



## Contribución al Conocimiento Hidrogeológico de una Depresión Interna en Clima Mediterráneo Semiárido (Cabecera del Guadiana Menor, Cordillera Bética)



Francisca Fernández Chacón



Tesis Doctoral 2009





UNIVERSIDAD DE GRANADA  
DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA

**CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE  
UNA DEPRESIÓN INTERNA EN CLIMA MEDITERRÁNEO  
SEMIÁRIDO (CABECERA DEL GUADIANA MENOR,  
CORDILLERA BÉTICA)**

Memoria presentada por Francisca Fernández Chacón para optar al grado de Doctor.

Vº Bº de los Directores

Fdo: Dr. Juan Carlos  
Rubio Campos  
Investigador Titular del  
Ministerio de Ciencia e  
Innovación del Instituto  
Geológico y Minero de  
España

Fdo: Dr. José  
Benavente Herrera  
Profesor Titular  
Instituto del Agua de  
la Universidad de  
Granada

Fdo: Dr. Claus  
Kohfahl  
Profesor de la Freie  
Universität Berlin

Fdo: Francisca Fernández Chacón

Granada, a 15 de Abril de 2009

Editor: Editorial de la Universidad de Granada  
Autor: Francisca Fernández Chacón  
D.L.: GR. 2647-2009  
ISBN: 978-84-692-4175-2





*A mi familia  
y en especial a Jorge*



## RESUMEN

El objetivo principal de esta investigación es la de profundizar en el conocimiento del funcionamiento de los acuíferos ubicados en nueve Masas de Agua Subterráneas (MAS) localizadas en la cabecera de la cuenca del Guadiana Menor, depresión intramontañosa caracterizada por un clima semiárido. En esta cuenca los acuíferos están siendo sometidos a una explotación importante, tanto para abastecimiento como para regadío, que ha modificado su régimen de descarga natural. Los resultados de esta investigación contribuirán a establecer bases científicas para la gestión de los recursos hídricos subterráneos del área por parte de las administraciones competentes

Desde el punto de vista climático, la zona se encuentra afectada por frentes nubosos de origen tanto Atlántico como Mediterráneo, lo cual tiene influencia en la recarga de los acuíferos. Desde el punto de vista geológico y tectónico la zona es compleja, ya que en su interior se localiza el contacto entre las Zonas Internas y Externas de la Cordillera Bética. En ella afloran extensamente materiales metamórficos y sedimentarios pertenecientes a distintos dominios paleogeográficos, los cuales se encuentran parcialmente cubiertos por sedimentos postorogénicos. Además, la tectónica ha determinado la compartimentación de los acuíferos y la presencia de puntos de agua termal.

Los estudios se han iniciado con la recopilación bibliográfica existente y de diferentes datos que han ayudado a conocer el estado de conocimiento previo de la cuenca. Posteriormente se ha elaborado un mapa geológico de toda la cuenca, a partir de la unificación de los mapas 1/50.000 (MAGNA-IGME), que ha facilitado la obtención del mapa hidrogeológico (Capítulo I). La utilización de ambas bases cartográficas, junto con la información aportada por la columna litológica de 147 sondeos, ha dado lugar a la realización de varios cortes hidrogeológicos, los cuales han ayudado a la definición de la geometría de los acuíferos. El trabajo de campo se ha concentrado en el periodo 2005-2007.

El tratamiento de datos se ha iniciado con un estudio de las precipitaciones de los últimos 28 años, que ha servido para conocer la distribución espacial de la precipitación en la cuenca así como las tendencias climáticas (Capítulo II). Posteriormente, se ha realizado una correlación con las evoluciones piezométricas e hidrométricas de 44 piezómetros y de 9 manantiales para la detección de efectos motivados por el cambio climático y/o por la explotación intensiva.

La importante compartimentación que presentan los acuíferos y la incertidumbre en el conocimiento de sus relaciones hidrogeológicas ha aconsejado diseñar un estudio isotópico del agua de precipitación que sirva como herramienta de apoyo a estudios isotópicos de las aguas subterráneas. Así, se han recogido 98 muestras de agua de precipitación, cuyo tratamiento ha dado lugar a un artículo enviado a la revista "Hydrological Processes" (Capítulo III).

Finalmente, como herramienta imprescindible en el conocimiento del funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos, se han realizado numerosas campañas de campo para el muestreo físico-químico de aguas superficiales y subterráneas. Se han recogido un total de 470 muestras para análisis hidroquímico, 452 muestras para análisis de isótopos estables ( $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$ ) y 104 muestras para análisis de tritio.

Dada la complejidad geológica e hidrogeológica de la zona de estudio, para el tratamiento de la información piezométrica, hidrométrica, físico-química e isotópica, la identificación de conexiones y desconexiones entre acuíferos y la realización de modelizaciones hidrogeoquímicas a lo largo del flujo, se ha considerado conveniente subdividir la cuenca en tres sectores: Sector Norte (MAS Duda-Sagra, Huéscar-Puebla y La Zarza, Capítulo IV), Sector Este (MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias, Capítulo V) y Sector Sur (MAS Baza-Caniles, Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencil, Capítulo VI).

## ABSTRACT

The main aim of this research has been to discover more about the workings of the aquifers forming part of nine groundwater masses located at the head of the Guadiana Menor river basin, a semi-arid, intra-mountainous depression. The aquifers in this basin are heavily exploited both for domestic use and irrigation, which has had repercussions on their natural discharge rhythms. The results of this study are expected to contribute to the establishment of a sound scientific basis for the management of the groundwater in the area by the relevant administrative bodies.

As far as precipitation is concerned, the basin is subject to weather fronts originating in both the Atlantic and Mediterranean, which determine the recharge of the aquifers. From the geological point of view, the whole area is somewhat complex because at its centre is the tectonic contact between the Internal and External Zones of the Betic Cordillera, in which there are numerous outcrops of metamorphic and sedimentary rocks belonging to different paleogeographic domains, many of which are covered by post-orogenic sediments. Tectonic activity has compartmentalized the aquifers and also caused the emergence of thermal water in certain places.

We began our studies by collecting the literature and collating all the data that have contributed to our previous knowledge about the nature and behaviour of the basin. We then made a geological map of the whole basin by joining together the 1/50,000 maps (MAGNA-IGME) of the area, which allowed us to arrive at the hydrogeological map described in Chapter 1. By using both maps and the information provided by the lithological column resulting from 147 boreholes, we were able to construct various hydrogeological sections, which helped us to define the geometry of the aquifers. The fieldwork was carried out from 2005 to 2007.

Our data analysis began with a study of the rainfall recorded over the last 28 years, which allowed us to understand the spatial distribution of precipitation in the basin and to discover more about recent climatic tendencies, as described in Chapter II. We then went on to correlate the piezometric and hydrometric evolution of 44 piezometers and 9 springs to detect any effects of climate change and/or intensive exploitation of the groundwater.

The considerable compartmentalization of the aquifers and a general uncertainty about their hydrogeological relationship led us to design an isotopic study of the rainfall in the basin to help us in our isotopic studies of the groundwaters. Thus we collected 98 rainwater samples, the results of the analysis of which have been sent for publication in *Hydrological Processes* (Chapter 111).

Finally, as an essential step towards our understanding of the hydrogeological workings of the aquifers, we undertook extensive field work to take samples of both ground and shallow water for physico-chemical analysis. We took a total of 470 samples for hydrochemical analysis, 452 samples for analysis of stable isotopes ( $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$ ) and 104 samples for tritium analysis.

Because of the geological and hydrogeological complexity of the basin, for the analysis of the piezometric and hydrometric, physico-chemical and isotopic information, the identification of connections and separations between the aquifers and



hydrogeochemical modelling throughout the length of their flow, we felt it necessary to subdivide the basin into three sectors: the Northern Sector [the Duda-Sagra, Huéscar-Puebla and La Zarza groundwater mass (*cf.* Chapter IV)], the Eastern Sector [Orce-María-Cúllar and Sierra de las Estancias groundwater mass (*cf.* Chapter V)] and the Southern Sector [Baza-Caniles, Jabalcón, Sierra de Baza and El Mencil groundwater mass (*cf.* Chapter VI)].

## AGRADECIMIENTOS

La realización de esta tesis ha sido posible gracias a la oportunidad y el apoyo por parte del Instituto Geológico y Minero de España.

En primer lugar, deseo expresar mi gratitud a los tres directores de esta Tesis. Al Profesor José Benavente Herrera, investigador del Instituto del Agua de la Universidad de Granada, siempre le agradeceré el haber aceptado dirigir esta Tesis, el tiempo que ha dedicado en la elaboración y corrección de la misma, su apoyo constante y el ánimo que me ha prestado en todo momento; su contribución ha mejorado, sin duda, los resultados obtenidos y la redacción de la Tesis. Al Dr. Juan Carlos Rubio Campos, le agradezco el que me haya dado la oportunidad de iniciar mi carrera investigadora en el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), su confianza desde el inicio, el apoyo que me ha prestado en todo momento y las observaciones y mejoras en el texto. Al Dr. Claus Kohfahl, Profesor de la Freie Universität Berlin, le agradezco el apoyo en la elaboración de artículos internacionales y sus consejos en las interpretaciones hidroquímicas.

Deseo expresar mi agradecimiento al Dr. Juan Antonio López Geta, que durante su tiempo al frente de la Dirección de Hidrogeología y Aguas Subterráneas del IGME, inició las gestiones para poder llevar a cabo esta Tesis. Asimismo le agradezco la confianza, el apoyo y el ánimo que siempre me ha brindado para la culminación con éxito de esta investigación.

Extiendo mi agradecimiento a todos mis compañeros de oficina, con los que he compartido muchos momentos. Agradezco particularmente su ayuda a los Doctores Antonio González Ramón y Juan Antonio Luque Espinar, por sus consejos sobre la forma de encauzar la investigación que he realizado. A Tomás Peinado Parra por sus constantes palabras de ánimo y por su apoyo en la fase final de la Tesis. A los Doctores Carlos Marín Lechado y Francisco Roldán García, “Curro”, por el apoyo en los temas de geología y por la revisión de los mapas geológicos y de los cortes hidrogeológicos elaborados para esta investigación. A Cristina Jiménez Escamilla y Luis Miguel Hueso Quesada, por estar ahí en todo momento y ayudarme con todos los temas administrativos. A Antonio Navarro García por acompañarme en las primeras campañas de campo. A M<sup>a</sup> Dolores Haro Ruíz, mujer excepcional, por sus constantes palabras de ánimo y por sus sabios consejos.

Al Profesor Asaf Pekdeger, director del Departamento de Hidrogeología de la Freie Universität Berlin, por seguir con gran interés el desarrollo de la investigación, por ayudarme en todo momento con sus amplios conocimientos de hidrogeología, hidroquímica y modelización, y por su apoyo en la realización de una estancia en Berlín. Al Profesor Hans Hubberten, director del Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, del Departamento de Geología y Geoquímica Isotópica, en Potsdam (Alemania); por su ayuda en el tratamiento de la información isotópica y por el informe emitido como aval para la mención europea en el Título de Doctor. A Hanno Meyer, Doctor del Departamento de Geoquímica Isotópica y responsable del Laboratorio de análisis de isótopos estables del Alfred Wegener Institute (<sup>18</sup>O y <sup>2</sup>H); por el análisis isotópico de casi la totalidad de las muestras y por su ayuda en el tratamiento de datos isotópicos. A todos mis compañeros de la Freie Universität Berlin: Christoph Sprenger, Nils Krautter, Elena, Rebecca, Magdalena, Can y en especial a Raffaella, Serena Parisi

y Azurra compañeros y amigos con los que he compartido muchos momentos y largas jornadas de trabajo durante mi estancia en Berlín.

También debo expresar mi agradecimiento a M<sup>a</sup> Carmen Hidalgo, Profesora de la Universidad de Linares, por el informe emitido para la aceptación de la Tesis por la Comisión de Doctorado de la Universidad e Granada. A Eckart Bedbur, Profesor de la Universidad de Kiel (Alemania), por el informe emitido como aval para la mención europea en el Título de Doctor.

A Elena Pérez Zabaleta, Javier Rodríguez Arévalo, Miguel Ángel y Luís, pertenecientes al Laboratorio de Aplicaciones Isotópicas del Centro de experimentación de Obras Hidráulicas de Madrid (CEDEX), por la ayuda en la campaña de campo realizada en Huéscar-Puebla en 2006 y por las muestras analizadas.

Quiero expresar mi gratitud a la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir por la información proporcionada. A D. Alejandro González Monclús, D. Mariano Palancar Sánchez y en especial a Leopoldo Mitelbrumm. También le doy las gracias a los guardas de CHG de la cuenca del Guadiana Menor: Javier, José Martínez y Miguel Ángel. A los Agentes de Medio Ambiente que trabajan en la zona, Demetrio e Isaac, por ayudarme en el conocimiento geográfico de la cuenca. A Ricardo, técnico del agua del Ayuntamiento de Gor, le agradezco toda su ayuda en el muestreo de agua de lluvia en el borde septentrional de la Sierra de Baza.

Mencionar también a mis buenos amigos Manolo Hódar Correa y José García García, “Pepo”, por estar ahí en los momentos más difíciles.

Por último, quiero dedicar mi tesis a mi familia por su apoyo, comprensión y paciencia. En especial a Jorge Jiménez Sánchez, mi marido, hidrogeólogo con quien he compartido campañas de campo inolvidables y que ha estado a mi lado en todo momento, apoyándome tanto en el ámbito profesional, con sus conocimientos en el tratamiento de datos climáticos, como en el ámbito personal.

# ÍNDICE GENERAL

	Pág
<b><u>CAPÍTULO I. CONSIDERACIONES GENERALES</u></b> .....	1
<b>1.1. LOCALIZACIÓN Y GENERALIDADES</b> .....	3
<b>1.2. OBJETIVOS</b> .....	7
<b>1.3. METODOLOGÍA</b> .....	7
<b>1.4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	13
1.4.1. ÁMBITO GEOLÓGICO.....	13
1.4.2. TECTÓNICA.....	15
1.4.3. MAPA GEOLÓGICO DE LA CUENCA DEL GUADIANA MENOR.....	18
<b>1.5. CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO</b> .....	20
1.5.1. SECTOR NORTE (MAS DUDA-LA SAGRA, HUÉSCAR-PUEBLA Y LA ZARZA).....	20
-ANTECEDENTES.....	20
-NATURALEZA DE LOS MATERIALES PERMEABLES.....	21
-SONDEOS DE INVESTIGACIÓN.....	25
-TECTÓNICA Y GEOMETRÍA DE LOS MATERIALES ACUÍFEROS.....	27
-PARÁMETROS HIDRÁULICOS.....	30
1.5.2. SECTOR ESTE (MAS ORCE-MARÍA-CÚLLAR Y BORDE NOROCCIDENTAL DE LA SIERRA DE LAS ESTANCIAS).....	31
-ANTECEDENTES.....	31
-NATURALEZA DE LOS MATERIALES PERMEABLES.....	34
-SONDEOS DE INVESTIGACIÓN Y PARÁMETROS HIDRÁULICOS.....	38
-TECTÓNICA Y GEOMETRÍA DE LOS MATERIALES ACUÍFEROS.....	39
1.5.3. SECTOR SUR (MAS BAZA-CANILES, EL JABALCÓN, SIERRA DE BAZA Y EL MENCAL).....	42
-ANTECEDENTES.....	42
-NATURALEZA DE LOS MATERIALES PERMEABLES.....	44
-SONDEOS DE INVESTIGACIÓN Y PARÁMETROS HIDRÁULICOS.....	51
-GEOMETRÍA DE LOS MATERIALES ACUÍFEROS.....	54
<b>1.6. RESULTADOS</b> .....	56
<b><u>CAPÍTULO II. ESTUDIO PLUVIOMÉTRICO</u></b> .....	58
<b>2.1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES</b> .....	60
<b>2.2. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA DISTRIBUCIÓN DE                 LA PRECIPITACIÓN</b> .....	61
<b>2.3. ANÁLISIS DE LAS PRECIPITACIONES (ESTACIONES DE LA                 AEMET</b> .....	62
2.3.1. DATOS DE PARTIDA Y TRATAMIENTO.....	62
2.3.2. PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL Y DETERMINACIÓN DE AÑOS TIPO.....	68
2.3.3. VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN EN LA CUENCA.....	71
-ANÁLISIS DE TENDENCIAS.....	71

-DESVIACIONES ACUMULADAS.....	74
-COEFICIENTES DE VARIACIÓN.....	77
-INDICE SPI.....	79
<b>2.4. RESULTADOS.....</b>	<b>82</b>
<b><u>CAPITULO III. <sup>18</sup>O AND <sup>2</sup>H COMPOSITION OF PRECIPITATION AND GROUNDWATER IN THE SEMIARID GUADIANA MENOR BASIN, SOUTH EAST SPAIN</u>.....</b>	<b>84</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>86</b>
<b>3.1. INTRODUCTION.....</b>	<b>87</b>
<b>3.2. STUDY AREA.....</b>	<b>88</b>
<b>3.3. METHODS.....</b>	<b>89</b>
<b>3.4. RESULT AND DISCUSSION.....</b>	<b>93</b>
3.4.1. PRECIPITATION.....	93
-STABLE ISOTOPES AND LOCAL METEORIC WATER LINE.....	94
-SEASONAL VARIATIONS.....	97
-CONTIENTAL EFFECT.....	98
-ALTITUD EFFECT.....	100
3.4.2. GROUNDWATER.....	101
<b>3.5 CONCLUSION.....</b>	<b>104</b>
<b><u>CAPÍTULO IV. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LAS MASAS DE AGUA SUBTERRÁNEA DEL SECTOR NORTE DE LA CUENCA (DUDA-LA SAGRA, HUÉSCAR PUEBLA Y LA ZARZA)</u>.....</b>	<b>106</b>
<b>4.1. UTILIZACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....</b>	<b>108</b>
<b>4.2. RED PIEZOMÉTRICA Y DE MUESTREO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS DURANTE EL PERÍODO 2005-2007.....</b>	<b>108</b>
<b>4.3. FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO.....</b>	<b>109</b>
<b>4.4. EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA E HIDROMÉTRICA.....</b>	<b>112</b>
4.4.1. SONDEOS Y MANANTIALES UTILIZADOS.....	112
4.4.2. EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL NIVEL PIEZOMÉTRICO.....	114
-MAS DUDA-LA SAGRA.....	114
-MAS HUÉSCAR-PUEBLA.....	118
-MAS LA ZARZA.....	126
4.4.3. EVOLUCIÓN ESPACIAL DEL NIVEL PIEZOMÉTRICO.....	127
-SECTOR DEL LLANO DE LA PUEBLA.....	130
1. Campaña de Febrero de 2001.....	130
2. Campaña de Agosto de 2005.....	132
3. Campaña de Abril de 2006.....	134
4. Campaña de Septiembre de 2007.....	135
-SECTOR DE HUÉSCAR.....	136
-MAS DE LA ZARZA.....	137
<b>4.5. CARACTERIZACIÓN FÍSICO-QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....</b>	<b>140</b>
4.5.1. INTRODUCCIÓN.....	140
4.5.2. PROCEDENCIA DE LOS DATOS RECOPIRADOS.....	140
4.5.3. MAS QUESADA-CASTRIL Y DUDA-LA SAGRA.....	141
-VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL	

