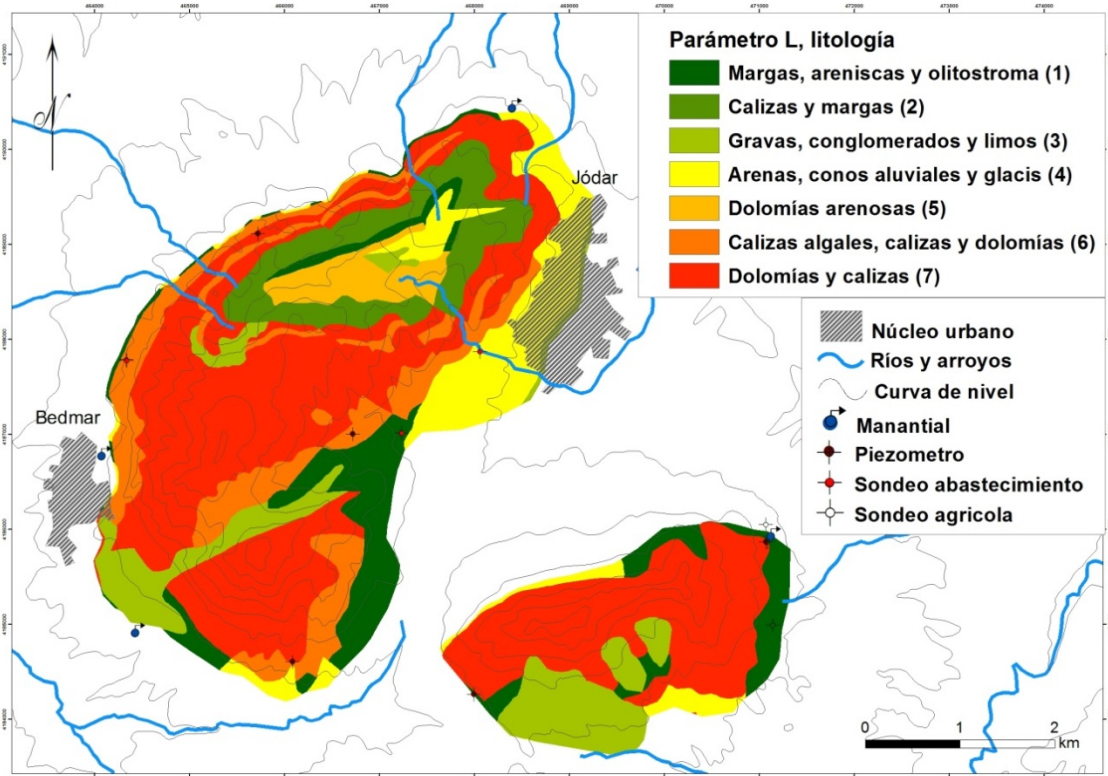


Figura 31 Parámetro L, litología (Método APLIS modificado)

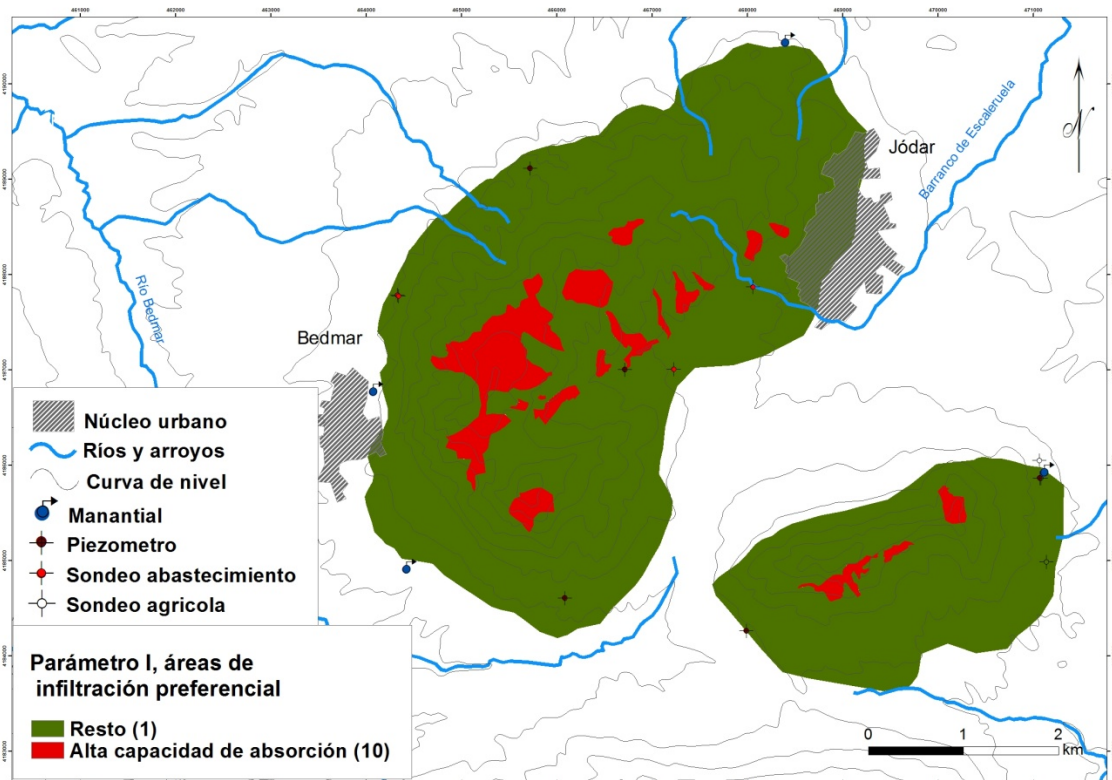


Figura 32. Parámetro I, área de infiltración preferencial (Método APLIS modificado)

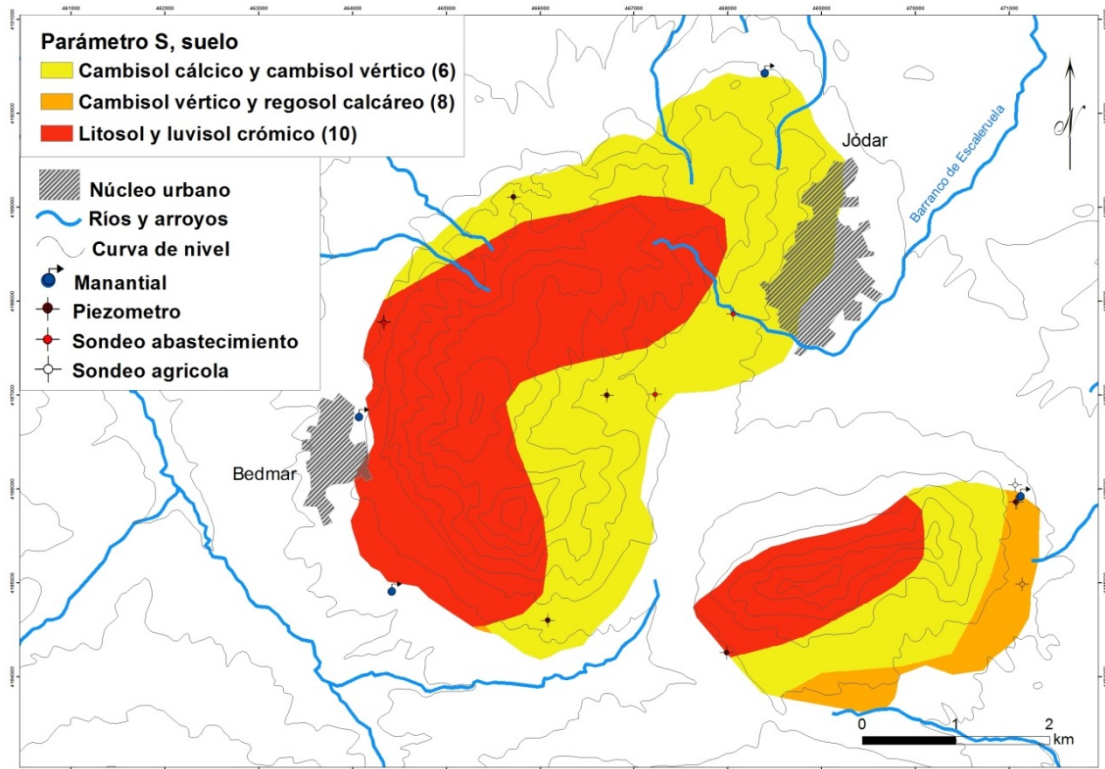


Figura 33. Parámetro S, suelo (Método APLIS modificado)

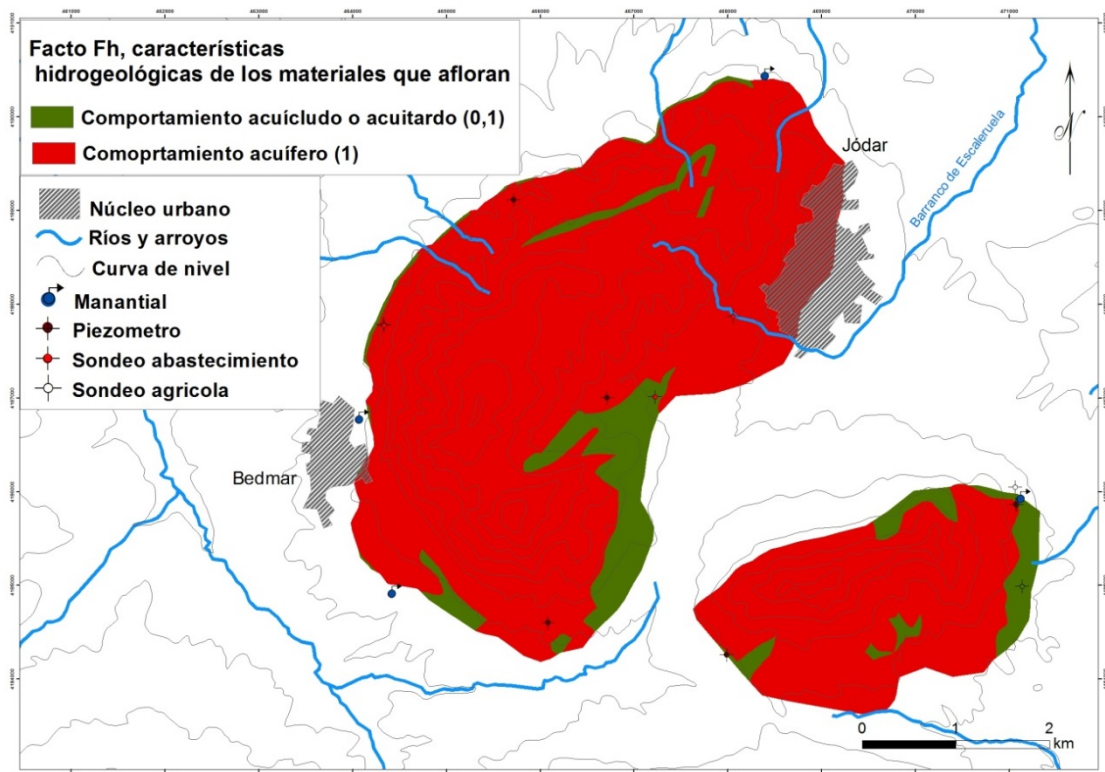


Figura 34. Factor Fh, características hidrogeológicas de los materiales que afloran (Método APLIS modificado)



En la figura 35 se muestra mapa de distribución espacial de la tasa de infiltración del acuífero, donde se identifican de forma clara las principales zonas de recarga. Estas zonas más favorables suelen coincidir con superficies prácticamente planas en las que abundan las formas exokársticas.

La tasa de recarga media estimada con método APLIS modificado en el acuífero estudiado es del 36%. Asimismo, en la tabla 23 se presentan los principales resultados conseguidos.

Variable	Valor mínimo	Valor máximo	Media	Desviación estándar
A	3	5	3,4	0,56
P	1	10	4,7	1,69
L	1	7	5	2,21
I	1	10	1,66	2,35
S	6	10	8	1,94
F <sub>n</sub>	0,1	1	0,9	0,28
<b>Tasa de recarga (%)</b>	<b>1,7</b>	<b>73,3</b>	<b>36</b>	<b>15,08</b>

Tabla 23. Valores estadísticos individuales de los parámetros y el valor final de la tasa de recarga mediante el método APLIS modificado.