AGUA SUBTERRÁNEA.....	141
-ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES.....	148
-RELACIONES IÓNICAS.....	150
-PRESIÓN PARCIAL DE CO <sub>2</sub> E ÍNDICES DE SATURACIÓN.....	154
4.5.4. MAS HUÉSCAR-PUEBLA.....	160
-VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	160
1. Sector de Huéscar.....	160
2. Sector del Llano de la Puebla.....	165
3. Sector de Puebla de Don Fadrique.....	170
-VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	175
1. Sector de Huéscar.....	175
2. Sector del Llano de la Puebla.....	178
-ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES.....	180
1. Sector de Huéscar.....	180
2. Sector del Llano de la Puebla.....	181
3. Sector de Puebla de Don Fadrique.....	184
-RELACIONES IÓNICAS.....	185
1. Sector de Huéscar.....	185
2. Sector del Llano de la Puebla.....	189
3. Sector de Puebla de Don Fadrique.....	190
-PRESIÓN PARCIAL DE CO <sub>2</sub> E ÍNDICES DE SATURACIÓN.....	191
1. Sector de Huéscar.....	191
2. Sector del Llano de la Puebla.....	195
3. Sector de Puebla de Don Fadrique.....	198
4.5.5. MAS LA ZARZA.....	200
-VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	200
-VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	204
-ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES.....	206
-RELACIONES IÓNICAS.....	206
-PRESIÓN PARCIAL DE CO <sub>2</sub> E ÍNDICES DE SATURACIÓN.....	207
<b>4.6 CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....</b>	<b>211</b>
4.6.1. ISÓTOPOS ESTABLES <sup>18</sup> O y <sup>2</sup> H.....	211
-MUESTREO DE ISÓTOPOS ESTABLES.....	211
-CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS....	213
1. Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra.....	213
2. MAS Huéscar-Puebla.....	217
3. MAS La Zarza.....	222
4.6.2. TRITIO ( <sup>3</sup> H).....	223
<b>4.7. RESULTADOS.....</b>	<b>228</b>

<b><u>CAPÍTULO V. CARACTERIZACIÓN HIDRODINÁMICA, HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA DE LAS MASAS DE AGUA SUBTERRÁNEAS DEL SECTOR ESTE DE LA CUENCA (ORCE-MARÍA-CÚLLAR Y SIERRA DE LAS ESTANCIAS).....</u></b>	<b>234</b>
<b>5.1. UTILIZACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....</b>	<b>236</b>
<b>5.2. RED PIEZOMÉTRICA Y DE MUESTREO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS (PERÍODO 2005-2007).....</b>	<b>237</b>
<b>5.3. FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO.....</b>	<b>237</b>
<b>5.4. EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA E HIDROMÉTRICA.....</b>	<b>240</b>



5.4.1. EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA.....	242
5.4.2. EVOLUCIÓN HIDROMÉTRICA.....	245
<b>5.5. CARACTERIZACIÓN FÍSICO-QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA</b> .....	<b>246</b>
5.5.1. VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	246
-MAS ORCE-MARÍA-CÚLLAR.....	248
-MAS SIERRA DE LAS ESTANCIAS.....	251
5.5.2. ANÁLISIS DE LOS COMPONENTES PRINCIPALES.....	254
5.5.3. RELACIONES IÓNICAS.....	258
5.5.4. PRESIÓN PARCIAL DE CO <sub>2</sub> E ÍNDICES DE SATURACIÓN.....	260
<b>5.6 CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA</b> .....	<b>263</b>
5.6.1. ISÓTOPOS ESTABLES <sup>18</sup> O y <sup>2</sup> H.....	263
-MUESTREO DE ISÓTOPOS ESTABLES.....	263
5.6.2. TRITIO ( <sup>3</sup> H).....	266
<b>5.7. RESULTADOS</b> .....	<b>266</b>
<b><u>CAPÍTULO VI. CARACTERIZACIÓN HIDRODINÁMICA, HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA DE LAS MASAS DE AGUA DEL SECTOR SUR DE LA CUENCA (BAZA-CANILES, EL JABALCÓN, SIERRA DE BAZA Y EL MENCAL)</u></b> .....	<b>271</b>
6.1. UTILIZACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	273
6.2. RED PIEZOMÉTRICA Y DE MUESTREO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS (PERÍODO 2005-2007).....	273
6.3. FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO.....	274
6.4. EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA E HIDROMÉTRICA.....	279
<b>6.5. CARACTERIZACIÓN FÍSICO-QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA</b> .....	<b>283</b>
6.5.1. VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	283
-MAS BAZA-CANILES.....	285
-MAS EL JABALCÓN.....	288
-MAS SIERRA DE BAZA.....	292
-MAS EL MENCAL.....	296
6.5.2. ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES.....	301
-MAS BAZA-CANILES.....	301
-MAS EL JABALCÓN.....	303
-MAS SIERRA DE BAZA.....	305
-MAS EL MENCAL.....	306
<b>6.6. CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA</b> .....	<b>308</b>
6.6.1. COMPOSICIÓN ISOTÓPICA GENERAL.....	308
6.6.2. PERFIL I: SECTOR ORIENTAL DE SIERRA DE BAZA-BAZA CANILES-SIERRA -DE LAS ESTANCIAS.....	310
6.6.3. PERFIL II: SECTOR ORIENTAL DE SIERRA DE BAZA-EL JABALCÓN.....	312
6.6.4. PERFIL III: SECTOR OCCIDENTAL DE SIERRA DE BAZA-EL MENCAL.....	315
<b>6.7. RESULTADOS</b> .....	<b>317</b>
<b><u>CONCLUSIONS</u></b> .....	<b>324</b>
<b><u>REFERENCIAS</u></b> .....	<b>328</b>

<b><u>ANEXO 1</u></b> .....	348
<b>ANEXO 1.1. MARCO GEOLÓGICO DETALLADO</b> .....	350
A.1.1.1. ZONAS INTERNAS.....	350
-COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE.....	350
-COMPLEJO ALPUJÁRRIDE.....	350
-COMPLEJO MALÁGUIDE.....	353
A.1.1.2. ZONAS EXTERNAS.....	353
-DOMINIO PREBÉTICO.....	353
-DOMINIO SUBBÉTICO.....	355
A.1.1.3. MATERIALES POSTOROGÉNICOS.....	360
-DEPRESIÓN DE GUADIX-BAZA.....	360
1. La Cuenca de Guadix.....	361
2. La Cuenca de Baza.....	365
-DEPÓSITOS RECIENTES.....	367
<b>ANEXO 1.2. COLUMNAS LITOLÓGICAS DE SONDEOS</b> .....	369
A.1.2.1. SECTOR NORTE DE LA CUENCA.....	369
A.1.2.2. SECTOR ESTE DE LA CUENCA.....	375
A.1.2.3. SECTOR SUR DE LA CUENCA.....	376
 <b><u>ANEXO 2</u></b> .....	 382

## ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1. Fig. 1.1. Delimitación de la cuenca, MAS y Mapas Topográficos Nacionales 1/50.000.....	4
Fig. 1.2. Contexto geográfico de la cuenca del Guadiana Menor, núcleos de población y principales relieves orográficos.....	6
Fig. 1.3. Contexto geológico y tectónico de la cuenca del Guadiana Menor en la que se muestra la extensión de los dominios diferenciados en la Cordillera Bética (modificado de Sanz de Galdeano y Peláez, 2007).....	14
Fig. 1.4. Depocentros observados en las cuencas de Guadix-Baza y Granada, los cuales se encuentran controlados por la Falla Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano y Peláez, 2007).....	16
Fig. 1.5. Depocentros de la cuenca de Guadix-Baza con la ubicación de 6 perfiles resultantes de la interpretación de los principales rasgos gravimétricos (Sanz de Galdeano y Peláez, 2007).....	17
Fig. 1.6. Mapa geológico de la cuenca del Guadiana Menor, resultante de la unificación de las cartografías geológicas de la serie MAGNA, escala 1/50.000, cuyos números se indican en la Fig. 1.1.....	19
Fig. 1.7. Mapa geológico del Sector Norte, con la ubicación del trazado de tres perfiles realizados.....	22
Fig. 1.8. Mapa de permeabilidades del Sector Norte de la cuenca (MAS Duda-Sagra, Huéscar-Puebla y La Zarza).....	24
Fig. 1.9. Sondeos de investigación y explotación con columna litológica conocida, construidos en el Sector Norte de la cuenca, desde 1969 hasta la actualidad.....	26
Fig. 1.10. Corte hidrogeológico I-I' entre las MAS Duda-La Sagra y Huéscar-Puebla. La situación del corte se puede consultar en la Fig. 1.7. La referencia a los sondeos aquí señalados se indica en la Tabla 1.1 y Fig. 1.9. (NE: profundidad del nivel piezométrico en cada sondeo en el momento de su construcción).....	28
Fig. 1.11. Corte hidrogeológico II-II' localizado entre las Sierras de Montilla y Jureña, dentro de la MAS Huéscar-Puebla y corte hidrogeológico III-III' localizado en el borde occidental de La Zarza (Fig. 1.7).....	29
Fig. 1.12. Mapa geológico del Sector Este de la cuenca (MAS Orce-María-Cúllar y borde Noroccidental de la Sierra de las Estancias).....	33
Fig. 1.13. Mapa de permeabilidades del Sector Este de la cuenca (MAS Orce-María-Cúllar y borde Noroccidental de la Sierra de las Estancias).....	35
Fig. 1.14. Sección estratigráfica de los materiales pertenecientes al Subbético interno que afloran dentro de la MAS Orce-María-Cúllar, desde la parte occidental a la oriental (modificado de IARA-IGME, 1990).....	36
Fig. 1.15. Comportamiento hidrogeológico de los materiales del Complejo Alpujarride en la MAS Sierra de las Estancias.....	37
Fig. 1.16. Comportamiento hidrogeológico de los materiales del Complejo Maláguide.....	37
Fig. 1.17. Sondeos de investigación existentes en el Sector Este de la cuenca (MAS Orce-María-Cúllar y borde Noroccidental de Sierra de las Estancias), desde 1969 hasta la actualidad.....	38
Fig. 1.18. Cortes hidrogeológicos esquemáticos realizados en la MAS Orce-María-	

Cúllar. (Tomados de IARA-IGME, 1987/88 e IARA-IGME, 1990).....	41
Fig. 1.19. Mapa geológico del Sector Sur de la cuenca (MAS Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencal).....	43
Fig. 1.20. Mapa de permeabilidades del Sector Sur de la cuenca (MAS Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencal).....	45
Fig. 1.21. Esquema geológico de los materiales detríticos que rellenan la cuenca de Baza en el área comprendida por la MAS Baza-Caniles. Se destacan los conjuntos hidrogeológicos que forman el acuífero miopliocuaternario.....	46
Fig. 1.22. Corte esquemático de la disposición de las unidades alpujárrides en la Sierra de Baza. (Junta de Andalucía-ITGE, 2000).....	48
Fig. 1.23. Sondeos de investigación existentes en el Sector Sur de la cuenca (MAS Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y el Mencal), desde 1965 hasta la actualidad.....	53
Fig. 1.24. Ubicación de los perfiles geofísicos realizados por la FAO-IGME (1975), en líneas continuas, y por el ITGE (1999a), en líneas discontinuas. Trazado de los perfiles sísmicos o secciones más significativas.....	55
Fig.2.1. Distribución espacial de las precipitaciones en la cuenca del Guadalquivir (modificado de CHG, 2005).....	62
Fig. 2.2. Ubicación de las 113 estaciones meteorológicas de la AEMET utilizadas para el completado de series.....	64
Fig. 2.3. Localización de los sectores definidos para la elección de la estación tipo.....	66
Fig. 2.4. Mapa de distribución de las estaciones pluviométricas seleccionadas y descartadas.....	68
Fig. 2.5. Distribución temporal de la media anual de las precipitaciones de las 81 estaciones de la Tabla 2.2.....	69
Fig. 2.6. Mapa de isoyetas medias de la cuenca del Guadiana Menor para el período 1975-2002.....	70
Fig. 2.7. Diferenciación de años húmedos y años secos en las 81 estaciones consideradas para el estudio pluviométrico.....	71
Fig. 2.8. Variación temporal de la media anual de las precipitaciones en las estaciones: 5065, 5142, 5125 y 5102, utilizadas a modo de ejemplos, junto con la línea de tendencia.....	72
Fig. 2.9. Representación de los resultados de la aplicación del método de Mann-Kendall para la estación 5089 de Pozo Alcón el Hornico en el período 1975-2002.....	73
Fig. 2.10. Mapa de distribución del estadístico Z del método de Mann-Kendall.....	74
Fig. 2.11. Mapa de la cuenca del Guadiana Menor con los gráficos de las desviaciones acumuladas de las estaciones más representativas.....	76
Fig. 2.12. Mapa con los gráficos de precipitación media (en color rojo) junto el coeficiente de variación de las estaciones más representativas (en azul).....	78
Fig. 2.13. Mapa de isolíneas de coeficientes de variación en la cuenca del Guadiana Menor.....	79
Fig. 2.14. Mapa con los valores SPI de las estaciones más características de la zona considerada.....	81
Fig. 3.1. Location of the Guadiana Menor basin, topography and precipitation sampling stations used (NR: Negratín reservoir; PR: Portillo reservoir; and SCR: San Clemente	

reservoir).....	88
Fig. 3.2. Hydrogeological map of the Guadiana Menor basin, showing aquifer research and the points sampled.....	92
Fig. 3.3. Evolution of precipitation in the basin from 2001 to 2006 (hydrological year) ( <a href="http://www.inm.es/es/eltiempo/observacion/satelite/masas">www.inm.es/es/eltiempo/observacion/satelite/masas</a> ).....	94
Fig. 3.4. Diagram of $^2\text{H}$ versus $^{18}\text{O}$ of the precipitation samples collected in the Guadiana Menor basin from July 2005 to April 2007. Global meteoric water line (GMWL), western Mediterranean meteoric water line (WMMWL), eastern Mediterranean meteoric water line (EMMWL), local meteoric water line (LMWL) and weighted local meteoric water line (WLMWL).....	95
Fig. 3.5. $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ data for sporadic storms and monthly rainfall.....	96
Fig. 3.6. Isobar maps for the storm on 22 January 2007 ( <a href="http://www.aemet.es">www.aemet.es</a> ).....	96
Fig. 3.7. Seasonal variations in $\delta^{18}\text{O}$ with precipitation and temperature and in $\delta^2\text{H}$ and d-excess with precipitation ( <a href="http://www.juntadeandalucia.es/...">www.juntadeandalucia.es/...</a> ) for the Las Juntas station 37(see Fig.3.1) from 2005 to 2007. Points represent monthly mean weighted $^{18}\text{O}$ values of rainfall. The columns in the left- and right-hand graphs represent precipitation and temperature respectively.	98
Fig. 3.8 Continental effect indicated by rainwater samples collected in January 2006, April 2007 and all the sampling period at the stations providing the most samples.	99
Fig. 3.9. $\delta^{18}\text{O}$ for precipitation samples collected during precipitation events in September 2005 and January 2006 and 2007, together with the monthly samples collected in May 2006 and April 2007.....	100
Fig. 3.10. $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ relationships of groundwater for different aquifers and shallow water. LGWL=local ground water line. For the location of the sampling points see Figure 3.2.....	101
Fig. 4.1. Mapa con las zonas de regadío de los municipios englobados dentro de las MAS Duda-La Sagra, Huéscar-Puebla y La Zarza (Junta de Andalucía-ITGE, 2002).....	108
Fig. 4.2. Mapa hidrogeológico con los puntos de muestreo y sondeos en los que se han realizado medidas de nivel piezométrico en el Sector de Sierra Seca (MAS Quesada-Castril) y MAS Duda-La Sagra, Huéscar-Puebla y La Zarza.....	110
Fig. 4.3. Red de control piezométrica e hidrométrica existente en los acuíferos de la cabecera del Guadiana Menor.....	113
Fig. 4.4. Evolución del nivel piezométrico de los principales acuíferos, a partir de siete piezómetros representativos del área, cuya ubicación aparece en la Fig. 4.3 y sus características principales se recogen en la Tabla 4.4.....	115
Fig. 4.5. Evolución piezométrica de sondeos localizados en la Subunidad Sierra de Duda, junto con la evolución de la precipitación media calculada a partir de las estaciones de la Junta de Andalucía.....	118
Fig. 4.6. Evolución piezométrica de sondeos localizados en las proximidades de Huéscar, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5069.....	119
Fig. 4.7. Evolución piezométrica de sondeos localizados en el Llano de la Puebla, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5069.....	119
Fig. 4.8. Evolución piezométrica de sondeos localizados en las proximidades de Puebla de Don Fadrique, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5069.....	120
Fig. 4.9. Evolución del caudal de los manantiales principales en la MAS Huéscar-Puebla, junto con la evolución de la precipitación en la estación pluviométrica 5069.....	120