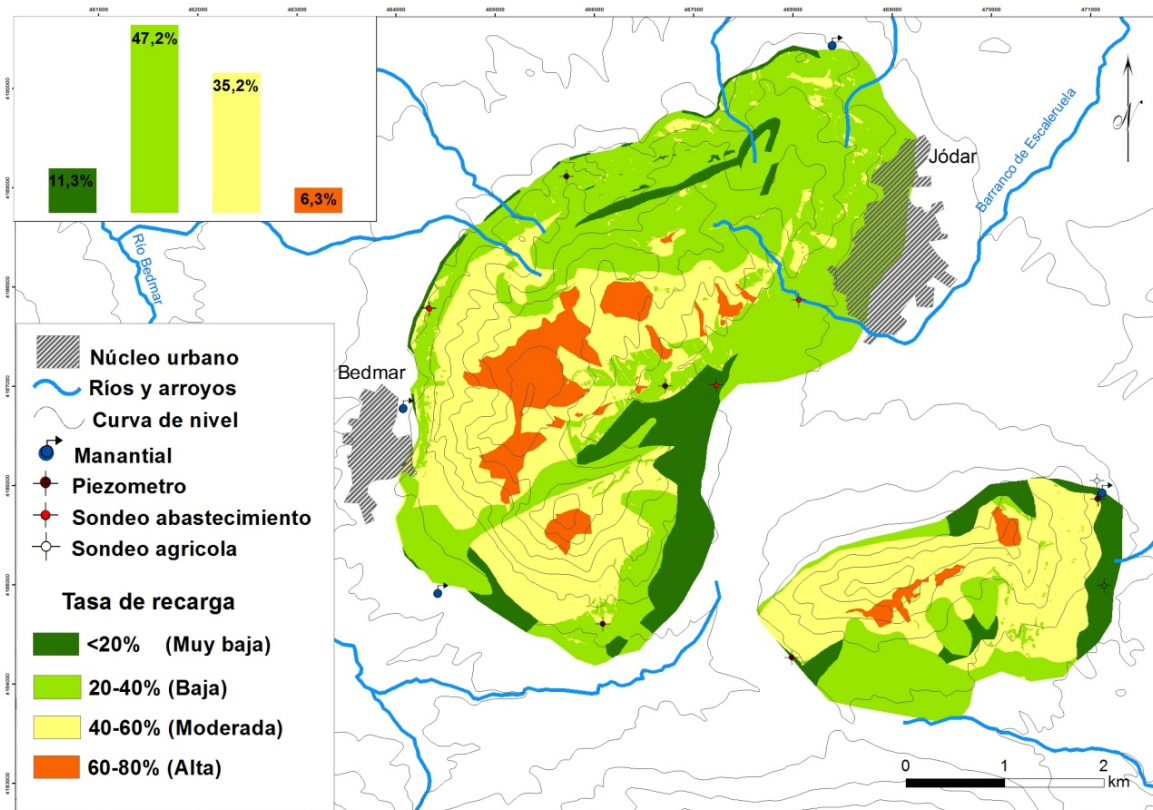


Figura 35. Distribución tasas de recarga del acuífero Bedmar-Jódar (Método APLIS modificado).



La mayor parte del acuífero (47,2% de la superficie) presenta una tasa de recarga Baja (entre 20 y 40% de la precipitación). Las zonas con mayor tasa de recarga (clase Alta), ocupan un porcentaje reducido de la superficie (6,3%). Éstas coinciden con zonas de absorción preferencial, como lapiaces y dolinas, que se encuentran a mayor altitud y que presentan una menor pendiente, y unas características óptimas para que la recarga sea mayor. La variable I (formas de infiltración preferencial) tienen un peso importante, siendo prácticamente determinante, aunque no lo suficiente para incrementar la tasa de recarga hasta el 80% (clase Muy Alta).

La precipitación media calculada previamente es de 415 mm/año. Su combinación con el porcentaje medio de recarga da lugar a una tasa de recarga anual de 150 mm. Esta tasa unida a una superficie de afloramientos permeables de 17 km<sup>2</sup> implica una recarga media anual de 2,54 hm<sup>3</sup>/año (Tabla 24).

	Media	Desviación estándar	Coef. Variación	Mediana	Mín	Máx	Coef. Recarga
<b>P</b>	415	167	0	384	179	852	
<b>R (mm/año)</b>	150	60	0,4	65	138	307	0,36
<b>R (hm<sup>3</sup>/año)</b>	2,54	1,02	0,4	1,1	2,35	5,22	0,36

Tabla 24. Recursos medios anuales de la MASb Bedmar-Jódar calculados con el método APLIS modificado.

### 5.6.2 Balance del agua en el suelo

En la Tabla 25 se resumen los estadísticos descriptivos de las series diarias de recarga que resultan tras aplicar un BAS con una reserva útil de 20 y de 40 mm.

	Media	Desviación estándar	Coef. Variación	Mediana	Mín	Máx	C.Asi	Curtosis	Coef. Recarga
<b>Precipitación</b>									
<b>P</b>	415	167	0	384	179	852	1,29	1,62	
<b>Recarga</b>									
<b>R 20</b>	156	138	1	112	10	581	1,82	3,56	0,38
<b>R 30</b>	127	132	1	83	0	541	1,96	3,89	0,31
<b>R 40</b>	108	127	1	71	0	501	1,99	3,76	0,26

Tabla 25. Estadísticos descriptivos de la recarga y de la evapotranspiración real anual (mm/año) de la estación de Jódar, correspondientes al periodo 1991-2012.

La recarga media anual está comprendida entre 156 mm/año (con una RU de 20 mm) y 108 mm/año (con una RU de 40 mm) cuando se consideran los datos meteorológicos de la estación de Jódar. Estas tasas de recarga supondrían unas entradas del orden de 1,8- 2,6 hm<sup>3</sup>/año.

A título de ejemplo, en la figura 36 se representa un gráfico con la evolución anual de los valores de recarga y de los coeficientes de infiltración obtenidos a partir del balance diario (RU de 20 mm) con datos de la estación meteorológica de Jódar. El valor medio anual de la pluviometría obtenido para este periodo resulta ser de 415 mm y la recarga media anual (supuesta nula la escorrentía) de 156 mm lo que constituye el 40% de la precipitación media.

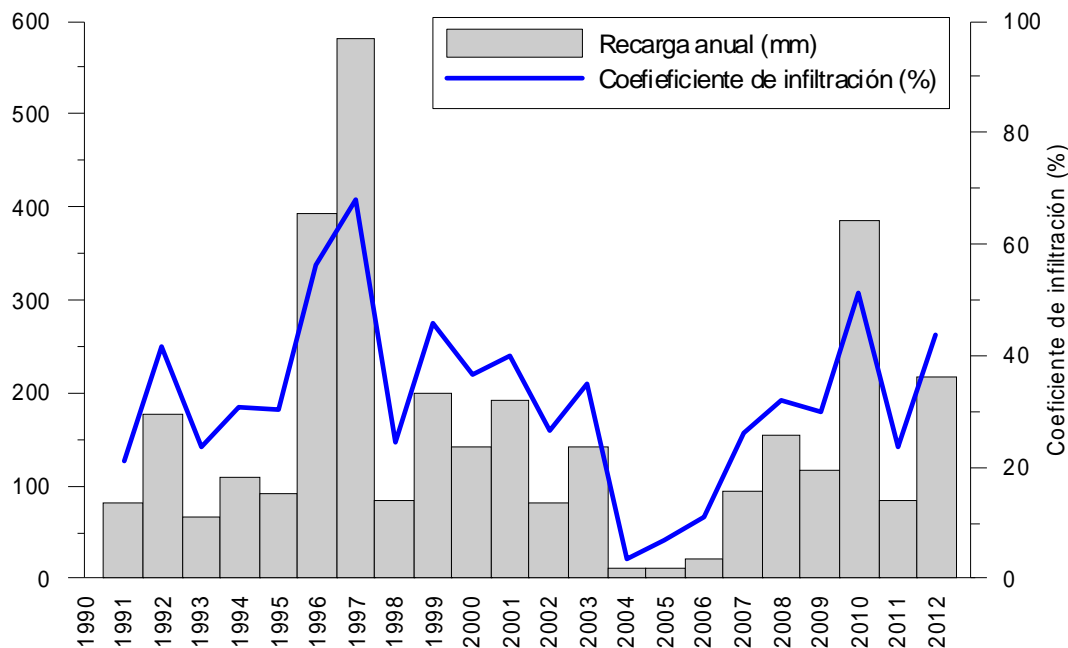


Figura 36. Evolución de los valores anuales de recarga (mm) obtenidos a partir del balance diario para la serie de 21 años de 1991-2012 utilizando un RU de 20 mm. Se incluyen también los valores del coeficiente de infiltración en % obtenidos supuesta nula la escorrentía.

El gráfico muestra un mínimo muy acusado en los años 2004-2006, coincidiendo con un largo periodo de sequía. En ese periodo resultan tasas de recarga muy reducidas (entre 10 y 22 mm/año), y coeficientes de infiltración mínimos (4-11%)

El máximo absoluto es el del año 1997 con 581 mm, seguido de los años 1996 y 2010 con cerca de 400 mm. Los años con mayores coeficientes de recarga son los de 1996, 1997 y 2010.

## 5.7 EXPLOTACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

### 5.7.1 Abastecimiento

El principal volumen de agua extraído del acuífero para abastecimiento se realiza desde el ayuntamiento de Jódar, gestionado por la empresa Aguas de Jódar S.L. Actualmente el ayuntamiento dispone de concesiones para extracciones en cuatro puntos: Sondeos de la Serrezuela (203760001), El Portillo (203820036), La Lancha (20820037) y Fuente Vieja II (203830013), con un volumen concedido total de 1.105.859 m<sup>3</sup> anuales (1,1 hm<sup>3</sup>/año). En la actualidad sólo se extrae agua durante

todo el año del sondeo Serrezuela, y como complemento al suministro se utiliza el sondeo El Portillo, que entra en funcionamiento fundamentalmente durante los estiajes.

La empresa Aguas de Jódar S.L. lleva un control de las extracciones realizadas para el suministro de agua potable a la población. En la tabla 26 se muestran los datos mensuales de extracciones aportados.

AÑO 2011	VOLUMEN SUMINISTRADO	AÑO 2012	VOLUMEN SUMINISTRADO
ENERO	102.271	ENERO	92.369
FEBRERO	80.224	FEBRERO	77.686
MARZO	79.678	MARZO	81.306
ABRIL	80.018	ABRIL	74.838
MAYO	91.759	MAYO	84.389
JUNIO	109.218	JUNIO	93.907
JULIO	105.265	JULIO	98.966
AGOSTO	105.876	AGOSTO	99.934
SEPTIEMBRE	92.984	SEPTIEMBRE	85.579
OCTUBRE	97.844	OCTUBRE	85.168
NOVIEMBRE	92.267	NOVIEMBRE	78.770
DICIEMBRE	97.736	DICIEMBRE	79.141

TOTAL m <sup>3</sup>	1.135.138	TOTAL m <sup>3</sup>	1.032.053
----------------------	-----------	----------------------	-----------

Tabla 26. Volúmenes mensuales bombeados para abastecimiento a Jódar durante los años 2013 y 2014. Datos suministrados por la empresa “Aguas de Jódar”.

Según la empresa, la mayoría de las extracciones se realizan en el sondeo de la Serrezuela, y sólo un 4-5 % del volumen correspondería al sondeo El Portillo. La empresa indica que la reducción del bombeo que se observa de un año al siguiente, en torno a 100.000 m<sup>3</sup>, es debida a las mejoras realizadas en la red de suministro, que lograron reducir significativamente las fugas existentes. Así pues, el volumen extraído del acuífero para el abastecimiento a Jódar se sitúa entre 1,1 y 1 hm<sup>3</sup> anuales, similar al volumen de concesiones existente.

Por otra parte, el bombeo en el sondeo Cuevas Negras II (203820027) para el abastecimiento a Bedmar es anecdótico, y solo se realiza en años secos, si el manantial de Sistillo II (203820004), situado en el río Cuadros, reduce mucho su caudal. Según el encargado del abastecimiento se realiza un pequeño bombeo mensual con el objetivo de mantener operativa la bomba. Por tanto, el volumen extraído no ha sido considerado en los cálculos de extracciones totales.

### 5.7.2 Agricultura e industria

En la figura 37 se muestra un plano en el que se han situado los puntos considerados para el cálculo del volumen de concesiones otorgadas por la CHG en la MASb 05.14 Bedmar-Jódar, en su mayoría destinadas al regadío de olivar. La información ha sido extraída de las base de datos de concesiones y ALBERCA de la CHG. El volumen total otorgado que se deduce de esta información es de 0,58

hm<sup>3</sup>/año, de los que, más del 50% corresponden al volumen explotado por la Comunidad de Regantes de la Tosquilla (0,39 hm<sup>3</sup>/año), que concentra sus extracciones en la zona de la Golondrina.

Asimismo, el ayuntamiento de Jódar gestiona dos sondeos situados en el entorno de Fuente Vieja. Dispone de una concesión de 34.567 m<sup>3</sup>/año para el regadío de 8.04 ha de hortalizas (sondeo Fuente Vieja I 203830012), y de una concesión para el abastecimiento (sondeo Fuente Vieja II 203830013) que nunca ha sido utilizada para este fin. El sondeo Fuente Vieja I está desinstalado, por lo que ha podido ser utilizado para el control del nivel piezométrico en el afloramiento de la Golondrina, como se explica en los capítulos precedentes. Los bombeos para regadío se realizan en el sondeo Fuente Vieja II, con un caudal instantáneo de 30 l/s, según la información suministrada por el personal del ayuntamiento.