Fig. 4.10. Delimitación de Sectores Acuíferos dentro de la MAS Huéscar-Puebla.....	121
Fig. 4.11. Evolución piezométrica de los sondeos localizados en el Sector de Huéscar, junto con la evolución del caudal del manantial de Parpacén (PH-10) y de la precipitación en la estación 5069. Las líneas verticales de color verde marcan subciclos de 5 a 7 años de duración y las llaves separan los dos grandes ciclos observados.....	122
Fig. 4.12. Evolución piezométrica de los sondeos localizados en el Sector del Llano de la Puebla, junto con la evolución del caudal del manantial Fuencaliente (PH-9) y de la precipitación en la estación 5069.....	124
Fig. 4.13. Evolución piezométrica de los sondeos localizados en el Sector de Puebla de Don Fadrique. En el sondeo S-28 se han separado los ciclos observados con líneas verdes verticales.....	125
Fig. 4.14. Evolución piezométrica de los sondeos localizados en la MAS La Zarza, junto con la evolución del caudal del manantial de Bugéjar (ZL-3) y de la precipitación en la estación 5069.....	126
Fig. 4.15. Comparación de la evolución piezométrica de los sondeos S-20 y S-22, en la MAS La Zarza, con la del sondeo S-18, en el Sector del Llano de la Puebla. El nivel de este último ha sido incrementado en 100 m para facilitar la comparación.....	127
Fig. 4. 16. Mapa de isopiezas del Sector Norte de la cuenca tras la campaña de piezometría realizada en Agosto de 2005. Se han incluido las isopiezas según el Atlas Hidrogeológico de Andalucía (1998), los sondeos con medidas de nivel piezométrico y los manantiales principales.....	129
Fig. 4.17. Mapa con la distribución de los sondeos inventariados por CHG en 2002. Se resaltan aquellos sondeos que fueron explotados durante ese año y el volumen de explotación en hm <sup>3</sup> (datos procedentes de CHG).....	130
Fig. 4.18. Mapa de isopiezas resultante de la campaña de piezometría realizada en Febrero de 2001, en los sondeos del Llano de la Puebla. En cada punto se ha indicado la cota piezométrica en m s.n.m.....	131
Fig. 4.19. Mapa de isopiezas resultante de la campaña de piezometría realizada en Agosto de 2005, en los sondeos del Llano de la Puebla. En cada punto se ha indicado la cota piezométrica en m s.n.m.....	132
Fig. 4.20. Mapa de isopiezas resultante de la campaña de piezometría realizada en Agosto de 2005, en los sondeos del Llano de la Puebla. Los valores que se han indicado son los descensos observados (Tabla 4.6).....	133
Fig. 4.21. Mapa de isopiezas resultante de la campaña de piezometría realizada en Abril de 2006, en los sondeos del Llano de la Puebla. En cada punto se ha indicado la cota piezométrica en m s.n.m.....	134
Fig. 4.22. Mapa con la distribución de los sondeos inventariados por CHG en el Llano de la Puebla, donde se han resaltando aquellos que se explotaron en 2007 y el volumen de explotación en hm <sup>3</sup> (Base de Datos de CHG).....	136
Fig. 4.23. Mapa de isopiezas resultante de la campaña de piezometría realizada en Abril de 2006 en los sondeos de la MAS de La Zarza. Además, se ha incluido el mapa de isopiezas obtenido para esa fecha en los sondeos del Llano de la Puebla y la situación de los perfiles eléctricos realizados por la FAO (FAO-IGME, 1978).....	138
Fig. 4.24. Cortes geoelectrónicos resultantes de la prospección geofísica realizada por la FAO y el IGME (IGME, 1978).....	139
Fig. 4.25. Diagrama de Piper y Schoëller-Berkaloff de las aguas subterráneas del Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra. Los puntos se encuentran diferenciados según la naturaleza y acuífero y se encuentran agrupados según la facies hidroquímica. Los	



valores utilizados han sido las medias de cada punto (Base de Datos del IGME y de la Universität of Berlin).....	142
Fig. 4.26. Mapa hidrogeológico con la ubicación de los diagramas de Stiff en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra.....	144
Fig. 4.27. Relación entre los valores de CE y temperatura en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra. Las muestras se han separado en función de la facies hidroquímica.....	145
Fig. 4.28. Relación entre el contenido en $\text{HCO}_3^-$ y $\text{SO}_4^{2-}$ con la conductividad eléctrica de las muestras del Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra. Las muestras se han separado en función de la facies hidroquímica.....	146
Fig. 4.29. Relación entre el contenido en $\text{Cl}^-$ y $\text{Na}^+$ en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra. Las muestras se han separado según el tipo de facies hidroquímicas.....	146
Fig. 4.30. Corte hidrogeológico I-I' modificado entre las MAS Duda-La Sagra y Huéscar-Puebla. La situación del corte se puede consultar en la Fig. 1.7.....	147
Fig. 4.31. ACP de las variables consideradas (gráfico de la izquierda) y ACP de las muestras (gráfico de la derecha), en la MAS Duda-La Sagra, en el plano de los factores I y II y factores I y III. La diferenciación en colores de los puntos atiende al tipo de facies hidroquímica definida.....	149
Fig. 4.32. Diagramas de las relaciones iónicas $r\text{Ca}^{2+}/r\text{HCO}_3^-$ , $r+\text{Mg}^{2+}/r\text{HCO}_3^-$ , $r(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})/r\text{HCO}_3^-$ y $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Mg}^{2+}$ de todas las muestras de agua analizadas en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra.....	150
Fig. 4.33. Diagramas de las relaciones iónicas $r\text{Ca}^{2+}/r\text{SO}_4^{2-}$ , $r\text{Mg}^{2+}/r\text{SO}_4^{2-}$ , $r(\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+)$ vs. CE y $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{HCO}_3^-$ , ( $r=\text{meq/l}$ ) de las muestras analizadas en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra. Se ha seguido el mismo criterio de color que en los gráficos anteriores.....	152
Fig. 4.34. Diagramas de las relaciones iónicas $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ y $r\text{NO}_3^-/r\text{Cl}^-$ ( $r=\text{meq/l}$ ).....	153
Fig. 4.35. Relación de la $\text{PCO}_2$ y CE con el pH y la dureza, en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra. Las muestras se han diferenciado según el código de color utilizado hasta el momento, que hace referencia a las facies hidroquímica definidas. La CE está expresada en $\mu\text{S/cm}$ y la dureza en $\text{mg/l}$ de $\text{CaCO}_3$ .....	157
Fig. 4.36. Relación entre los índices de saturación de la calcita, dolomita, yeso y halita con la CE (CE), de las aguas subterráneas en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra.....	159
Fig. 4.37. Mapa con los diagramas de Stiff de los análisis realizados en el Sector de Huéscar.....	161
Fig. 4.38. Diagrama de Piper de las aguas muestreadas en el Sector de Huéscar. El código de símbolos utilizado hace referencia a la naturaleza del punto y el código de color hace referencia al acuífero al que explotan, en el caso de los sondeos, o que drenan en el caso de los manantiales.....	161
Fig. 4.39. Representación en el diagrama de Schoëller-Berkaloff de las aguas subterráneas del Sector de Huéscar.....	163
Fig. 4.40. Relación entre los valores de CE y temperatura de las aguas analizadas en el Sector de Huéscar. El código de colores utilizado hace referencia a los tres tipos de facies hidroquímica diferenciadas.....	163
Fig. 4.41. Diagramas que relacionan el contenido en $\text{HCO}_3^-$ y $\text{SO}_4^{2-}$ con la CE de las aguas subterráneas del Sector de Huéscar.....	164
Fig. 4.42. Mapa con los diagramas de Stiff de los análisis realizados en el Sector del	

Llano de La Puebla.....	165
Fig. 4.43. Diagrama de Piper y Schoëller-Berkaloff de las aguas analizadas en el Sector del Llano de la Puebla. El código de símbolos utilizado hace referencia a la naturaleza del punto y el código de color hace referencia al acuífero al que explotan, en el caso de los sondeos, o que drenan en el caso de los mananciales.....	166
Fig. 4.44. Diagramas que relacionan los valores de temperatura, $\text{HCO}_3^-$ y $\text{SO}_4^{2-}$ con la CE de las aguas subterráneas del Sector del Llano de la Puebla (MAS Huéscar-Puebla). Además, se ha incluido la relación entre los iones $\text{Cl}^-$ y $\text{Na}^+$ . La escala de colores empleada en la representación de las distintas muestras atiende a la diferenciación realizada en 6 Tipos diferentes de facies hidroquímicas.....	169
Fig. 4.45. Diagrama de Piper y Schoëller-Berkaloff de las aguas analizadas en el Sector de Puebla de Don Fadrique. El código de símbolos utilizado hace referencia a la naturaleza del punto y el código de color hace referencia al acuífero al que explotan, en el caso de los sondeos, o que drenan en el caso de los mananciales.....	171
Fig. 4.46. Mapa con los diagramas de Stiff de los análisis realizados en el Sector de Puebla de Don Fadrique.....	172
Fig. 4.47. Relación entre los valores de CE y temperatura, contenidos en $\text{HCO}_3^-$ y $\text{SO}_4^{2-}$ respecto a la CE y relación $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ , de las aguas subterráneas en el Sector de Puebla de Don Fadrique (MAS Huéscar-Puebla) El código de colores utilizado hace referencia a los tres tipos de facies hidroquímica diferenciadas.....	174
Fig. 4.48. Evolución temporal del contenido en $\text{Ca}^{2+}$ y $\text{Mg}^{2+}$ de las aguas drenadas por el manantial de Parpacén (PH-10), junto con su evolución hidrométrica y la evolución piezométrica del sondeo S-8.....	176
Fig. 4.49. Evolución temporal del contenido en $\text{HCO}_3^-$ y $\text{SO}_4^{2-}$ de las aguas drenadas por el manantial de Parpacén (PH-10), junto con su evolución hidrométrica y la evolución piezométrica del sondeo S-8.....	177
Fig. 4.50. Variación de la CE y pH medidos en campo para las muestras recogidas en el manantial de Parpacén (PH-10) durante el período 2005-2007, con respecto a la evolución piezométrica en el Sector de Huéscar, representada por el sondeo S-8.....	177
Fig. 4.51. Evolución temporal del contenido en $\text{Ca}^{2+}$ y $\text{Mg}^{2+}$ de las aguas subterráneas drenadas por el manantial de Fuencaliente (PH-9), junto con su evolución hidrométrica y la evolución piezométrica del sondeo S-18.....	179
Fig. 4.52. Evolución temporal del contenido en $\text{HCO}_3^-$ y $\text{SO}_4^{2-}$ de las aguas drenadas por el manantial de Fuencaliente (PH-9), junto con su evolución hidrométrica y la evolución piezométrica del sondeo S-18.....	179
Fig. 4.53. Variación de la CE y pH medidos en campo para las muestras recogidas en el manantial de Fuencaliente (PH-9) durante el período 2005-2007, con respecto a la evolución piezométrica en el Llano de la Puebla, representada por el sondeo S-18.....	180
Fig. 4.54. ACP de las variables consideradas (gráficos de la izquierda) y de los análisis realizados (gráficos de la derecha) en el Sector de Huéscar, en los planos de los factores I-II y I-III. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.....	181
Fig. 4.55. ACP de las variables consideradas (gráficos de la izquierda) y de los análisis realizados en el Sector del Llano de la Puebla (gráficos de la derecha), representados en los planos de los factores I-II y I-III. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.....	183
Fig. 4.56. ACP de las variables consideradas (gráficos de la izquierda) y de los análisis realizados en el Sector de Puebla de Don Fadrique (gráficos de la derecha), en los	

planos de los factores I-II y I-III. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.....	185
Fig. 4.57. Diagramas de las relaciones iónicas $rCa^{2+}/rHCO_3^-$ , $rMg^{2+}/rHCO_3^-$ , $r(Ca^{2+}+Mg^{2+})/rHCO_3^-$ y $rCa^{2+}/rMg^{2+}$ ( $r=meq/l$ ) de las muestras de agua analizadas en el Sector de Huéscar. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.....	186
Fig. 4.58. Diagramas de las relaciones iónicas. $rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ , $rMg^{2+}/rSO_4^{2-}$ , $r(Ca^{2+}/Na^+)$ vs. CE, $rSO_4^{2-}/rHCO_3^-$ y $rNa^+/rCl^-$ ( $r=meq/l$ ) de las muestras de agua analizadas en el Sector de de Huéscar. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.....	188
Fig. 4.59. Diagrama de relaciones iónicas $rMg^{2+}/rHCO_3^-$ , $r(Ca^{2+}+Mg^{2+})/rHCO_3^-$ , $rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ , $rMg^{2+}/rSO_4^{2-}$ , $r(Ca^{2+}/Na^+)$ vs. CE y $rCa^{2+}/rNa^+$ ( $r=meq/l$ ) de las muestras de agua analizadas en el Sector del Llano de la Puebla. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.....	189
Fig. 4.60. Diagramas de las relaciones iónicas $rCa^{2+}/rHCO_3^-$ , $rMg^{2+}/rHCO_3^-$ , $rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ y $rSO_4^{2-}/rHCO_3^-$ ( $r=meq/l$ ) de todas las muestras de agua analizadas en el Sector de Puebla de Don Fadrique. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.....	191
Fig. 4.61. Relación de la $PCO_2$ y CE con el pH y la dureza en el Sector de Huéscar. Las muestras se han diferenciado según el código de color utilizado hasta el momento, que hace referencia a las facies hidroquímicas definidas.....	193
Fig. 4.62. Relación entre los índices de saturación de la calcita, dolomita, yeso y halita con la CE, de las aguas subterráneas en el Sector de Huéscar.....	194
Fig. 4.63. Relación de la $PCO_2$ y CE con el pH y la dureza en el Sector del Llano de la Puebla. Las muestras se han diferenciado según el código de color utilizado hasta el momento, que hace referencia a las facies hidroquímicas definidas. La dureza se expresa en mg/l de $CaCO_3$ .....	196
Fig. 4.64. Relación entre los índices de saturación de la calcita, dolomita, yeso y halita con la CE, de las aguas subterráneas en el Sector del Llano de la Puebla.....	197
Fig. 4.65. Relación de la $PCO_2$ y CE con el pH y la dureza en el Sector de Puebla de Don Fadrique Las muestras se han diferenciado según el código de color utilizado hasta el momento, que hace referencia a las facies hidroquímicas definidas. La dureza está expresada en mg/l de $CaCO_3$ .....	199
Fig. 4.66. Relación entre los índices de saturación de la calcita, dolomita, yeso y halita con la CE, de las aguas subterráneas en el Sector de Puebla de Don Fadrique.....	199
Fig. 4.67. Mapa de distribución de los diagramas de Stiff de las aguas muestreadas en la MAS La Zarza. La leyenda del mapa hidrogeológico puede ser consultada en la Fig. 1.8.	201
Fig. 4.68. Diagrama de Piper de las aguas analizadas en la MAS La Zarza. El código de símbolos utilizado hace referencia a la naturaleza del punto y el código de color hace referencia al acuífero.....	201
Fig. 4. 69. Tipos de facies hidroquímicas diferenciadas junto con las líneas que indican la evolución de las aguas subterráneas en la MAS La Zarza.....	202
Fig. 4.70. Relación entre los valores de CE y temperatura, contenidos en $HCO_3^-$ y $SO_4^{2-}$ respecto a la CE y relación $Na^+/Cl^-$ , de las aguas subterráneas en la MAS La Zarza. El código de colores utilizado hace referencia a las facies hidroquímicas diferenciadas.....	203
Fig. 4.71. Evolución temporal de la piezometría, hidrometría y contenido en $Ca^{2+}$ , $Mg^{2+}$ , $SO_4^{2-}$ y $HCO_3^-$ de las aguas drenadas por el manantial de Bugéjar (ZL-3), junto con su evolución hidrométrica y la evolución piezométrica del sondeo S-22.....	205

Fig. 4.72. ACP de las variables consideradas (gráficos de la izquierda) y de los análisis realizados en la MAS La Zarza (gráficos de la derecha), en los planos de los factores I-II y I-III. La diferenciación en colores de los puntos atiende a las facies hidroquímicas diferenciadas.....	207
Fig. 4.73. Diagramas de las relaciones iónicas $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{HCO}_3^-$ , $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Mg}^{2+}$ , $r\text{Na}^+/r\text{Mg}^{2+}$ , $r\text{Ca}^{2+}+\text{Na}^+/\text{CE}$ ( $r=\text{meq/l}$ ) de las muestras de agua analizadas en la MAS La Zarza. La diferenciación en colores de los puntos atiende a las facies hidroquímicas diferenciadas..	208
Fig. 4.74. Relación de la $\text{PCO}_2$ y CE con el pH y la dureza en la MAS La Zarza. Las muestras se han diferenciado según el código de color utilizado hasta el momento, que hace referencia a las facies hidroquímicas diferenciadas.....	209
Fig. 4.75. Relación entre los índices de saturación de la calcita, dolomita, yeso y halita con la CE, de las aguas subterráneas en la MAS de La Zarza. El código de colores utilizado hace referencia a las facies hidroquímicas diferenciadas.....	210
Fig.4.76. Diagrama $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de precipitación recogidas entre Julio de 2005 y Abril de 2007 y de las muestras de aguas subterránea analizadas en el Sector Norte de la cuenca. GMWL: Línea Meteorica Global, WMMWL: Línea Meteorica del W del Mediterráneo, EMMWL: Línea Meteorica del E del Mediterráneo y WLMWL: Línea Meteorica Local Ponderada de las precipitaciones de la cuenca (Fernández-Chacón et al., en revisión).....	211
Fig. 4.77. Diagrama $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ que relaciona la composición isotópica del agua subterránea y superficial (de embalses y ríos) de las MAS ubicadas en el Sector Norte de la cuenca del Guadiana Menor, con la WLMWL obtenida para dicha cuenca. La LGWL es la línea del agua subterránea local.....	212
Fig. 4.78. Relación $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ del agua subterránea y agua superficial el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-Sagra MAS. Para la localización de los puntos se puede consultar el mapa de la Fig. 4.2. El código de colores atiende a los diferentes acuíferos.....	213
Fig. 4.79. Relación $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ de las aguas subterráneas y superficiales muestreadas en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra.....	215
Fig. 4.80. Relación $\delta^{18}\text{O}$ -altitud (m s.n.m.) en las aguas subterráneas muestreadas en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra.....	217
Fig. 4.81. Relación $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ de las aguas subterráneas muestreadas en la MAS Huéscar-Puebla. La línea del agua subterránea local (LGWL) se presenta en la figura con línea discontinua de color morado.....	218
Fig. 4.82. Relación $\delta^{18}\text{O}$ con la altitud (m s.n.m.) en las aguas subterráneas muestreadas en la MAS Huéscar-Puebla.....	219
Fig. 4.83. Relación $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ de las aguas subterráneas muestreadas en el Sector de Huéscar.....	220
Fig. 4.84. Relación $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ de las aguas subterráneas muestreadas en el Sector del Llano de la Puebla.....	221
Fig. 4.85. Relación $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ de las aguas subterráneas muestreadas en el Sector de Puebla de Don Fadrique.....	221
Fig. 4.86. Relación $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ en las aguas subterráneas muestreadas en la MAS La Zarza.....	222
Fig. 4.87. Relación $\delta^{18}\text{O}$ -altitud (m s.n.m.) en las aguas subterráneas muestreadas en la MAS de La Zarza. La leyenda de puntos coincide con la utilizada en la Fig. 4.86.....	223
Fig. 4.88. Contenido en T procedente de la precipitación. Los valores del Hemisferio Norte corresponden con los medios en la estación de Ottawa y los de Madrid con los medios por el CEDEX, corregidos por desintegración radiactiva hasta el año 2005.....	225

Fig. 4.89. Distribución de los valores de tritio en las aguas subterráneas del Sector Norte de la cuenca del Guadiana Menor.....	227
Fig. 5.1. Mapa con las zonas de regadío de los municipios englobados dentro de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias para el 2002 (Junta de Andalucía-ITGE, 2002).....	236
Fig. 5.2. Mapa hidrogeológico con la ubicación de los puntos de agua en la MAS Orce-María-Cúllar y borde septentrional de la MAS Sierra de las Estancias.....	238
Fig. 5.3. Mapa de isopiezas de la MAS Orce-María-Cúllar según medidas realizadas por el IGME en 1989 (IARA-IGME, 1990).....	241
Fig. 5.4. Evolución temporal de la piezometría en los sondeos ubicados en el borde septentrional de la MAS Orce-María-Cúllar, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5065 (AEMET).....	243
Fig. 5.5. Evolución temporal de la piezometría en los sondeos ubicados en el borde Suroccidental de la Sierra de Orce y noroccidental de la Sierra de las Estancias, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5065 (AEMET).....	243
Fig. 5.6. Evolución temporal de la piezometría del sondeo S-68 ubicado en la vertiente meridional de la Sierra de Orce, dentro de la cuenca Mediterránea Andaluza, y del sondeo S-71 ubicado al W de la Sierra de Orce, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5065 (AEMET).....	244
Fig. 5.7. Evoluciones hidrométricas de los manantiales OMC-9, OMC-10, OMC-11 y OMC-42, de la MAS Orce-María-Cúllar, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5035 (AEMET).....	245
Fig. 5.8. Evoluciones hidrométricas de los manantiales OMC-9 y OMC-10, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5035 (AEMET).....	246
Fig. 5.9. Mapa de distribución de los diagramas de Stiff para las muestras analizadas en las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias.....	247
Fig. 5.10. Diagrama de Piper de las aguas analizadas en la MAS Orce-María-Cúllar. El código de símbolos utilizado hace referencia a la naturaleza del punto y el código de color hace referencia al acuífero.....	248
Fig. 5.11. Diagrama de Schoëller-Berkaloff de las muestras analizadas en la MAS Orce-María-Cúllar, la agrupación utilizada se ha realizado en función del tipo de acuífero definido.....	251
Fig. 5.12. Diagrama de Piper de las aguas analizadas en la MAS Sierra de las Estancias. El código de símbolos utilizado hace referencia a la naturaleza del punto y el código de color hace referencia al acuífero.....	252
Fig. 5.13. Diagrama de Schoëller-Berkaloff de las muestras analizadas en la MAS Sierra de las Estancias.....	252
Fig. 5.14. Relación entre los valores de CE-temperatura, CE-HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> y CE-SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> de todas las muestras de agua analizadas en las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias. Los puntos se han diferenciado según el tipo de facies hidroquímica.....	254
Fig. 5.15. ACP de las variables consideradas (gráfico de la izquierda) y ACP de análisis realizados en la MAS Orce-María-Cúllar (gráfico de la derecha) en el plano de los factores I-II, factores I-III y factor I-IV. La diferenciación en colores de los puntos atiende a las facies hidroquímicas diferenciadas.....	255
Fig. 5.16. ACP de las variables considerados (gráfico de la izquierda) y ACP de los análisis realizados (gráfico de la derecha) en el plano de los factores I y II y factores I y III, en el acuífero carbonático alpujárride de la Sierra de las Estancias. La diferenciación	

en colores de los puntos atiende a las facies hidroquímicas diferenciadas.....	257
Fig. 5.17. Diagramas de las relaciones iónicas $rCa^{2+}/rHCO_3^-$ , $rMg^{2+}/rHCO_3^-$ , $r(Ca^{2+}+Mg^{2+})/rHCO_3^-$ y $rCa^{2+}/rMg^{2+}$ de las muestras de agua subterráneas analizadas en los acuíferos de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias. La diferenciación en colores de los puntos atiende a las facies hidroquímicas diferenciadas.....	258
Fig. 5.18. Diagramas de las relaciones iónicas. $rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ , $rMg^{2+}/rSO_4^{2-}$ , $r(Ca^{2+}/Na^+)$ vs. CE, $rSO_4^{2-}/rHCO_3^-$ , y $rCl/rNa^+$ , ( $r=meq/l$ ) de las muestras de agua subterráneas analizadas en las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias. Se ha seguido el mismo criterio de color que en los gráficos anteriores.....	259
Fig. 5.19. Relación de la $PCO_2$ y CE con el pH y la dureza de las muestras analizadas de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias, diferenciando las muestras según el código de color utilizado hasta ahora que hace referencia al tipo de facies hidroquímica.....	261
Fig. 5.20. Relación entre los índices de saturación de la calcita, dolomita, yeso y halita con la CE de las muestras de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias. La diferenciación en colores de los puntos atiende a las facies hidroquímicas diferenciadas.....	262
Fig.5.21. Diagrama $\delta^2H$ versus $\delta^{18}O$ de las muestras de precipitación recogidas en la cuenca del Guadiana Menor junto con las muestras de aguas subterráneas de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias. GMWL: Línea Meteórica Global, WMMWL: Línea Meteórica del W del Mediterráneo, EMMWL: Línea Meteórica del E del Mediterráneo y WLMWL: Línea Meteórica Local ponderada de las precipitaciones de la cuenca (Fernández-Chacón et al., en revisión).....	264
Fig. 5.22. Relación $\delta^2H-\delta^{18}O$ del agua subterránea en los acuíferos de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias. El código de colores atiende a los materiales acuíferos diferenciados en la zona.....	265
Fig. 5.23. Relación $\delta^{18}O$ -altitud (m s.n.m.) de las aguas subterráneas muestreadas en los acuíferos de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias.....	265
Fig. 6.1. Mapa con las zonas de regadío de los municipios englobados dentro de las MAS Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencal, junto con las zonas de regadíos de municipios colindantes, para el 2002(Junta de Andalucía-ITGE, 2002).....	273
Fig. 6.2. Mapa hidrogeológico con la ubicación de los puntos de agua utilizados para el muestreo dentro de las MAS de Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencal.....	275
Fig. 6.3. Red de control piezométrica e hidrométrica de los acuíferos del Sector Sur de la cabecera del Guadiana Menor.....	280
Fig. 6.4. Evoluciones piezométricas e hidrométricas de los piezómetros y manantiales ubicados en el Sector Sur de la cuenca del Guadiana Menor, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5047A (AEMET, Fig. 2.2). Las características principales de los sondeos y su ubicación geográfica pueden ser consultadas en la Tabla 6.5 y Fig. 6.3.....	281
Fig.6.5. Evoluciones piezométricas de los sondeos ubicados en El Jabalcón (S-103) y en la Sierra de Baza (S-147, S-133 y S-125), junto con la evolución de la precipitación en la estación 5047A (AEMET, Fig. 2.2). Las características principales de los sondeos y su ubicación geográfica pueden ser consultadas en la Tabla 6.5 y Fig. 6.3.....	282
Fig. 6.6. Mapa de diagramas de Stiff de los puntos de agua muestreados en Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencal, junto con algunos puntos más significativos de las MAS Sierra de las Estancias, Guadix-Marquesado y Sierra Arana...	284
Fig. 6.7. Diagrama de Piper con los puntos de agua muestreados en Baza-Caniles, junto	



con varios puntos representativos del agua de recarga subterránea procedente de Sierra de Baza y Sierra de las Estancias. Los puntos se han diferenciado en manantiales (M) y sondeos (S) y a su vez según el tipo de acuífero. Para el acuífero carbonático alpujarride se ha especificado la Unidad alpujarride en la que se encuentra.....	285
Fig. 6.8. Diagramas de Schoëller-Berkaloff de las muestras de agua analizadas en el Sector Occidental del acuífero de Baza-Caniles, río Galopón y rambla de Valcabra.....	287
Fig.6.9. Diagrama de Piper de las muestras analizadas en El Jabalcón.....	289
Fig. 6.10. Diagrama de Schoëller-Berkaloff de las muestras analizadas en El Jabalcón; la diferenciación en colores responde al acuífero muestreado.....	290
Fig.6.11. Diagrama de Piper de los análisis químicos de los puntos de agua muestreados en la Sierra de Baza.....	292
Fig. 6.12. Diagramas de Schoëller-Berkaloff para las aguas subterráneas en el Sector Occidental de Sierra de Baza.....	294
Fig. 6.13. Diagramas de Schoëller-Berkaloff para las aguas subterráneas analizadas en el Sector Oriental de Sierra de Baza.....	295
Fig.6.14. Diagrama de Piper de los análisis realizados en El Mencal y MAS colindantes. Se han representado los valores medios para cada punto con más de un análisis.....	297
Fig.6.15. Diagrama de Schoëller-Berkaloff para las aguas subterráneas muestreadas en El Mencal, Guadix-Marquesado y en Sierra Arana.....	298
Fig. 6.16. Corte hidrogeológico esquemático de los Baños de Graena (Tomado de DIPGRA-IGME, 2006).....	300
Fig. 6.17. Corte hidrogeológico esquemático del Balneario de Alicún de las Torres (tomado de DIPGRA-IGME, 2006).....	301
Fig. 6.18. ACP de las variables consideradas (gráfico de la izquierda) y ACP de análisis realizados (gráfico de la derecha) en el plano de los factores I-II y factores I-III, en los acuíferos de Baza-Caniles.....	303
Fig. 6.19. ACP de las variables consideradas (gráfico de la izquierda) y ACP de análisis realizados (gráfico de la derecha) en el plano de los factores I-II en El Jabalcón.....	304
Fig. 6.20. ACP de las variables consideradas (gráfico de la izquierda) y ACP de análisis realizados (gráfico de la derecha) en el plano de los Factores I-II y Factores I-III, en los acuíferos de la Sierra de Baza.....	306
Fig. 6.21. ACP de las variables consideradas (gráfico de la izquierda) y ACP de análisis realizados (gráfico de la derecha) en el plano de los factores I-II dentro de El Mencal y puntos de las MAS colindantes.....	307
Fig.6.22. Diagrama $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de aguas subterráneas recogidas en las MAS de la zona meridional de la cuenca del Guadiana Menor. Junto con la Línea Meteorica Global (GMWL), la Línea Meteorica del W del Mediterráneo (WMMWL) y la Línea Meteorica Local ponderada de la cuenca del Guadiana Menor (WLMWL) (Fernández-Chacón et al., en revisión).....	308
Fig. 6.23. Mapa hidrogeológico con la distribución de los valores de $^{18}\text{O}$ analizados en la zona meridional de la cuenca del Guadiana Menor, junto con los tres perfiles seleccionados para el estudio de evolución isotópica.....	309
Fig. 6.24. Diagrama $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de aguas subterráneas recogidas en los puntos localizados en el Perfil I. Línea Meteorica Global (GMWL), Línea Meteorica del W del Mediterráneo (WMMWL) y Línea Meteorica Local ponderada de la cuenca del Guadiana Menor (WLMWL) (Fernández-Chacón et al., en revisión).....	311
Fig. 6.25. Relación $\delta^{18}\text{O}$ -altitud de las aguas subterráneas muestreadas en el Perfil I.....	311

Fig. 6.26. Corte hidrogeológico aproximado a lo largo del Perfil II, Sierra de Baza-El Jabalcón. Dentro de la Sierra de Baza, se han diferenciado las Unidades Alpujárrides (Corte modificado de Junta de Andalucía-ITGE, 2000).....	313
Fig. 6.27. Diagrama $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de aguas subterráneas recogidas en los puntos localizados en el Perfil II. Línea Meteorica Global (GMWL), Línea Meteorica del W del Mediterráneo (WMMWL) y Línea Meteorica Local ponderada de la cuenca del Guadiana Menor (WLMWL) (Fernández-Chacón et al., en revisión).....	313
Fig. 6.28. Relación $\delta^{18}\text{O}$ -altitud de las aguas subterráneas muestreadas en el Perfil II.....	314
Fig. 6.29. Diagrama $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de aguas subterráneas recogidas en los puntos localizados en el Perfil III. Línea Meteorica Global (GMWL), Línea Meteorica del W del Mediterráneo (WMMWL) y Línea Meteorica Local ponderada de la cuenca del Guadiana Menor (WLMWL) (Fernández-Chacón et al., en revisión).....	315
Fig. 6.30. Relación $\delta^{18}\text{O}$ -altitud de las aguas subterráneas muestreadas en el Perfil III....	316
Fig. A1.1. Afloramientos principales y diferenciación de Unidades dentro de los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride (Sanz de Galdeano, 1997).....	352
Fig. A1.2. Afloramientos del Subbético en el sector oriental de la Cordillera Bética (modificado de López-Garrido y Vera, en Azema et al., 1979b). a: Prebético. b: Dominio Intermedio. c: Subbético Externo. d: Subbético Medio. e: Subbético Interno. f: Triásico de facies Keuper. g: Complejos Caóticos Subbéticos (incluyen la unidad olistostrómica de García-Cortés et al., 1991). h: Neógeno-Cuaternario. i: Zonas Internas Béticas. j: Cabalgamiento. K: falla de salto en dirección. Los números en cursiva y con círculos representan la posición de secciones estratigráficas (Vera, 2004).....	356
Fig. A1.3. Secciones estratigráficas representativas de las distintas unidades diferenciadas en el dominio Subbético (Vera, 2004).....	357
Fig. A1.4. Afloramientos del dominio Subbético en la parte central de la Cordillera Bética, donde se localiza la secuencia estratigráfica 6, ubicada dentro de la MAS El Mencal. (Vera, 2004).....	358
Fig. A1.5. División de unidades litoestratigráficas y eventoestratigráficas, correlación entre ambas y a su vez con la escala cronoestratigráfica. Relaciones geométricas observadas entre las distintas UTSs (Viseras, 1991).....	362
Fig. A1.6. <b>A:</b> Distribución cartográfica esquemática de los distintos sistemas sedimentarios diferenciados en la UTS2. <b>B:</b> Distribución esquemática de los sistemas sedimentarios diferenciados en la UTS2. <b>C:</b> Evolución del eje de la cuenca y posible geometría para la UTS2. (Viseras, 1991).....	363
Fig. A1.7. Panel de correlación entre los términos establecidos dentro de las tres UTSs definidas de la cuenca de Guadix (Viseras, 1991).....	364
Fig. A1.8. Columna estratigráfica de los materiales marinos del afloramiento de Bodurria (Guerra-Merchán, 1992).....	365
Fig. A1.9. Cartografía geológica en las proximidades de Baza y cortes geológicos que ilustran las relaciones entre los materiales del relleno continental. Donde 1: sustrato, 2: "Fm. Guadix", 3, 4 y 5: "Fm. Baza" (3: miembro calizo-margoso, 4: miembro margoso-limoso y 5: conglomerados a techo del 4), 6: nivel de colmatación y glacis antiguo, 7: pie de monte reciente y 8: terrazas fluviales. (Guerra-Merchán, 1992).....	366
Fig. A1.10. Disposición geométrica del Nivel de Colmatación (NC), del Glacis Antiguo (G1) y del Glacis Reciente (G2). (Viseras, 1991).....	367

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. Sondeos de investigación contruidos por el IGME, CHG y por particulares, con registro litológico conocido, en el Sector Norte de la cuenca (MAS Duda-Sagra, Huéscar-Puebla y La Zarza). .....	26
Tabla 1.2. Sondeos de investigación contruidos por el IGME, CHG y por particulares, con registro litológico conocido, en el Sector Este de la cuenca (MAS Orce-María-Cúllar y borde Noroccidental de la Sierra de las Estancias). También se han incluido los parámetros hidráulicos (T es la transmisividad y S el coeficiente de almacenamiento)....	39
Tabla 1.3. Sondeos de investigación contruidos por el IGME, CHG y por particulares, con registro litológico conocido, en el Sector Sur de la cuenca (MAS Orce-María-Cúllar y borde Noroccidental de la Sierra de las Estancias). También se han incluido los parámetros hidráulicos (T es la transmisividad).....	52
Tabla 2.1. Estaciones pluviométricas consideradas para el completado de series tras realizar la primera preselección a partir de las 1.115 estaciones iniciales.....	63
Tabla 2.2. Estaciones pluviométricas finalmente consideradas para el estudio pluviométrico.....	67
Tabla. 2.3. Precipitación media, máxima, mínima (con indicación de los años en que se registraron los valores extremos) y coeficientes de variación de la serie estudiada en las 81 estaciones seleccionadas.....	69
Tabla 2.4. Clasificación de los valores SPI según Mc Kee et al., 1995.....	80
Table 3.1. Location of rainwater stations (see also Fig. 3.1). Maximum, minimum and mean values (as a function of the quantity of precipitation) of the isotope composition of rainfall at the head of the Guadiana Menor basin.....	90
Table 3.2. Isotope analysis of precipitation from 2005 to 2007in the order of the events..	91
Table 3.3. Results of the isotope analysis of groundwater and shallow water.....	93
Table 3.4. Values of the curve from the equation of the LMWL (a) obtained by other researchers in the western (Iberian Peninsula) and central sectors (Italy and Tunisia) of the Mediterranean.....	97
Table. 3.5. Equation for the altitude curves of the rainfall events represented by the highest number of samples and altitude gradients obtained.....	101
Tabla 4.1. Balance hídrico de la MAS Duda-La Sagra (CHG-IGME; 2001a).....	111
Tabla 4.2. Balance hídrico de la MAS Huéscar-Puebla (CHG-IGME, 2001b).....	111
Tabla. 4.3 Balance hídrico de la MAS La Zarza (CHG-IGME, 2001c).....	112
Tabla 4.4. Sondeos de investigación en los que se posee un registro piezométrico.....	113
Tabla 4.5. Cotas piezométricas medidas en Septiembre de 2005 y Abril de 2006 al SE de Sierra de Moncayo (Fig. 4.2).....	117
Tabla 4.6. Descensos piezométricos producidos en los acuíferos del Sector del Llano de la Puebla entre Febrero de 2001 y Agosto de 2005.....	133
Tabla 4.7. Ascensos piezométricos producidos en los acuíferos del Llano de la Puebla entre Agosto de 2005 y Abril de 2006.....	135
Tabla 4.8. Cotas piezométricas medidas en Septiembre de 2007. En la misma tabla se indica el valor obtenido para los mismos sondeos en anteriores campañas.....	135
Tabla 4.9. Cotas piezométricas de los sondeos medidos en el Sector de Huéscar en las campañas de piezometría de Agosto de 2005 y de Abril de 2006.....	137