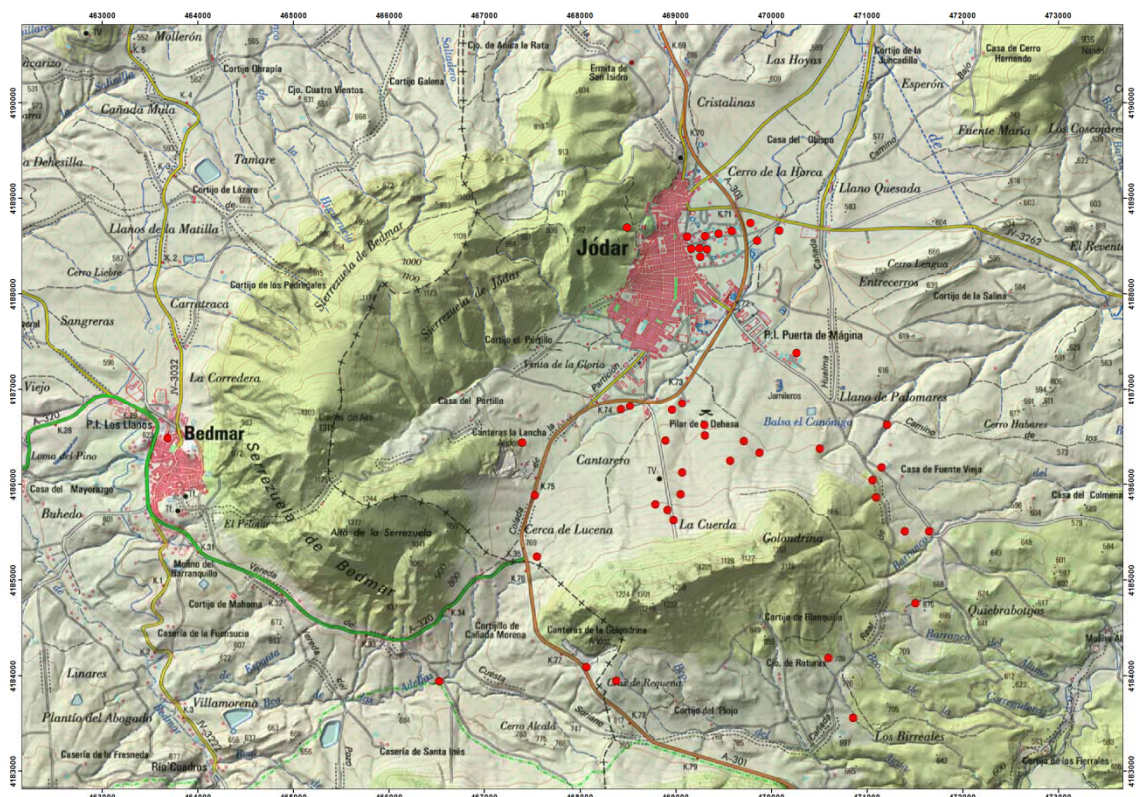


Figura 37. Plano de puntos con concesiones otorgadas para regadío.

Gracias a los datos aportados por el sensor instalado en el sondeo Fuente Vieja I, ha sido posible estudiar el régimen de bombeo del sondeo Fuente Vieja II, ya que en el momento en que se pone en marcha, afecta inmediatamente al nivel piezométrico en el sondeo. Los descensos bruscos del nivel corresponden a periodos de bombeo con un caudal de 30 l/s, por lo que es posible calcular, con bastante precisión, el volumen extraído en este sondeo para un periodo determinado de tiempo. El sensor fue instalado el día 1 de julio de 2013, cuando la campaña anual de bombeo ya estaba iniciada (figura 38). La campaña de riegos del año 2013 finalizó el 13 de noviembre, fecha en la que ya dejan de registrarse descensos en el nivel. El volumen total bombeado que se deduce de las evoluciones del nivel es de 147.852 m<sup>3</sup> (0,148 hm<sup>3</sup>), muy superior al volumen concedido de 0,035 hm<sup>3</sup>, a pesar de que no se ha contabilizado la totalidad de la campaña. Se observa que se producen también cortos

periodos de bombeo durante el invierno, en febrero y marzo y que la curva de ascenso está alterada posiblemente debido a la existencia de otros bombeos más alejados.

Para la estimación de las extracciones correspondientes a la campaña de 2013 del sondeo Fuente Vieja II se ha asimilado un bombeo en abril similar al realizado en noviembre de 2013, y el bombeo en octubre y septiembre se asimila al de mayo y junio. De septiembre a noviembre se bombearon  $69.120 \text{ m}^3$ , que sumados a los  $147.852 \text{ m}^3$  dan una cifra de  $216.972 \text{ m}^3$  que puede resumirse en  $0,217 \text{ hm}^3$  anuales.

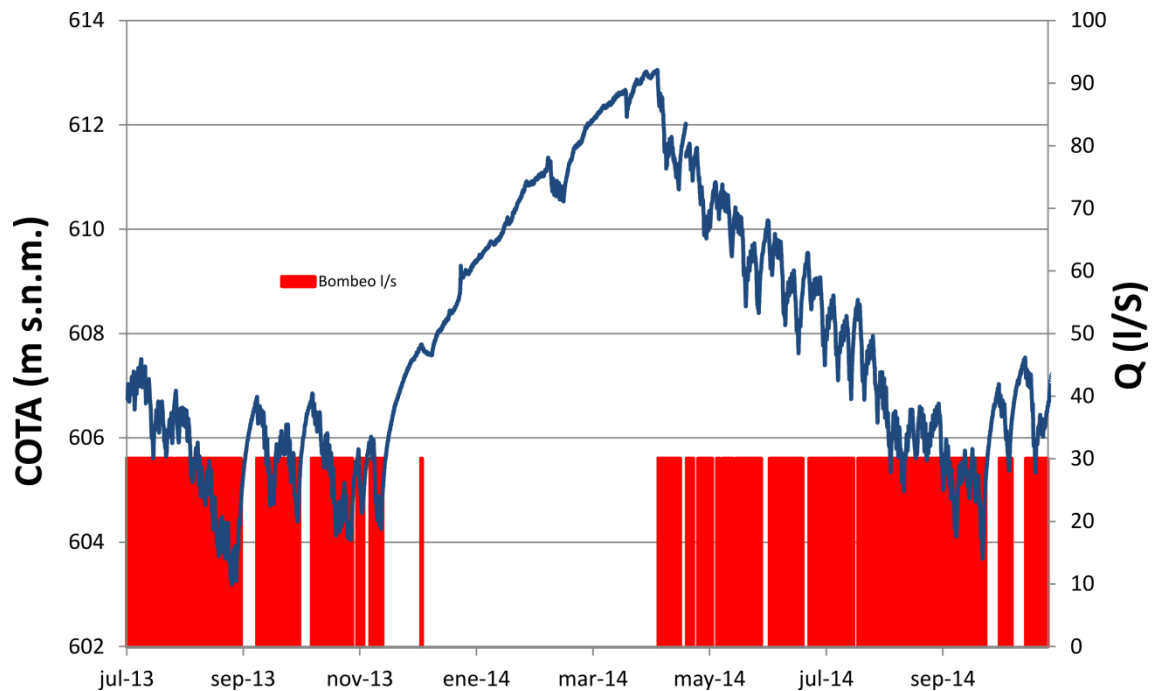


Figura 38. Evolución del nivel piezométrico en el sondeo Fuente Vieja II y periodos de bombeo en el sondeo Fuente Vieja I asignados en función de los descensos registrados.