Tabla 4.10. Estadísticos básicos de las muestras analizadas pertenecientes a las facies Tipo 1. Para su elaboración se han considerado los valores medios de las muestras recogidas en 20 puntos de agua. Las concentraciones de los iones se encuentran expresadas en mg/l.....	141
Tabla 4.11. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las muestras analizadas en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra, entre 2005-2007. En negrita se indican los valores más significativos.....	148
Tabla 4.12. Valores de IS, PCO <sub>2</sub> , dureza y relación Mg <sup>2+</sup> /Ca <sup>2+</sup> (meq/l) para las 80 muestras utilizadas en la caracterización hidroquímica del Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra.....	155
Tabla 4.13. Valores de PCO <sub>2</sub> e IS de puntos de agua ubicados a lo largo de varias líneas de flujo.....	156
Tabla 4.14. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en el Sector de Huéscar durante el período 2005-2007. Las concentraciones de los iones se encuentran expresadas en mg/l.....	162
Tabla 4.15. Estadísticos básicos de las aguas subterráneas de facies Tipo 2, muestreadas en el Sector del Llano de la Puebla. Para la elaboración de la tabla se han tenido en cuenta 18 puntos. Las concentraciones iónicas se encuentran expresadas en mg/l.....	168
Tabla 4.16. Estadísticos básicos de las aguas subterráneas de facies Tipo 5, muestreadas en el Sector del Llano de la Puebla. Para la elaboración de la tabla se han tenido en cuenta 9 puntos. Las concentraciones iónicas se encuentran expresadas en mg/l.....	168
Tabla 4.17. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en el Sector de Llano de la Puebla durante el período 2005-2007. Las concentraciones iónicas se encuentran expresadas en mg/l.....	169
Tabla 4.18. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en el Sector de Puebla de Don Fadrique durante el período 2005-2007. Las concentraciones iónicas se encuentran expresadas en mg/l.....	174
Tabla 4.19. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en el manantial de Parpacén (PH-10) desde 1988 hasta 2007. Los valores de temperatura, CE y pH son los medidos “in situ” durante el período 2005-2007. Las concentraciones iónicas están expresadas en mg/l.....	176
Tabla 4.20. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en el manantial de Fuencaiente (PH-10) desde 1988 hasta 2007. Los valores de temperatura, conductividad eléctrica y pH utilizados son los medidos en campo durante el período 2005-2007. Las concentraciones iónicas están expresadas en mg/l.....	178
Tabla 4.21. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas analizadas en el Sector de Huéscar. En negrita se indican los valores más significativos.....	180
Tabla 4.22. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas analizadas en el Sector del Llano de la Puebla. En negrita se indican los valores más significativos.....	182
Tabla 4.23. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas analizadas en el Sector de Puebla de Don Fadrique. En negrita se indican los valores más significativos.....	184
Tabla 4.24. Valores de IS, PCO <sub>2</sub> , dureza y relación Mg <sup>2+</sup> /Ca <sup>2+</sup> (meq/l) para las muestras del Sector de Huéscar.....	192
Tabla 4.25. Valores de PCO <sub>2</sub> e IS de puntos de agua ubicados a lo largo de varias líneas de flujo.....	192

Tabla 4.26. Valores de IS, PCO <sub>2</sub> , dureza y relación Mg <sup>2+</sup> /Ca <sup>2+</sup> (meq/l) para las muestras del Sector del Llano de la Puebla.....	195
Tabla 4.27. Valores de IS, PCO <sub>2</sub> , dureza y relación Mg <sup>2+</sup> /Ca <sup>2+</sup> (meq/l) para las muestras del Sector de Puebla de Don Fadrique.....	198
Tabla 4.28. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en la MAS La Zarza durante el período 2005-2007. Las concentraciones iónicas están expresadas en mg/l.....	204
Tabla 4.29. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en el manantial de Bugéjar (ZL-3), desde 1988 hasta 2007 dentro de la MAS La Zarza. Los valores de temperatura, CE y pH son los medidos “in situ” durante el período 2005-2007. Las concentraciones iónicas se encuentran expresadas en mg/l.....	205
Tabla 4.30. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas analizadas en la MAS La Zarza. En negrita se indican los valores más significativos.....	206
Tabla 4.31. Valores de IS, PCO <sub>2</sub> , dureza y relación Mg <sup>2+</sup> /Ca <sup>2+</sup> (meq/l) para las muestras de la MAS La Zarza.....	208
Tabla 4.32. Concentraciones de tritio en las precipitaciones de Madrid (CEDEX, 2006)...	224
Tabla 5.1. Balance hídrico de la MAS Orce-María-Cúllar (CHG-IGME, 2001d).....	239
Tabla 5.2. Balance hídrico de las dos subunidades de la MAS Sierra de las Estancias con descargas a la cuenca del Guadiana Menor (CHG-IGME, 2001e).....	240
Tabla 5.3. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en la MAS Orce-María-Cúllar de facies Tipo 1. Para su elaboración se han utilizado los resultados de 6 puntos de agua (Fig. 5.10). Las concentraciones de los iones están expresadas en mg/l.....	249
Tabla 5.4. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en la MAS Orce-María-Cúllar de facies Tipo 3. Para su elaboración se han utilizado los resultados de 10 puntos de agua (Fig. 5.10). Las concentraciones de los iones están expresadas en mg/l.....	250
Tabla 5.5. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en la MAS Orce-María-Cúllar de facies Tipo 5. Para su elaboración se han utilizado los resultados de 9 puntos de agua (Fig. 5.10). Las concentraciones de los iones están expresadas en mg/l.....	250
Tabla 5.6. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en la Sierra de las Estancias. Para su elaboración se han utilizado todas las muestras analizadas. Las concentraciones de los iones se expresa en mg/l.....	253
Tabla 5.7. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las muestras recogidas entre 2005-2007 en la MAS Orce-María-Cúllar. En negrita se indican los valores significativos.....	255
Tabla 5.8. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las muestras recogidas entre 2005-2007 en la MAS Sierra de las Estancias. En negrita se indican los valores significativos.....	257
Tabla 5.9. Valores de IS junto con valores de PCO <sub>2</sub> , dureza y relación Mg <sup>2+</sup> /Ca <sup>2+</sup> (meq/l) para las muestras utilizadas en la caracterización hidrogeoquímica de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias.....	260
Tabla 6.1. Balance hídrico realizado en Baza-Caniles por Hidalgo (1993) (a) y por el IGME (ITGE, 2000) (b).....	276
Tabla 6.2. Balance hídrico de la MAS El Jabalcón (CHG-IGME, 2001g).....	277
Tabla 6.3. Balance hídrico realizado en la Sierra de Baza (CHG-IGME, 2001h).....	278
Tabla 6.4. Balance hídrico de la MAS El Mencal (CHG-IGME, 2001i).....	279
Tabla 6.5. Sondeos y manantiales localizados en el Sector Sur de la cuenca de los cuales	

se posee registro piezométrico e hidrométrico.....	280
Tabla 6.6 Estadísticos básicos de todas las muestras analizadas en Baza-Caniles. Las concentraciones iónicas se expresan en mg/l.....	288
Tabla 6.7. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en los dos acuíferos diferenciados en la MAS El Jabalcón. Las concentraciones iónicas se expresan en mg/l...	290
Tabla 6.8. Estadísticos básicos de las aguas subterráneas muestreadas en el acuífero carbonático subbético de El Jabalcón. Las concentraciones iónicas se expresan en mg/l...	291
Tabla 6.9. Estadísticos básicos de los componentes principales de los puntos de agua analizados en la Sierra de Baza. Las concentraciones iónicas se expresan en mg/l.....	295
Tabla 6.10. Estadísticos básicos de los componentes principales de los puntos de agua analizados en El Mencal y MAS colindantes (Guadix-Marquesado y Sierra Arana). Se han utilizado los valores medios de aquellos puntos con más de un análisis químico. La temperatura se encuentra expresada en °C y las concentraciones de los iones en mg/l.....	299
Tabla 6.11. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas en la MAS Baza-Caniles. En negrita se indican los mayores coeficientes de correlación obtenidos para cada parámetro o ión considerado.....	301
Tabla 6.12. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas en la MAS El Jabalcón.....	304
Tabla 6.13. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas en la MAS Sierra de Baza.....	305
Tabla 6.14. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas en la MAS El Mencal y MAS colindantes.....	307
Tabla A.2.1. Estaciones utilizadas para el completado de series por media aritmética.....	384
Tabla A.2.2. Resultados obtenidos para el completado de las series pluviométricas por regresión lineal.....	385
Tabla A.2.3. Estaciones meteorológicas en las que se han detectado errores sistemáticos y accidentales, junto con los factores de corrección utilizados.....	386
Tabla A.2.4. Valores obtenidos de la aplicación del método no paramétrico de Mann-Kendall para el período 1975-2002.....	387

## ÍNDICE DE FOTOS

Foto 4.1. Vista panorámica del manantial de Parpacén (PH-10).....	175
Foto 4.2. Vista panorámica del manantial de Fuencaliente (PH-9).....	178
Foto 4.3. Vista panorámica del manantial de Bugéjar (ZL-3).....	204
Foto 6.1. Vista panorámica del Cerro El Jabalcón y del núcleo de población de Zújar.....	288
Foto 6.2. Vista panorámica de la piscina ubicada en las proximidades del manantial de Baños de Zújar (J-7), cuyas aguas proceden del sondeo J-1.....	291

**CAPÍTULO I**  
**CONSIDERACIONES GENERALES**





## 1.1. LOCALIZACIÓN Y GENERALIDADES

La cuenca del Guadiana Menor se localiza al Noroeste de la provincia de Granada y engloba a una serie de Unidades Hidrogeológicas, actualmente denominadas como Masas de Agua Subterránea (MAS) (CHG, 2005): 05-03 Duda-La Sagra, 05-04 Huéscar-Puebla, 05-09 Baza-Caniles, 05-10 Jabalcón, 05-11 Sierra de Baza, 05-12 Guadix-Marquesado y 05-13 El Mencal. También comprende parte de las MAS: 05-02 Quesada-Castril, 05-05 La Zarza, 05-06 Orce-María-Cúllar, 05-08 Sierra de las Estancias y 05-30 Sierra Arana (Fig. 1.1).

Esta investigación se ha centrado en la zona de cabecera de esta cuenca y considera todas las MAS citadas, remarcadas en la Fig. 1.1, salvo la 05-02 Quesada Castril, 05-12 Guadix-Marquesado y 05-30 Sierra Arana.

Las MAS motivo del presente estudio se encuentran remarcadas en la Fig. 1.1. En la misma figura se representan también las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1/50.000 en las que se ubica el área de estudio.

Los trabajos científico-académicos sobre los acuíferos localizados en la cabecera del Guadiana Menor han sido hasta hoy bastante escasos, pues corresponden a dos tesis doctorales realizadas en las MAS Baza-Caniles (Hidalgo, 1993) y Quesada-Castril (Moral, 2005). Existen, sin embargo, trabajos científico-técnicos que se remontan al denominado “Estudio hidrogeológico de la Cuenca del Guadalquivir” más conocido como “Proyecto del Guadalquivir”, el cual tuvo un plazo de ejecución comprendido entre los años 1965-1975. Esencialmente consistió en una investigación hidrogeológica, llevada a cabo por la FAO (Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura), encargada de la ejecución, y por el IGME (Instituto Geológico y Minero de España), INC (Instituto Nacional de Colonización) y la CHG (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir), que constituyeron el comité de coordinación del proyecto. Los objetivos generales eran el aprovechamiento de las aguas subterráneas para su utilización en agricultura y abastecimiento público. Para ello, se realizaron estudios geológicos de detalle, campañas de geofísica, aforos en manantiales y masas de agua, sondeos de investigación y de control piezométrico y se creó un inventario de puntos de agua. Todas estas actuaciones permitieron identificar y evaluar, en una primera aproximación, los acuíferos más importantes de la cuenca así como sentar las bases para estudios posteriores. Además, otro componente importante de dicho proyecto fue la experimentación agronómica para el estudio de las condiciones técnicas y económicas del riego de varios cultivos.

Los resultados obtenidos entre 1965 y 1969 indujeron a que se continuaran los trabajos con la redacción y realización de un nuevo proyecto, en una segunda fase, desarrollado en las zonas de Almonte-El Rocío y margen derecha de las Marismas, Vega de Granada y Vega de Guadix, a lo largo del período comprendido entre 1969-1971.

Finalmente, en 1971 se inicia una 3ª fase del Proyecto del Guadalquivir y con ella se inició una campaña de sondeos de explotación que ejecutó el IRYDA y dirigió el IGME, la cual incluyó la construcción de 460 sondeos en la zona de Almonte-Marismas (IRYDA, 1976).

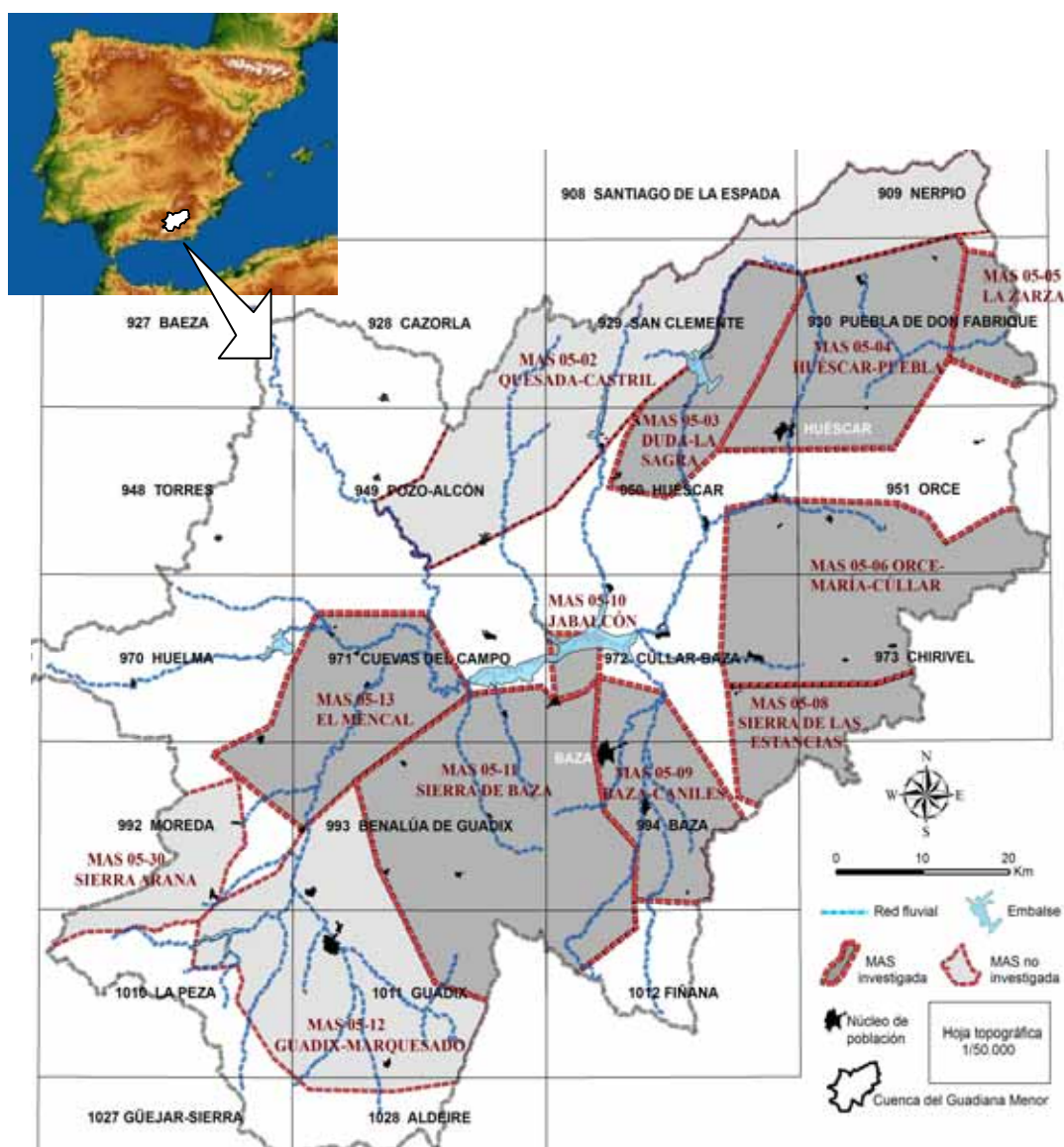


Fig. 1.1. Delimitación de la cuenca, MAS y Mapas Topográficos Nacionales 1/50.000.

El área estudiada constituye una comarca con fisiografía característica, el Altiplano granadino, con cota mínima por lo general superior a 800 m s.n.m. Está rodeada por numerosas sierras, que de Noroeste a Suroeste son: Sierras de Cazorla y Segura, La Sagra, Sierra Bermeja y Jureña, La Zarza, Sierra de Orce y María, Sierra de Baza, Sierra Nevada y Sierra Arana. La altitud máxima, al Norte del área, se localiza en La Sagra, cuyo vértice se sitúa a 2.382 m s.n.m.; en la parte Sur en la Sierra de Baza, con un vértice máximo de 2.270 m s.n.m. y en Sierra Nevada, con un vértice máximo, dentro de esta cuenca, de 3.138 m s.n.m.

Sobre esta zona se asientan numerosos municipios: Huéscar, Puebla de Don Fadrique, Orce, Galera, Castilléjar, Cortes de Baza, Benamaurel, Cúllar, Baza, Caniles, Zújar, Freila, Gor, Gorafe, Villanueva de las Torres, Pedro Martínez, Dehesas de Guadix, Alicún de Ortega y Fonelas (Fig. 1.2). La población total asciende a 63.300 habitantes (según el censo de población referido a fecha 01/01/2008 por el Instituto

Nacional de Estadística), destacando el municipio de Baza con 23.300 habitantes. La economía de la zona se basa en la ganadería y la agricultura, con un total de 25.200 hectáreas de regadío, donde el agua subterránea representa un papel esencial tanto para la agricultura como para el abastecimiento.

La red hidrográfica está constituida por el río Guadiana Menor, el cual presenta numerosos afluentes, que de Noroeste a Suroeste son: el río Guadalentín, río Castril, río Guardal (subdividido en río Raigadas, río Bravatas y río Orce), río Cúllar, río Baza (subdividido en los ríos Gallego y Galopón y en las ramblas Granada y Valcabra), río Gor, río Fardes y río Guadahortuna (Fig. 1.2).

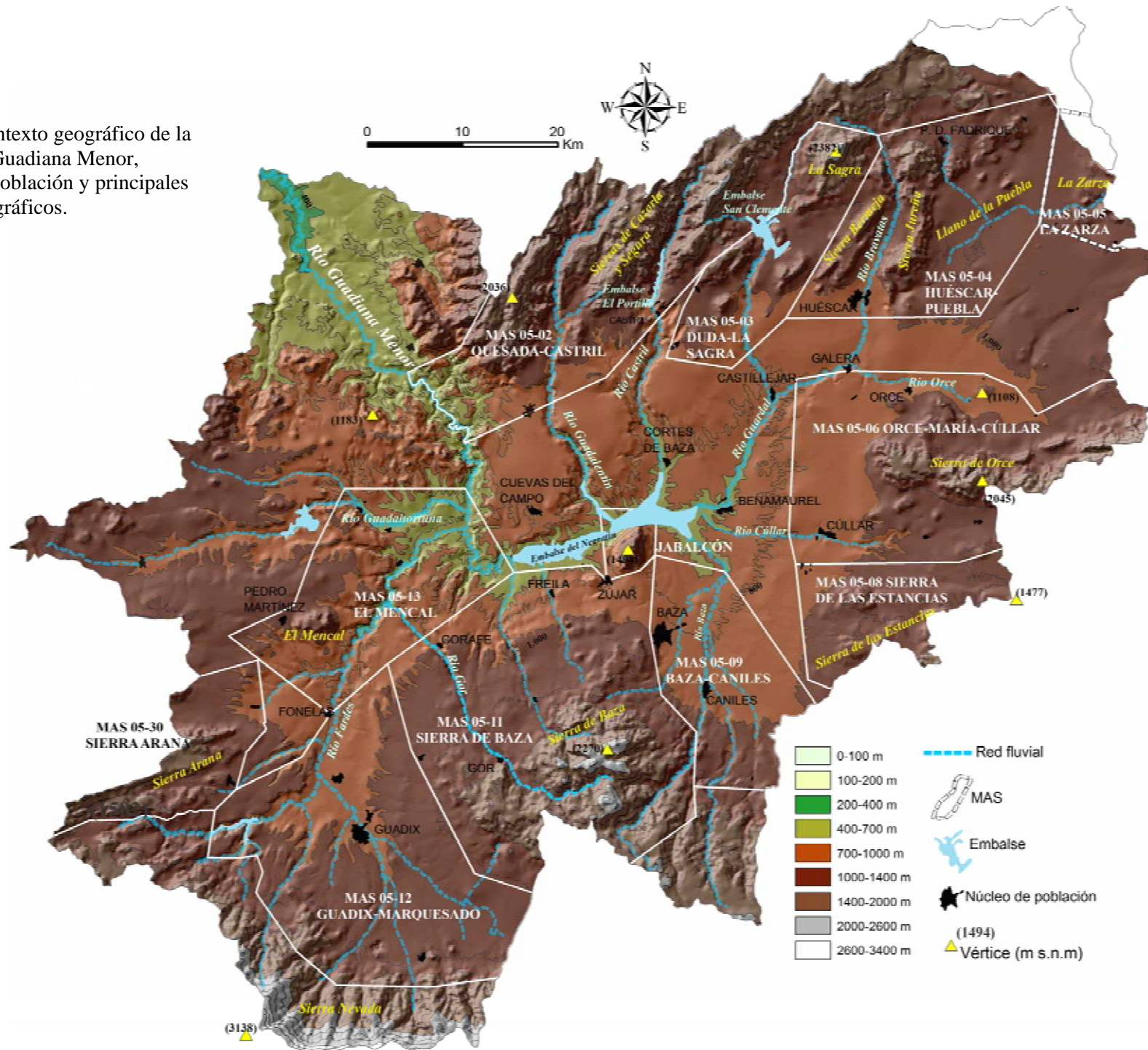
La importancia de investigar estos acuíferos radica en que la mayoría de ellos se ubican en los bordes montañosos de una cuenca de clima netamente semiárido, en cuya parte central se localizan numerosas poblaciones y se desarrolla una importante actividad agrícola, como ya se ha comentado anteriormente. Constituyen, por tanto, las zonas de recarga de las aguas subterráneas, cuya descarga natural y explotación para el abastecimiento y regadío se produce a cotas bajas. El interés del presente estudio no es solo el de mejorar el conocimiento de la hidrogeología de las MAS, en particular de las zonas de recarga de los acuíferos, sino también el de analizar los efectos de la reciente explotación en los mismos.

Dentro del área de estudio se localizan dos embalses que recogen parcialmente los recursos drenados por las MAS investigadas. Al Norte se encuentra el embalse de San Clemente, construido en 1989, con capacidad de 117 hm<sup>3</sup>, y en la zona central se localiza el embalse del Negratín, construido en 1984, con capacidad de 567 hm<sup>3</sup> (Fig. 1.2).

El motivo de la construcción del embalse de San Clemente radica en el “Plan Castril-Baza”, creado en 1975. Este plan fue diseñado para abastecer de agua a las zonas agrícolas, aguas abajo de la cota del canal previsto, así como para abastecimiento y apoyo al mantenimiento de caudales ecológicos. El embalse de San Clemente actuaría como embalse de regulación local, ligado a un transvase procedente del embalse del Portillo (en el río Castril, Fig. 1.2), que serviría como apoyo al regadío de la comarca agrícola mencionada anteriormente. Para llevar el agua hasta las zonas agrícolas se propuso la construcción de un canal que partiera del embalse de San Clemente y llegara hasta la zona agrícola de Caniles. Si bien, fue imposible su desarrollo dada la imposibilidad de construir el transvase Castril-Guardal y a la pérdida de la capacidad reguladora del embalse de San Clemente, al producirse importantes filtraciones del agua embalsada a través de los materiales permeables carbonáticos ubicados en su vaso. A esta problemática se ha de sumar la construcción parcial del canal que conduciría el agua hasta las zonas agrícolas, estando tan solo construido la parte inicial, en las proximidades de Huéscar (Canal de San Clemente).

Las circunstancias han motivado el interés por el conocimiento hidrogeológico en calidad y cantidad de los acuíferos, como alternativa al mencionado “Plan Castril-Baza”. Por ello los acuíferos han pasado a ser la pieza clave para el soporte del abastecimiento y la agricultura de los municipios del interior de la cuenca.

Fig. 1.2. Contexto geográfico de la cuenca del Guadiana Menor, núcleos de población y principales relieves orográficos.



## **1.2.OBJETIVOS**

La presente investigación hidrogeológica pretende cubrir los siguientes objetivos:

-Ampliar las investigaciones hidrogeológicas de los acuíferos localizados en la cabecera del Guadiana Menor, mejorando el conocimiento sobre su funcionamiento hidrogeológico, potencia, litología y geometría, a partir de los datos geológicos, hidrogeológicos e hidrogeoquímicos obtenidos.

-Estudiar la evolución de los principales parámetros hidrodinámicos de los acuíferos implicados: evolución temporal y espacial de los niveles piezométricos y evolución temporal de la descarga de los principales manantiales, desde 1969 hasta la actualidad. Esto implica, lógicamente, la recopilación de datos previos así como la realización de controles durante el período 2005-2007.

-Caracterizar la calidad química y el estado térmico de las aguas subterráneas presentes. Ello incluye principalmente el estudio de las variaciones temporales y espaciales de las características físico-químicas, de la evolución de contenidos a lo largo del flujo, el estudio de los procesos de mezcla de aguas e interacciones agua-roca y río-acuífero.

-Caracterizar el contenido isotópico tanto de las aguas de precipitación como de las aguas superficiales y subterráneas. Estos resultados sumados a los obtenidos de las interpretaciones hidroquímicas permitirán el estudio de las conexiones y desconexiones entre distintas MAS colindantes (MAS Huéscar Puebla-La Zarza y MAS Sierra de Baza-Jabalcón-El Mencal), así como definir, dentro de cada MAS, sectores acuíferos con funcionamiento independiente.

-Concluir con una investigación que contribuya a la propuesta de soluciones, ante los numerosos problemas de abastecimiento y explotación intensiva que están teniendo lugar en buena parte de la zona estudiada, y que aporte hipótesis con fundamentos científicos sobre el origen del agua subterránea de MAS con aportes subterráneos ocultos, como por ejemplo en el caso de los acuíferos carbonáticos de El Mencal, y sobre las conexiones entre MAS.

## **1.3. METODOLOGÍA**

En la cabecera del Guadiana Menor existen tanto acuíferos carbonáticos como detríticos, que a su vez pertenecen a diferentes dominios paleogeográficos (Zonas Internas y Zonas Externas). A la hora de realizar la caracterización hidrogeológica se ha visto conveniente diferenciar la zona en tres sectores:

-Sector Norte. Comprende parte de la MAS Quesada-Castril, con drenaje al río Guardal, y las MAS Duda-La Sagra, Huéscar-Puebla de Don Fadrique y La Zarza.

-Sector Este. Comprende la MAS Orce-María-Cúllar y borde noroccidental de la Sierra de las Estancias (con drenaje hacia la cuenca del Guadiana Menor)

-Sector Sur. Comprende las MAS Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencal.



La metodología de trabajo llevada a cabo para la consecución de los objetivos propuestos comprende un abanico de técnicas utilizadas en la caracterización tanto de acuíferos cársticos como detríticos. Ante la gran extensión de la zona de estudio (superficie permeable superior a 3.000 km<sup>2</sup>) y debido al número de MAS investigadas, no ha sido posible desarrollar un estudio de detalle basado en la variación temporal tanto del contenido hidroquímico como isotópico del agua drenada por los principales manantiales y explotada por los sondeos más característicos, durante el período de 2005-2008, estudio que hubiera aportado una mayor información sobre la dinámica de la circulación del agua subterránea en los diferentes acuíferos.

A continuación se define la metodología empleada a lo largo de los cuatro años de investigación:

- Recopilación y estudio de toda la información histórica relevante sobre actuaciones relacionadas con la hidrogeología, llevadas a cabo en la cuenca desde 1964 hasta la actualidad. Para ello se ha consultado toda la información generada por la FAO y por el IGME desde el denominado “Proyecto del Guadalquivir”, hasta los numerosos trabajos realizados para la resolución de los abastecimientos en el marco de los distintos convenios entre el IGME, la Diputación de Granada y la CHG. Además, se ha recopilado información generada por CHG, DGOH, CEDEX y de diferentes empresas que han realizado diferentes proyectos en la zona.
- Recopilación y análisis de tesis doctorales, tesinas de licenciatura y publicaciones, tanto nacionales como internacionales, relacionadas con la zona de estudio o con la investigación hidrogeológica de acuíferos de otras áreas, cuyos resultados pudieran ser de interés para la investigación.
- Recopilación de información geológica y estructural procedente de la cartografía geológica de la serie MAGNA: hojas 1/50.000 nº 929 (San Clemente), nº 930 (Puebla de Don Fadrique), nº 950 (Huéscar), nº 951 (Orce), nº 971 (Cuevas del Campo), nº 972 (Cúllar-Baza), nº 973 (Chirivel), nº 993 (Benalúa de Guadix), nº 994 (Baza) y nº 1011 (Guadix). A esta información cartográfica se le ha sumado la procedente de publicaciones, tesis y tesinas de la Universidad de Granada. Tras la unificación de la cartografía geológica de las hojas anteriormente comentadas, junto con parte de las hojas de la serie MAGNA: nº 909 (Nerpio), nº 949 (Pozo Alcón), nº 970 (Huelma), nº 992 (Moreda), nº 1010 (La Peza), nº 1012 (Fiñana), nº 1027 (Güejar-Sierra) y nº 1028 (Aldeire), se ha elaborado el mapa geológico de la cuenca del Guadiana Menor.
- Recopilación de las estaciones pluviométricas controladas por la AEMET dentro de la cuenca. Completado de las series por los métodos de la media aritmética y regresión lineal. Homogeneización a través de los métodos de Dobles Masas y La Mediana, para, finalmente, realizar un análisis de tendencias con el método de Mann-Kendall, las desviaciones acumuladas, el coeficiente de variación y el índice SPI.

- Reconocimiento de campo de toda la zona de estudio con el objetivo de visitar zonas de geología complejas, de actualizar el inventario de puntos de agua, tanto en zonas de alta explotación como en zonas con escasa explotación.
- Elaboración del mapa hidrogeológico de la cuenca a partir del mapa geológico y de la información derivada del análisis y actualización del inventario de puntos de agua.
- Establecimiento de una serie de estaciones repartidas por todo el área para el muestreo de agua de precipitación, tanto para eventos aislados como eventos acumulados mensualmente (mediante el empleo de parafina para evitar la evaporación) con objeto de realizar análisis isotópicos y caracterizar las aguas de precipitación en la cuenca del Guadiana Menor.
- Elaboración de una base de datos de puntos de agua a partir de las bases de datos del IGME y de CHG, utilizando además la información existente en diferentes trabajos técnicos, los datos previos de tesis doctorales y tesinas y la información recopilada en las campañas de campo realizadas para esta investigación. La denominación utilizada para los puntos de agua inventariados y muestreados consta primeramente de las iniciales de la MAS en la que se ubica el punto de agua (ejemplo: “OMC-“ para la MAS Orce-María-Cúllar o SD para la MAS Duda-La Sagra) seguido de un número correlativo. Para los sondeos de los que se dispone de información de la columna litológica atravesada, se ha utilizado una denominación diferente, que consiste en la inicial “S-“ (de sondeo) seguido de un número correlativo.
- Realización de fichas de inventario para cada punto de agua de la base de datos. Las coordenadas que se han considerado han sido las obtenidas por el GPS y comprobadas con la Ortofotografía de Andalucía (2005). Para el valor de altitud se han utilizado los Mapas Topográficos 1/10.000 (Mulhacén). Las fichas de inventario pueden ser consultadas en la oficina del IGME en Granada.
- Recopilación y análisis de la información suministrada por diversas campañas de geofísica realizadas en la zona. En concreto, de dos campañas de investigación geoelectrica, la primera en el marco del “Proyecto del Guadalquivir (FAO-IGME, 1975) y la segunda realizada por el IGME en 1999 (ITGE, 1999a).
- Elaboración de cortes hidrogeológicos para el estudio de la geometría de los acuíferos. Para ello se ha partido del mapa hidrogeológico, junto con la información de la columna litológica de los sondeos y con la información suministrada de las campañas de investigación geoelectrica.
- Recopilación de información sobre parámetros hidráulicos y ensayos de bombeo realizados en sondeos de la zona, procedentes de la FAO, del IGME, de CHG y de particulares.



- Recopilación y tratamiento de la totalidad de los datos piezométricos y de los caudales de los manantiales obtenidos desde finales de los años sesenta hasta la actualidad. En los acuíferos con suficiente información piezométrica, aparte de estudiar la evolución temporal de la piezometría también se ha estudiado su evolución espacial.
- Ejecución de tres campañas de muestreo en campo, entre 2005 y 2007, con el consiguiente muestreo de 256 puntos. Además, se realizó un control “in situ” de temperatura, pH, conductividad eléctrica, Eh, O<sub>2</sub> (disuelto), caudal en los manantiales y medidas de nivel piezométrico. El pH y el EH se midieron mediante pHmetro portátil marca HANNA HI 9025, la conductividad y temperatura mediante conductivímetro portátil marca HANNA HI 9033 y el caudal, en los manantiales de caudal comprendido entre 0,1-3 l/s, se estimó a partir del tiempo de llenado de un recipiente de volumen conocido. Los manantiales de mayor caudal no fueron aforados durante las campañas de campo al estar siendo controlados por la Confederación Hidrográfica. Además se realizaron medidas de alcalinidad por volumetría, en el mismo día de recogida de la muestra, en el laboratorio del Instituto del Agua de la Universidad de Granada. Los parámetros analizados han sido los constituyentes mayoritarios y el contenido en <sup>18</sup>O, <sup>2</sup>H y <sup>3</sup>H.
  1. Para el análisis de los componentes principales se recogieron un total de 470 muestras, en 256 puntos de agua, y se envasaron en botellas de polietileno de 1000 ml de capacidad. Posteriormente fueron analizadas en el laboratorio de aguas del Instituto Geológico y Minero de España, en Tres Cantos (Madrid). Salvo 50 muestras, recogidas en el Sector Norte, que fueron analizadas por el Laboratorio de Aguas del Centro Experimental de Obras Hidráulicas de Madrid (CEDEX) y 100 muestras que fueron analizados por el Laboratorio de Aguas de la Freie Universität de Berlín. Los resultados de los tres laboratorios fueron contrastados mediante una serie de réplicas, dando resultados similares.
  2. Para el análisis isotópico (<sup>18</sup>O y <sup>2</sup>H), la metodología utilizada es diferente si se trata de aguas subterráneas o aguas de precipitación. Para las aguas subterráneas se recogieron 452 muestras en 252 puntos, que fueron embasadas en botellas de polietileno de 50 ml de capacidad, conservadas en frío y enviadas al laboratorio Alfred Wegener Institute en Postdam, Alemania, salvo 50 muestras que fueron enviadas al laboratorio del CEDEX en Madrid. Ambos laboratorios fueron contrastados obteniendo resultados similares. Para el muestreo de aguas de precipitación se establecieron 39 estaciones, repartidas por la cabecera de la cuenca del Guadiana Menor, ubicadas en distintas vertientes y a diferentes altitudes; en total se recogieron 98 muestras. Durante dos años consecutivos se muestrearon 29 eventos tormentosos individuales distribuidos a lo largo del año y se realizó un muestreo mensual en el mes de máxima recarga. El procedimiento técnico llevado a cabo en el muestreo de aguas de precipitación fue el siguiente: para la recogida de eventos tormentosos de corta duración, se instaló una botella de polietileno de 1 litro de capacidad con un embudo y una malla sobre éste, que impidiera la

entrada de elementos externos en su interior, estas botellas fueron recogidas a las pocas horas de producirse la tormenta para evitar así la modificación del contenido isotópico por procesos de evaporación; para eventos tormentosos acumulados a lo largo de un mes se utilizó una botella de polietileno de 5 litros, en cuya boca se instaló un embudo con una malla y en su interior se adicionó aceite de parafina para impedir la evaporación (OIEA, 1996). Los recipientes fueron instalados a distintas cotas a lo largo de varias vertientes, en zonas apartadas y despejadas de vegetación arbórea y sujetos al suelo con piedras que evitaran el vuelco.