La campaña de bombeo de 2014 se ha considerado que comienza el 9 de abril de 2014 y que finaliza el 1 de noviembre de 2014. El volumen total extraído durante la campaña de 2014 calculado a partir de los periodos de descenso en el piezómetro resulta ser de  $250.118 \text{ m}^3$ , superior a lo calculado para 2013.

Si se considera una media de  $0,25 \text{ hm}^3$  anuales de explotación, se deduce que se explota un volumen de  $0,215 \text{ hm}^3$  por encima de la concesión asignada, que habría que sumar al volumen total concesionado. Esto arroja una cifra que puede redondearse en  $0,8 \text{ hm}^3$ /anuales de extracciones siempre y cuando se considere que en el resto de puntos se cumplen los volúmenes de concesiones otorgados.



### 5.7.3 Grado de explotación existente en relación con los recursos

Los datos estimados sobre la explotación de los recursos del acuífero pueden resumirse como sigue:

Explotación para abastecimiento: 1,1 hm<sup>3</sup>/año

Explotación para regadío: 0,8 hm<sup>3</sup>/año

TOTAL: 1,9 hm<sup>3</sup>/año

## 6 BALANCE DE AGUA EN EL ACUÍFERO

### ENTRADAS

Precipitación media: 415 mm/año 7,06 hm<sup>3</sup>/año

Coefficiente de infiltración:

APLIS: 36% 149,4 mm/año 2,54 hm<sup>3</sup>/año

BAS: 26-38% (RU: 20-40) 108-156 mm/año 1,8-2,6 hm<sup>3</sup>/año

### SALIDAS

Explotación por bombeo anual: 1,9 hm<sup>3</sup>/año

Drenaje manantial Fte Garciez: 0,24 hm<sup>3</sup>/año

Suma: 2,14 hm<sup>3</sup>/año

El balance resultante está comprendido entre un déficit de 0,34 hm<sup>3</sup>/año y un excedente de 0,46 hm<sup>3</sup>/año, en relación con el volumen recargado, dependiendo del coeficiente de infiltración medio considerado. La realidad es que el coeficiente de infiltración tiene una gran variación entre años húmedos y secos (figura 36). En términos generales, los datos analizados presentan un equilibrio entre recursos y explotación por bombeos, sin embargo, la información piezométrica muestra un claro déficit de entradas con respecto a salidas. Esto puede indicar la existencia de una subestimación de los bombeos, ya que la valoración de la recarga ha sido hecha con suficiente precisión, además los resultados conseguidos son similares a los de otros acuíferos próximos de similares características hidrogeológicas. Puesto que la información sobre los bombeos para abastecimiento tiene una gran fiabilidad, esta subestimación debe encontrarse en los bombeos para regadío. Los datos aportados por el sensor de Fuente Vieja I indican que la explotación del sondeo Fuente Vieja II supera las concesiones otorgadas en más del 600 %. Se desconocen las extracciones en el resto de puntos utilizados para regadío, pero todo parece indicar que en ellos también podrían superarse ampliamente estas concesiones, lo que explicaría el déficit que se deduce de las evoluciones del nivel piezométrico. Un incremento de la explotación por encima de 0,5 hm<sup>3</sup> respecto a la concesiones otorgadas en el resto de puntos serían suficiente para explicar este déficit, en el caso de considerar el coeficiente de recarga más elevado (0,38 %).



## 7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La información piezométrica histórica indica que a comienzos de la década de los noventa del pasado siglo se produjeron descensos generalizados del nivel piezométrico del acuífero que pudieron ser consecuencia de la confluencia de una sequía severa, junto con un incremento en la explotación del agua subterránea de sondeos para regadío. Esta sequía finaliza en el año 1995, sin embargo, en los años húmedos siguientes no se produce una recuperación importante de los niveles, sino que éstos se mantienen más o menos estabilizados. En 2001 se inicia una nueva e importante caída en el nivel piezométrico que no es justificable en sus comienzos por sequías, aunque, posteriormente, a partir de 2005 se registran tres años secos continuos. La caída de nivel a partir de 2001 puede explicarse por un nuevo incremento en las extracciones para regadío. En 2009 se alcanza el mínimo piezométrico histórico, con 107 m por debajo del nivel de referencia, si bien, una serie continuada de años húmedos ha permitido una recuperación parcial del nivel de unos 30 m. Actualmente, el descenso total acumulado con respecto al nivel de referencia es de 80 m con una tendencia ligeramente descendente desde marzo de 2014.

De la información geológica, geofísica, piezométrica, hidroquímica e isotópica estudiada se deduce que todos los afloramientos de carbonatos incluidos en la MASb funcionan como un único acuífero, con una zona saturada común. No obstante, sería conveniente conocer la profundidad, el espesor saturado de los materiales acuíferos en la zona central del acuífero y la calidad de las reservas hídricas almacenadas en profundidad. Las margas miocenas que recubren el acuífero entre la Golondrina y la Serrezuela actúan como nivel confinante, lo que podría explicar la elevada temperatura del agua en algunos puntos, debido al efecto llamada que producen los bombeos al agua que ha circulado a elevada profundidad, confinada entre ambos afloramientos.

La información hidroquímica indica que podría existir una influencia de aguas procedentes del acuitardo mioceno (margas miocenas). El deterioro de calidad comienza a manifestarse en las analíticas disponibles de 2006, cuando el nivel piezométrico alcanza descensos del orden de 100 m por debajo del nivel de referencia. Este hecho podría estar causado por la entradas de aguas, en el acuífero carbonático, procedentes del acuitardo mioceno que lo confina. Las aguas del acuitardo mioceno se caracterizan por presentar elevados contenidos en cloruro, sodio y sulfato, principalmente, ya que las margas miocenas tienen un origen marino. Descensos por debajo de 100 m sobre el nivel de referencia parecen marcar el comienzo de la influencia de estas aguas miocenas. Por tanto, incrementar los descensos acumulados del nivel en este acuífero puede deteriorar la calidad del agua para el abastecimiento a Jódar. Por otra parte, en el borde sur hay relación con materiales de origen triásico. Los descensos piezométricos en esta zona también provocaran la llamada de aguas que han estado en contacto con estos materiales, lo que se traduciría en notables incrementos en el contenido en sulfato, deteriorando aún más la calidad del agua. Se aconseja, por tanto, que se lleve un especial seguimiento de la calidad del agua en el acuífero.