3. Finalmente, para el análisis de tritio ( $^3\text{H}$ ) se recogieron 66 muestras de aguas subterráneas, en botellas de polietileno de 1000 ml. El análisis de 48 muestras fue realizado en el laboratorio del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) en Madrid y el análisis de 18 muestras fue realizado en el laboratorio del Servicio de Datación de Tritio y Carbono 14 de la Universidad Autónoma de Barcelona. Ambos laboratorios fueron contrastados con el envío de dos muestras idénticas, obteniendo resultados similares.
- En las campañas de campo realizadas se muestrearon los piezómetros que constituyen la red de control del IGME y CHG. Ello se hizo sin la realización previa de un bombeo del agua acumulada en la columna, salvo en dos piezómetros en las proximidades de Huéscar. Las muestras analizadas presentan composiciones químicas coincidentes con los resultados obtenidos en puntos contiguos muestreados, salvo para los piezómetros de la MAS Baza-Caniles y un piezómetro en la MAS Orce-María-Cúllar. Por este motivo, se ha considerado conveniente descartar las muestras de agua analizadas en estos puntos para la interpretación hidroquímica.
  - Recopilación de análisis químicos de agua previos, realizados en la zona en puntos característicos en los que no ha sido posible el muestreo por diferentes circunstancias.
  - Análisis de la información hidroquímica, utilizando las muestras recogidas en las tres campañas de campo realizadas en 2005, 2006 y 2007, así como los datos hidroquímicos previos. En el tratamiento hidroquímico se han considerado aquellos análisis que presentan errores de balance iónico inferiores al 5% (Custodio y Llamas, 1983). Dicho tratamiento ha consistido en:
    1. El tratamiento de datos hidrogeoquímicos se ha iniciado con el programa Microsoft Excel 2003 donde se ha almacenado toda la información físico-química. En este programa se ha calculado el error de balance de cada análisis por separado, los valores medios para los puntos con más de un análisis químico y se han obtenido los estadísticos básicos para cada parámetro analizado.
    2. A continuación se ha utilizado el programa AQUACHEM 4.0 y 5.1 (Waterloo Hydrogeologic, 2003, 2006), programa que ha facilitado el

manejo de toda la información, por poseer potentes herramientas de análisis numérico y gráfico y por incorporar el código de modelización hidrogeoquímica PHREEQC (Parkhurst, 1995), Parkhurst y Appelo, 1999), que es una versión mejorada del programa original, el PHREEQC (Parkhurst et al., 1980). En el último año se ha podido utilizar la versión 5.1 del AQUACHEM (Waterloo Hydrogeologic, 2006), facilitándonos aún más el análisis gráfico de los datos hidroquímicos. Inicialmente se han realizado representaciones de datos químicos en diagramas de Piper y Schoëller-Berkaloff. La leyenda utilizada en estos primeros diagramas consta de un símbolo de diferentes formas en función de la naturaleza del punto y diferente color en función del acuífero. Para el resto de diagramas, la identificación de los puntos hace referencia a los tipos de facies hidroquímicas definidas en el tratamiento. Posteriormente se han construido mapas de diagramas de Stiff, con la ayuda del mismo programa informático (v.5.1).

3. Estudio estadístico espacial y análisis de componentes principales (ACP) de los datos físico-químicos, con la ayuda de los programas Excel y XLSTAT (v 7.5.2). Este tipo de análisis ha permitido identificar los factores más importantes que influyen en la variabilidad del conjunto de datos. Generalmente se utiliza como herramienta para tratar de explicar la mineralización de las aguas y los procesos que influyen decisivamente en la misma. También suelen ser utilizados para distinguir grupos de familias de aguas (Vallejos, 1997; Andreo, 1997)
  4. Estudio de las relaciones del contenido en  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  respecto a la conductividad eléctrica y relación entre temperatura y conductividad eléctrica de las muestras (con el programa Microsoft Excel 2003). Estudio de las relaciones iónicas y del estado de saturación de las aguas, junto con la variación de la  $\text{PCO}_2$ , pH y dureza con la utilización del programa PHREEQC for Windows (v.2.15). Ambos programas han permitido analizar las reacciones físico-químicas que afectan a las aguas subterráneas, en su evolución desde las áreas de recarga hacia las de descarga, con la elaboración de modelizaciones entre otros aspectos. Concretamente, el programa PHREEQC ha sido muy utilizado por la comunidad científica para la resolución de problemas relacionados con la hidrogeoquímica de las rocas carbonáticas, a través de la realización de modelizaciones (Liñán et al., 1999; Bouamama, 2000; López-Chicano et al., 2001; Moral, 2005; González-Ramón, 2007; Lambán, 1998).
- Análisis de la información isotópica (con el programa Microsoft Excel 2003), utilizando las muestras recogidas en las tres campañas de campo realizadas en 2005, 2006 y 2007.
  - Por último, a partir de la totalidad de la información extraída, se realizó una discusión de resultados con la elaboración de hipótesis sobre: el funcionamiento hidrogeológico, la circulación del agua subterránea, la conexión y desconexión entre acuíferos y MAS, y la procedencia de las recargas ocultas que alimentan a

los acuíferos de varias MAS, donde las descargas son sensiblemente superiores a las entradas, estimadas estas últimas a partir de la infiltración superficial.

En esta investigación no se han realizado los balances hídricos de las distintas MAS estudiadas, sino que se ha tenido en cuenta los datos existentes en los estudios hidrológicos e hidrogeológicos previos, realizados en las MAS de la cuenca del Guadiana Menor.

Respecto a la utilización de datos físico-químicos de la base de datos del IGME, se ha de tener en cuenta la problemática que se plantea debido, por un lado, a la carencia de medidas “in situ” de pH, temperatura y conductividad eléctrica y, por otro lado, al cambio en el tiempo de las metodologías analíticas. Antes de la década de los años ochenta, el IGME utilizaba el método colorimétrico para analizar el cloruro y el sodio, mientras que el calcio y el magnesio se determinaban por complexometría. Después de esta década, se empezó a utilizar la espectrometría de absorción con autoanalizador de flujo continuo para el análisis de los iones bicarbonato, sulfato, cloruro, nitrato, nitrito, sílice, amonio, calcio y magnesio; la espectrometría de emisión atómica para el análisis de potasio y sodio y la volumetría para el análisis de los carbonatos.

## 1.4.CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

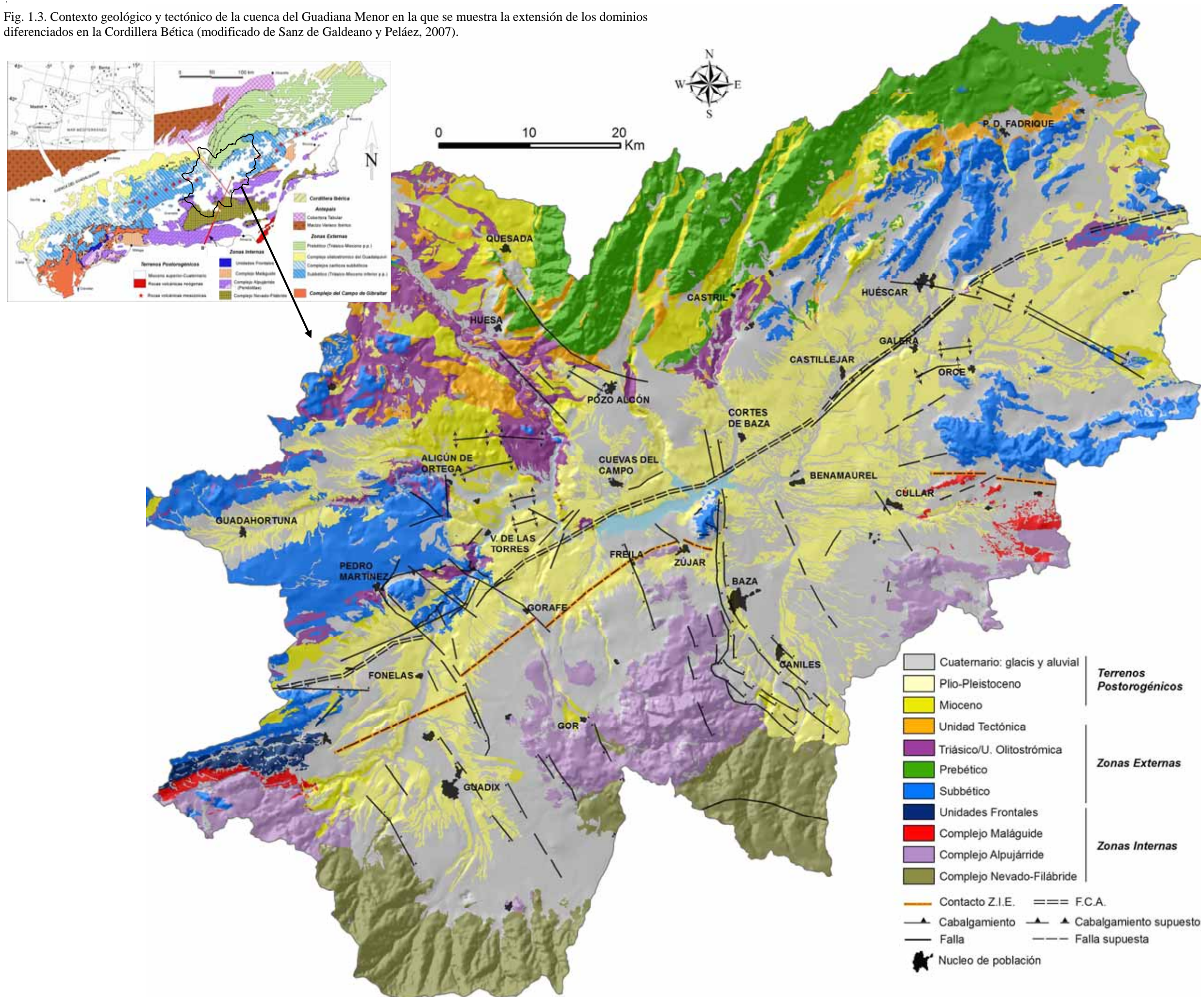
### 1.4.1. Ámbito Geológico

La cuenca del Guadiana Menor se localiza en la Cordillera Bética, en el contacto entre las *Zonas Internas* y las *Zonas Externas*. Este contacto se encuentra oculto por los sedimentos postorogénicos y cuaternarios de la Depresión intramontañosa de Guadix-Baza.

En la parte Sur de la cuenca afloran los materiales de las Zonas Internas, esencialmente constituidos por tres unidades tectónicas superpuestas: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide, los cuales aparecen representados en la zona dentro de las MAS Sierra de las Estancias y Sierra de Baza. El *Complejo Nevado-Filábride* (Brouwer, 1926; Egeler, 1963), que aflora al sur de la Sierra de Baza, constituye la entidad tectónica más profunda, formada exclusivamente por rocas metamórficas (Martín-Algarra, 1987), dentro de las cuales se suele distinguir un zócalo paleozoico o más antiguo y una cobertera triásica. El *Complejo Alpujárride*, que aflora extensamente en la Sierra de las Estancias y Sierra de Baza, se caracteriza por un zócalo pretriásico de rocas metamórficas intensamente recrystalizadas y por una cobertera carbonatada recrystalizada de edad triásica y de facies alpina (Martín-Algarra, 1987). El *Complejo Maláguide*, que en la zona tan solo aflora en el límite entre la Sierra de las Estancias y la Sierra de Orce-María, está formado por un zócalo paleozoico y una cobertera mesozoica y terciaria, generalmente de espesor muy reducido. Inicialmente, los tres complejos fueron considerados mantos de corrimiento, pero sus contactos actuales indican casi siempre movimientos en régimen de falla normal o de despegue extensional (Makel, 1985; Vera, 2004).



Fig. 1.3. Contexto geológico y tectónico de la cuenca del Guadiana Menor en la que se muestra la extensión de los dominios diferenciados en la Cordillera Bética (modificado de Sanz de Galdeano y Peláez, 2007).





Las Zonas Externas afloran extensamente en la cuenca, en el centro y Norte de la zona de estudio, en las MAS de Quesada-Castril, Duda-La Sagra, Huéscar-Puebla, La Zarza, Orce-María-Cúllar, Jabalcón y El Mencal (Fig. 1.3). En ella se diferencian dos grandes dominios tectonoestratigráficos: el *Prebético* y el *Subbético*, definidos por primera vez por Blumental (1927) y Fallot (1948). Ambos están formados por sucesiones de rocas sedimentarias de edad Triásico a Mioceno, fuertemente deformadas pero poco o nada afectadas por metamorfismo alpino. En amplios sectores, donde estos dominios han perdido la coherencia interna y han sido transformados en masas caóticas brechificadas, los materiales reciben el nombre de *Complejos Caóticos Béticos*.

El Prebético es el dominio más externo de la Cordillera Bética. Presenta facies marinas poco profundas y se encuentra subdividido en Prebético Externo, con estructura sencilla, autóctono o paraautóctono, y Prebético Interno, afectado por una tectónica de despegue que es la causante de importantes acortamientos, resueltos por plegamiento e imbricaciones de los materiales (Martín-Algarra, 1987; Martín-Algarra y Vera, 1988). El Subbético, dominio que representa la continuación del Prebético hacia el interior de la cuenca (Foucault, 1964; Ruíz-Ortiz, 1980), muestra facies marinas más profundas y se encuentra subdividido en Subbético Externo, Medio e Interno, con variaciones en sentido longitudinal (Martín-Algarra, 1987). El límite entre ambos dominios está jalonado por un frente de cabalgamiento, de forma que los materiales subbéticos se superponen a los prebéticos.

Superpuestos a ambos dominios se encuentran los *Materiales Post-Orogénicos* que rellenan la depresión de Guadix-Baza. Estos rellenos son posteriores a las deformaciones tectónicas principales y aparecen discordantes sobre los materiales de las Zonas Internas y Zonas Externas, fosilizando el contacto entre ellas (Sanz de Galdeano, 1997). Estos materiales afloran en el centro de la cuenca del Guadiana Menor y están presentes en todas las MAS. Destaca la MAS Baza-Caniles constituida íntegramente por depósitos post-orogénicos. Los materiales son sedimentos marinos sinorogénicos (Mioceno inferior y medio) y detríticos continentales postorogénicos (Mioceno superior-Cuaternario) (Viseras, 1991).

Para la elaboración del mapa geológico de la cuenca, representado en la Fig. 1.3, se ha realizado la unificación de las cartografías geológicas de la serie MAGNA, hojas 1/50.000, cuyos números aparecen en la Fig. 1.1. A la hora de llevar a cabo esta unificación, se ha intentado mantener la leyenda única propuesta en el proyecto GEODE, proyecto llevado a cabo por el IGME para la unificación de las cartografías geológicas de la Península, Islas Baleares y Canarias. Si bien, la cartografía final unificada de este proyecto no ha podido ser utilizada para esta Tesis Doctoral, al no estar aún disponible, lo que denotará diferencias que se pueden encontrar entre este mapa elaborado para la Tesis Doctoral y el mapa resultante del proyecto GEODE, cuando el proyecto esté concluido.

#### **1.4.2. Tectónica**

Desde el Mioceno superior hasta la actualidad se implantó en la zona una compresión de dirección NNW-SSE, con oscilaciones hacia el Oeste y Este, a la vez que se producía una extensión perpendicular de dirección ENE-WSW.

En la Fig. 1.3, se han identificado los pliegues más importantes. Al Norte y NW destacan los pliegues de dirección E-W como el de Galera-Orce, entre otros, y los de dirección WNW-ESE, como el de Botardo-Alfahuara. Estos pliegues se encuentran asociados a diapiros o a fallas. En la misma figura, se han identificado las fallas, las cuales presentan varias direcciones predominantes. Las mejor representadas son las que poseen dirección NW-SE y NNE-SSW. Se trata de fallas normales, localmente con componente dextroso; entre ellas destacan las de Baza y Benamaurel (deducidas en el área por gravimetría y sismicidad). Otra dirección es la WNW-ESE, en la que destaca la falla de Botardo-Alfahuara.

De dirección NE-SW está la falla de Castelléjar-Galera y la falla de los Baños de Alicún, que localmente muestra movimientos normales y sinestrosos, aunque la falla de mayor trascendencia es la denominada como falla Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983), definida por primera vez por Estévez et al. (1976) bajo la denominación de falla del Negrátin. Esta falla tan solo es observada en los bordes de la cuenca, estando en el centro cubierta por materiales miopliocuaternarios. Los movimientos observados en ella fueron dextrosos, coincidiendo con la falla Castelléjar-Galera, y sinestrosos.