La información sobre el contenido en isótopos estables del agua en los puntos analizados apoya la relación hidrogeológica entre los afloramientos de la Serrezuela y la Golondrina. Por otra parte, también indican la influencia de aguas contenidas en el acuitardo mioceno.

La estimación de la recarga en el acuífero se ha realizado por dos métodos independientes: el método APLIS y el balance de agua en el suelo (BAS). El coeficiente de infiltración que resulta al aplicar APLIS es del 36% de la precipitación anual media. Con el BAS resulta un coeficiente de infiltración comprendido entre el 26 y 38% de la precipitación.

La estimación sobre las extracciones por bombeo indica que se cumplen las concesiones otorgadas para el abastecimiento de Jódar. Sin embargo, el control del bombeo en uno de los puntos principales de extracciones para regadío muestra que se extrae un 600% del volumen concesional otorgado. Se deduce, por tanto, que parece necesario acometer trabajos para estimar el volumen real de explotación del acuífero.

La recarga media que resulta de los trabajos realizados y los volúmenes de concesiones otorgados, indican que no debería existir déficit hídrico en este acuífero, sin embargo, la evolución del nivel piezométrico indica que el acuífero está sometido a una situación de explotación intensiva.

Por todo lo anterior, se proponen las siguientes recomendaciones:

- 1) El descenso continuo de la superficie piezométrica en la Masa de Agua Subterránea de Bedmar-Jódar y las repercusiones que esto puede tener en los abastecimientos que dependen de este sistema, con un descenso acumulado del nivel piezométrico de 80 m en los 35 últimos años, requiere de la necesaria evaluación de la explotación real del acuífero, tanto por métodos directos como indirectos.
- 2) Además de hacer más énfasis en el control del consumo de los pozos, se debe controlar la evolución del nivel piezométrico y de la calidad de los recursos hídricos subterráneos, con el debido asesoramiento hidrogeológico experto.
- 3) Consideramos que el acuífero debe declararse oficialmente sobreexplotado y como consecuencia establecer acciones tendentes a la recuperación de los niveles piezométricos.
- 4) Se deberá continuar con las medidas de control y vigilancia iniciadas con este trabajo, realizar un modelo geológico geométrico 3D del acuífero y un posterior modelo de flujo con el que optimizar la explotación del acuífero. A partir del modelo geométrico 3D y gracias al estudio de permeabilidad y porosidad de las rocas del acuífero realizado en este trabajo (ver anejos) se podrá realizar una evaluación rigurosa de los volúmenes de reservas existentes. El modelo de flujo, alimentado por toda esta información, permitirá simular con rigurosidad la evolución futura del acuífero en distintos escenarios climáticos y regímenes de explotación, incluyendo posibles operaciones de recarga artificial.
- 5) Sería de especial interés analizar la posibilidad de realizar operaciones de recarga artificial en el acuífero con las que paliar el notable consumo de reservas realizado. Existen recursos excedentarios en las proximidades y parte de la infraestructura de inyección está ya construida (sondeo Bedmar I). Un pequeño avance en la geometría del acuífero acompañado de un análisis de sus parámetros hidráulicos (ensayos de bombeo y slug) permitirían optimizar la recarga artificial de esta MAS con la que garantizar el abastecimiento a las poblaciones limítrofes. Con esta actuación se pasaría de tener

una masa de agua sobreexplotada a tener un reservorio de agua, que garantizaría el abastecimiento a las poblaciones de Bédmar y Jodar, incluso en periodos de sequías extremas.

## 7. REFERENCIAS

Álvaro López, M, Hernández Samaniego, A y del Olmo Zamora, P (1992): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 948 (Torres). IGME, Madrid.

Andreo, B., Vías, J., López-Geta, J. A., Carrasco, F., Durán, J. J. y Jiménez, P. (2004). Propuesta metodológica para la estimación de la recarga en acuíferos carbonáticos. Boletín Geológico y Minero, 115(2): 177-186.

Andreo B, Vías J, Durán JJ, Jiménez P, López-Geta JA, Carrasco F (2008) Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain. Hydrogeology Journal 16: 911-925

Ahr WM (2008) Geology of carbonate reservoirs: the identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks. Wiley, Hoboken, NJ, 286 p.

Ayala, C (2013). A new compilation of gravity data over the Iberian Peninsula and surrounding areas. Internal Report Topolberia project (Consolider-Ingenio). IGME, 20 p., 3 figures.

Bachu S (2008). Comparison between methodologies recommended for estimation of CO2 storage capacity in geological media. Carbon Sequestration Leadership Forum (CLSF) and USDOE Capacity and Fairways, Washington, DC, 17 p.

Bahr, K (1988). Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: Regional induction and local telluric distortion. Journal of Geophysics. 62: 119-127.

Bahr, K (1991). Geological noise in magnetotelluric data: A classification of distortion types. Phys. Earth Planet. Int. 66: 28-38.

Beamish, B. y Travassos, JM (1992). A study of static shift removal from magnetotelluric data. Journal of Applied Geophysics. 29: 157-178.

Borczak S, Motyka J, Pulido-Bosch A (1990). The hydrogeological properties of the matrix of the chalk in the Lublin coal basin (southeast Poland). Hydrol Sci J 35: 523–534

Bostick, FX, (1977). A simple almost exact method of magnetotelluric analysis. In: Ward, S. (ed.). Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration. United States Geological Survey, Contract Nº. 14080001-G-359: 174-183.

CHG (1995). Normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección directa a los embalses de regulación y fuentes de abastecimientos a poblaciones de la cuenca del Guadalquivir. Unidad Hidrogeológica 05.14 Bedmar-Jódar.

CHG (1995) Plan hidrológico del Guadalquivir.

CHG-ITGE (1993). Propuesta de normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección a embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a poblaciones de la cuenca del Guadalquivir. Propuesta de norma de explotación de la unidad hidrogeológica 05.14 (Bedmar-Jódar).

CHG-IGME (2001). Revisión y actualización de las normas de explotación de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate. Unidad Hidrogeológica 05.14 Bedmar-Jódar.

Constable, SC, Parker RL y Constable CG (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289-300

Craig, H (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703.

Cruz-San Julián, J, Araguas, L, Rozanski, K, Benavente, J, Cardenal, J, Hidalgo, MC, García-López, JC, Martínez-Garrido, JC, Moral, F, Olías, M (1992). Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. *Tellus*, 44B: 226-236.

Durán, J J, Andreo, B, Vías, J, López-Geta, J A, Carrasco, F y Jiménez, P (2004). Clasificación de acuíferos carbonáticos de la Cordillera Bética según la tasa de recarga. *Boletín Geológico y Minero*, 115(2): 199-210.

Eisinger C, Jensen J (2011). Reservoir characterization for CO2 sequestration: assessing the potential of the Devonian Carbonate Nisku formation of central Alberta. *Oil Gas Sci Technol* 66(1): 47–65.

García-Tortosa, FJ, Sanz de Galdeano, C, Sánchez-Gómez, M y Alfaro, P (2008). Tectónica reciente en el frente de Cabalgamiento Bético. Las deformaciones de Jimena y Bedmar (Jaén). *Geogaceta*, 44: 59-62.

González-Hernando L, González-Ramón A (2002). Los acuíferos de Bedmar-Jódar y Torres-Jimena. In: Lopez-Geta J, Rubio-Campos J (eds) Libro Homenaje a Manuel del Valle Cardenete: 245-251.

González Ramón, A (2007). Hidrogeología de los acuíferos kársticos de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 304 p.

Herrmann R, Pierce M, Burgess K, Priestley A (2004). Integrated aquifer characterization and numerical simulation for aquifer recharge and storage at Marco Lakes, Florida. *Hydrol Sci Pract* 21st Century 1: 276–283

IGME (1988). “Estado de la explotación del acuífero Bedmar-Jódar (Jaén)”. Proyecto para estudios de asesoramiento técnico en materia de aguas subterráneas a las administraciones públicas en las cuencas hidrográficas del Guadalquivir (Andalucía) (1987-1988).

IGME-UMA (2003). Estudios metodológicos para la estimación de la recarga en diferentes tipos de acuíferos carbonáticos: aplicación a la Cordillera Bética. Informe inédito. 3 T.

IGME-UNIVERSIDAD DE GRANADA (1983). Proyecto de investigación hidrogeológica infraestructural de los sistemas acuíferos 30 y 31. Cuenca alta del Guadalquivir.

ITGE-Diputación de Jaén (1997). Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Jaén.

Lambán, L J (1998). Estudio de la recarga y del funcionamiento hidrogeológico de la Unidad de Anoia (Cordillera Prelitoral Catalana). Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 300 p.

Lowry CS, Anderson MP (2006). An assessment of aquifers storage recovery using ground water flow models. *Ground Water* 44: 661–667.

Marín A (2009). Los Sistemas de Información Geográfica aplicados a la evaluación de recursos hídricos y a la vulnerabilidad a la contaminación de acuíferos carbonatados. Caso de la Alta Cadena (Provincia de Málaga). Tesis de Licenciatura, Universidad de Málaga.

Martos-Rosillo, S (2005). Contribución al conocimiento hidrogeológico del acuífero carbonático de la Sierra de Estepa (Sevilla). Trabajo de Investigación Tutelada. Universidad de Granada, Granada, 166 p.

Martos-Rosillo, S, González-Ramón, A, Jiménez-Gavilán, P, Andreo, B, Durán, JJ and Mancera, E (2015). Review on groundwater recharge in carbonate aquifers from SW Mediterranean (Betic Cordillera, S. Spain). *Environmental Earth Science*. DOI 10.1007/s12665-015-4573-x

Molina, JM, Nieto, LM, Ruiz-Ortiz, PA, Castro, JM y de Gea, GA (2012). El Cretácico Inferior de la Sierra de Jódar-Bedmar (Prebético de Jaén, Cordillera Bética): facies, bioestratigrafía e interpretación paleoambiental. *Geogaceta*, 52: 167-170.

MOPT (1993). Sondeos de investigación hidrogeológica para el estudio de las zonas de recarga artificial del acuífero de Bedmar-Jódar (Jaén). Dirección General de Obras Hidráulicas. Servicio Geológico.

Nelson RA (2001). *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*, 2nd edn. Elsevier, Houston, TX, 332 p.

Padilla A y Delgado J (2011). Tratamiento y gestión de series temporales hidrológicas. Diputación Provincial de Alicante, Alicante.

Parker, RL y Booker, JR (1996). Optimal one-dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurements. *Phys. Earth planet. Int.* 98: 269-282.

Pedley, RC, Busby, JP, y Dabek, ZK (1993). GRAVMAG. British Geological Survey. Technical Report WK/93/26/R.

Peinado Parra, T, Lupiani Moreno, E, Rubio Campos, JC y Castillo Pérez, E (1989). Estado de explotación de los acuífero prebéticos de Bedmar-Jódar y Castillo-La Ímora (Jaén). La sobreexplotación de acuíferos: 117-132. Almería.

Rodi, WL, y RL Mackie (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66: 174–187.

Roldán García, F, Lupiani Moreno, E y Jerez Mir, L (1992). Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 927 (Baeza). IGME, Madrid.

Samper, J (1998). Evaluación de la recarga por lluvia mediante balances de agua: utilización, calibración e incertidumbres. Boletín Geológico y Minero 109: 31-54.

Sanz de Galdeano C, García-Tortosa, FJ y Peláez, JA (2013). Estructura del prebético de Jaén (sector de Bedmar). Su relación con el avance del subbético y con fallas en el basamento. Revista de la Sociedad Geológica de España, 26 (1): 55-68.

Sauter, M (1992). Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in karstic aquifer (Gallusquelle, Malm, SW Germany). In: Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten C13, 15. Tübingen, Germany: Geological Institute of the University of Tübingen.

Sutarno, D y Vozoff, K (1991). Phase-smoothed robust m-estimation of magnetotelluric impedance functions. Geophysics, 56: 1999-2007.

Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990). Cambridge University Press, Cambridge. 770 p.

Thorntwaite, CW, and Mather, JR (1955). The water balance. Publications in climatology, The Johns Hopkins University, Laboratory of Climatology 9: 59-117.

Vacher HL, Hutchings WC, Budd DA (2006). Metaphors and models: the ASR bubble in the Floridan Aquifer. Ground Water 44: 661-667

Vanderlinden, K (2002). Análisis de procesos hidrológicos a diferentes escalas espacio- temporales. Tesis doctoral, Universidad de Córdoba, Córdoba, 303 pp.

Vozoff, K (1991). Electromagnetic Method in Applied Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, 641-712.

Worthington SHR (2007). Ground-water residence times in unconfined carbonate aquifers. J Cave Karst Stud 69: 94-102

Worthington SRH, Davies GJ, Ford DC (2000). Matrix, fracture and channel components of storage and flow in a Paleozoic limestone aquifer. In: Wicks CM, Sasowsky ID (eds) Groundwater flow and contaminant transport in carbonate aquifers. Taylor and Francis, London, 113-128