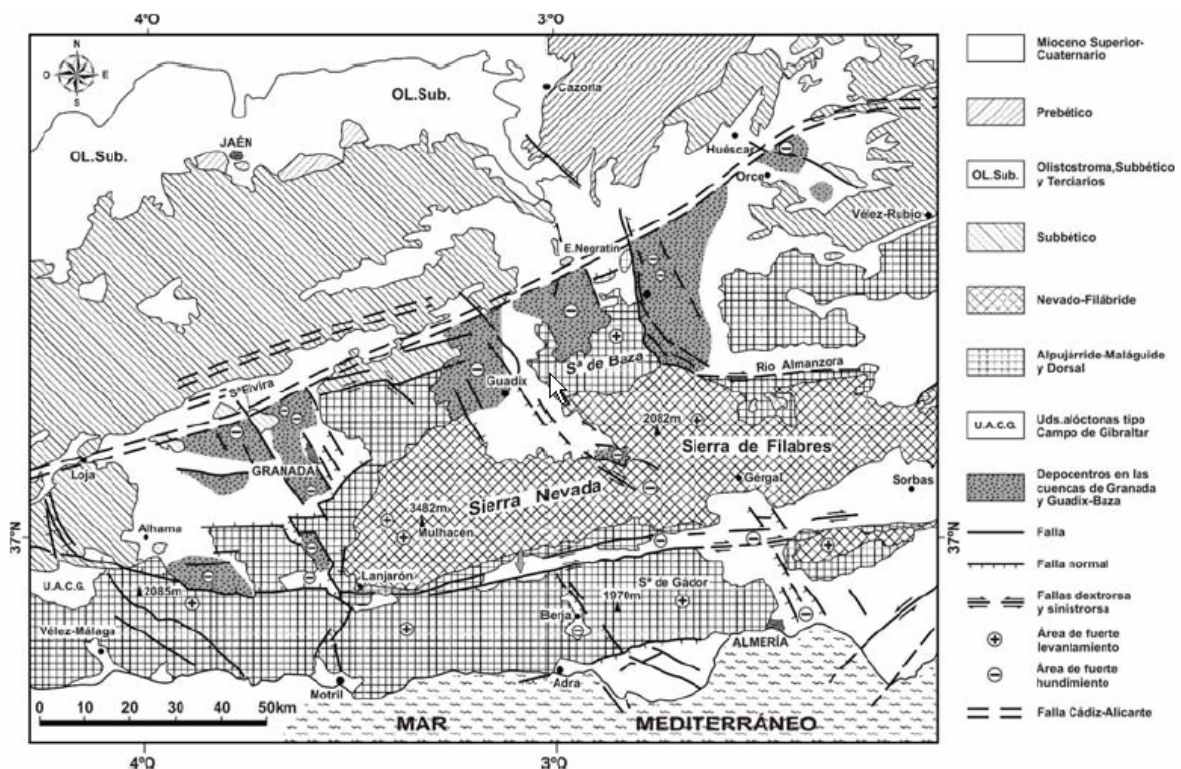


Fig. 1.4. Depocentros observados en las cuencas de Guadix-Baza y Granada, los cuales se encuentran controlados por la Falla Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano y Peláez, 2007).

Durante el Mioceno, entre el Burdigaliense y Serravaliense, etapa en la que se produjo la colisión, la falla Cádiz-Alicante facilitó el movimiento hacia el Oeste de las Zonas Internas, movimiento en el que también se involucró el Subbético. Asociada a esta falla se han localizado numerosos depocentros a lo largo de la Cordillera Bética (Fig. 1.4 y 1.5) (Sanz de Galdeano, 2007).

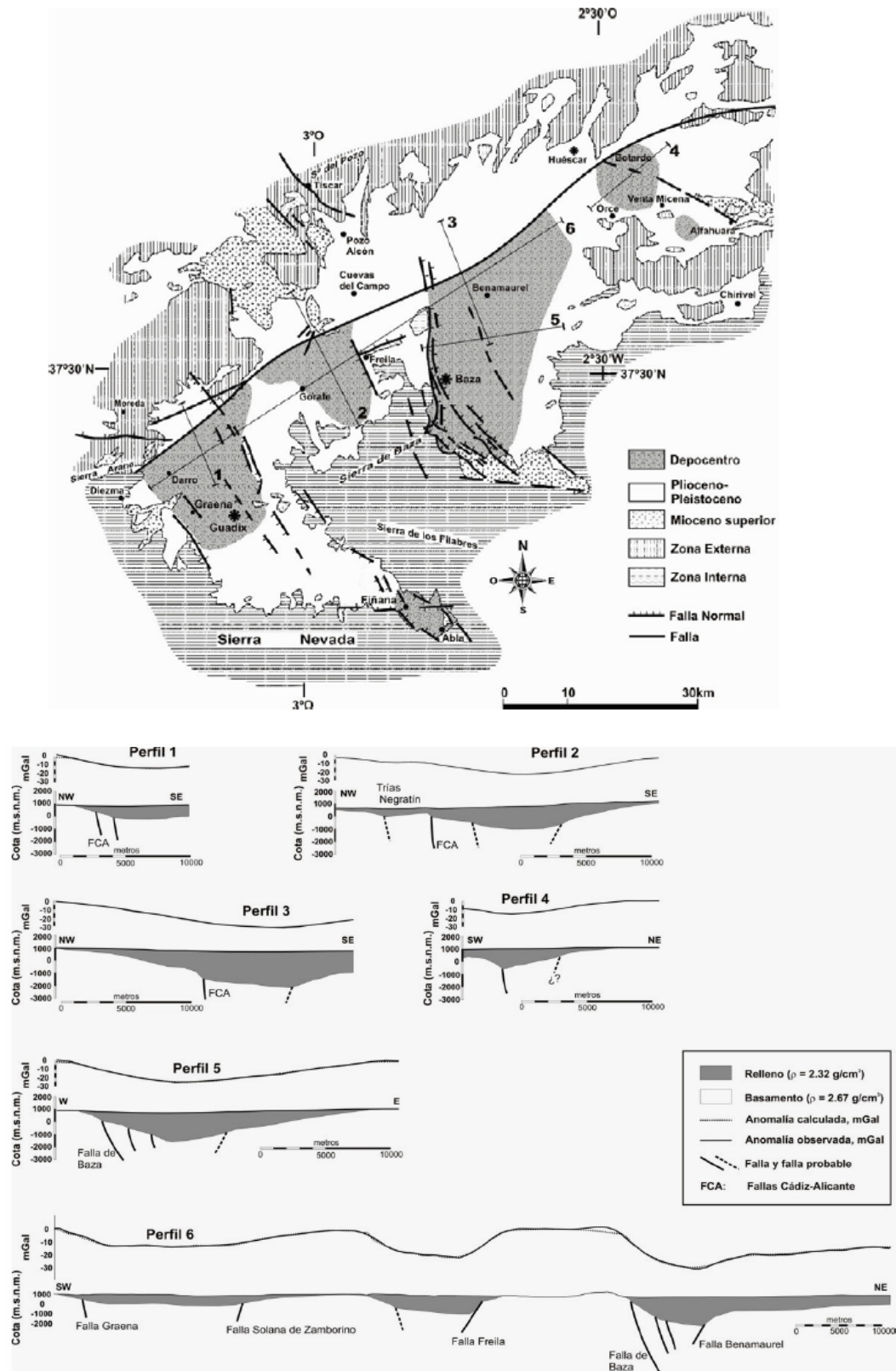


Fig. 1.5. Depocentros de la cuenca de Guadix-Baza con la ubicación de 6 perfiles resultantes de la interpretación de los principales rasgos gravimétricos (Sanz de Galdeano y Peláez, 2007).



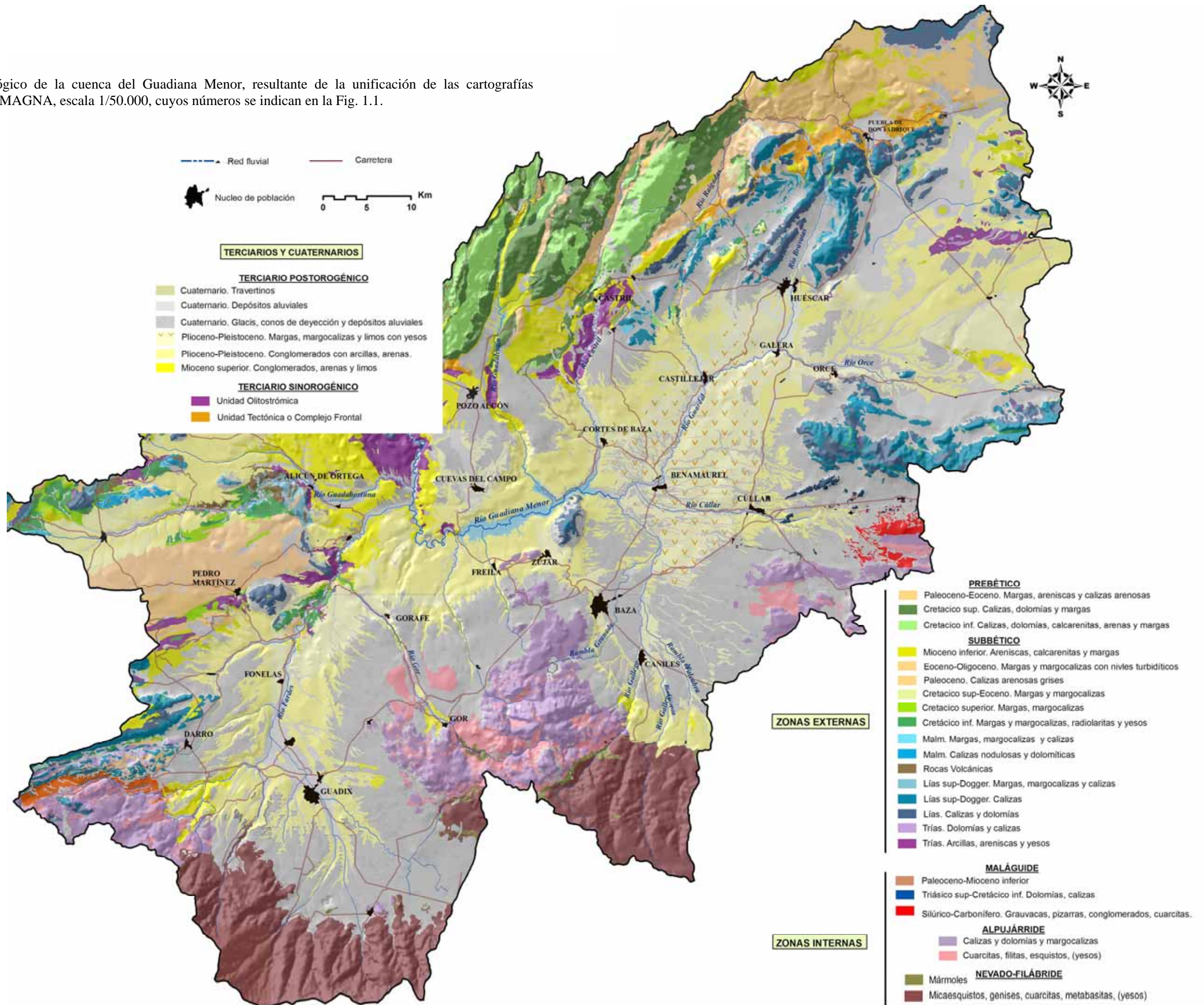
Dentro de la cuenca del Guadiana Menor, los depocentros diferenciados han sido al NE el depocentro de Alfahuara-Botardo, en la parte central el de Baza y hacia el Oeste los depocentros de Freila-Gorafe y de Guadix (García-Tortosa et al., en prensa; Delgado et al., 2007; Sanz de Galdeano et al., 2007). Entre ellos destaca el de Baza (Fig. 1.5). La existencia de estos depocentros está claramente conectada con la extensión ENE que afectó a la Cordillera Bética.

Asociado a la intensa tectónica aparecen diversas manifestaciones termales de alta temperatura, como los Baños de Alicún y los Baños de Zújar, entre otros, y de baja temperatura, como los manantiales de Fuencaliente de Huéscar y de Orce y el manantial de Parpacén.

### **1.4.3. Mapa Geológico de la Cuenca del Guadiana Menor**

Tras la recopilación de información geológica en la zona, procedente, principalmente, de la cartografía geológica de la Serie MAGNA, hojas 1/50.000 cuyos números coinciden con los indicados en la Fig. 1.1, se ha elaborado el mapa geológico de cuenca del Guadiana Menor, base imprescindible para la diferenciación de los acuíferos, elaboración del mapa hidrogeológico y propuesta de la red de calidad química y control piezométrico para la realización posterior de las campañas de campo.

Fig. 1.6. Mapa geológico de la cuenca del Guadiana Menor, resultante de la unificación de las cartografías geológicas de la serie MAGNA, escala 1/50.000, cuyos números se indican en la Fig. 1.1.





## 1. 5. CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO

### 1.5.1. Sector Norte (MAS Duda-La Sagra, Huéscar-Puebla y La Zarza)

Desde el punto de vista hidrogeológico, dentro del Sector Norte de la zona de estudio, de Oeste a Este, se localiza el Sector de Sierra Seca (Fig. 1.7). Este sector se localiza dentro de la MAS Quesada Castril, constituido por materiales atribuidos al dominio Prebético. A continuación se localiza la MAS Duda-La Sagra, situada en el frente de cabalgamiento de materiales del dominio Subbético sobre materiales del dominio Prebético. Seguidamente se localiza la MAS Huéscar-Puebla, caracterizada por materiales del dominio Subbético, salvo en la parte septentrional donde se localizan materiales atribuidos al dominio Prebético y Unidad Tectónica. Por último, en el extremo Nororiental se sitúa la MAS La Zarza, formada por materiales de la unidad Olitostromica dentro de la cual se localizan afloramientos de materiales del dominio Subbético (Fig. 1.7). Aunque la MAS Quesada-Castril no era objetivo de estudio de esta Tesis Doctoral, se ha tenido en cuenta tan solo su borde suroriental (Sector de Sierra Seca) por presentar descargas visibles al río Guardal antes de su paso por la MAS Duda-La Sagra.

#### -ANTECEDENTES

Los primeros trabajos hidrogeológicos realizados en este sector se remontan a los años 1965-1975, cuando la FAO (Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación) en colaboración con el IGME y la CHG, abordaron la realización del denominado “Proyecto del Guadalquivir”. En 1970 se realiza un primer informe sobre las posibilidades de explotación de los acuíferos de Huéscar-Puebla, (FAO-IGME, 1970). En este informe se definieron los dos acuíferos más importantes de esta MAS: calizas y dolomías del Lías y conglomerados pliocuaternarios. A la vez se propuso una primera aproximación sobre la geometría de ambos acuíferos, utilizando datos de geofísica y de sondeos mecánicos construidos. La información geofísica también sirvió para definir la profundidad a la que se encuentra el techo del acuífero carbonático y conocer el espesor del acuífero detrítico.

A raíz del mismo proyecto, se consideraron dos unidades hidrogeológicas: por un lado los carbonatos y materiales detríticos de Huéscar-Puebla y por otro lado los carbonatos de la Sierra de La Zarza. Se empezó a controlar la descarga en cada unidad a través de los manantiales principales: Parpacén (PH-10) y Fuencaliente (PH-9) para la unidad de Huéscar-Puebla y Bugéjar (ZL-3) para la unidad de La Zarza (Fig. 1.9). También se señala un gradiente hidráulico en el Llano de la Puebla orientado de NE a SW.

En 1988 se llevó a cabo un estudio hidrogeológico en las MAS Huéscar-Puebla y La Zarza (IARA-IGME, 1988). En el informe se presentó un análisis de la evolución piezométrica e hidrométrica de la zona, que abarcó pocos años y que partió de la información recopilada en dos piezómetros construidos por FAO-IGME y de los tres manantiales principales citados, todos ellos controlados por el IGME desde 1969. Los resultados que se obtuvieron condujeron al primer planteamiento de la existencia de posibles conexiones y desconexiones hidráulicas entre unos materiales acuíferos y otros,

y alertaron de la posible afección que produciría la explotación de los recursos disponibles del Llano de La Puebla sobre los principales manantiales. Este trabajo incluye un estudio hidroquímico general con el objetivo de caracterizar las aguas subterráneas.

En las mismas fechas se realizó un estudio sobre el estado de la explotación de la MAS Huéscar-Puebla (IGME, 1988a), en el cual se analizó la evolución piezométrica e hidrométrica, entre otros aspectos. Posteriormente, el IGME ha continuado realizando estudios a nivel más local, destacando el que se realizó en 1997, sobre la situación de la sequía en la comarca de Huéscar y las posibilidades de actuación en la cabecera de río Bravatas y en otros sectores del acuífero de Huéscar-Puebla. Entre los años 2001 y 2007 se realizaron varios trabajos, con el objetivo de racionalizar la explotación en la zona del Llano de la Puebla (CHG, 2001, 2004, 2007, 2008; Fernández-Chacón, 2006; CEDEX, 2006).

Dentro de la MAS Duda-La Sagra, los primeros estudios se remontan a los realizados en las proximidades del Cortijo Rodríguez Penalva en 1973, en la margen derecha del Barranco de la Virgen (Fig. 1.7). En los alrededores de la finca se iniciaron los primeros trabajos hidrogeológicos para la ejecución de dos sondeos S-5 y S-6 de 85 y 70 m de profundidad respectivamente (Fig. 1.9 y Tabla 1.1), con el objetivo de captar aguas subterráneas para el abastecimiento.

Los estudios hidrogeológicos continuaron en 1977, año en el que se construyó un tercer sondeo, S-7, de 283 m profundidad, y se realizó la primera prospección geofísica en el borde NE de la MAS. Todo esto sirvió para la diferenciación de los acuíferos más importantes: por un lado, el acuífero constituido por los materiales carbonáticos jurásicos (concretamente pertenecientes al Lías Inferior) y, por otro lado, el acuífero constituido por los materiales detríticos cuaternarios. Entre 1983 y 1999 se ampliaron los estudios hidrogeológicos con la realización de varios trabajos (IGME, 1984a; IGME, 1999; Diputación Provincial de Granada, 1999) y en 2007 se llevó a cabo un trabajo fin de carrera por parte de un estudiante de la Freie Universität Berlin (Krautter, 2007).

### -NATURALEZA DE LOS MATERIALES PERMEABLES

En la Fig. 1.8 se presenta la síntesis del mapa hidrogeológico del Sector Norte utilizado como base del mapa de permeabilidades. Se han agrupado todos los materiales de la misma naturaleza y dominio paleogeográfico, separando aquellos que presentan materiales de diferente permeabilidad. La permeabilidad se ha agrupado en tres categorías: baja, media y alta. Los criterios seguidos para la realización de este mapa han sido el de agrupar las características geológicas e hidrogeológicas de los materiales, la relación con los manantiales más significativos, la información aportada por los sondeos ejecutados, así como la información geofísica existente en la zona.

El *Sector de Sierra Seca* (en la MAS Quesada-Castril) coincide con un gran antiformalite constituido por materiales carbonáticos cretácicos y terciarios prebéticos, de 89 km<sup>2</sup> de superficie de afloramientos permeables. Dentro de este sector se han diferenciado dos acuíferos denominados como Sierra Seca y Castril de la Peña (IGME, 200; CHG-IGME, 2001j).



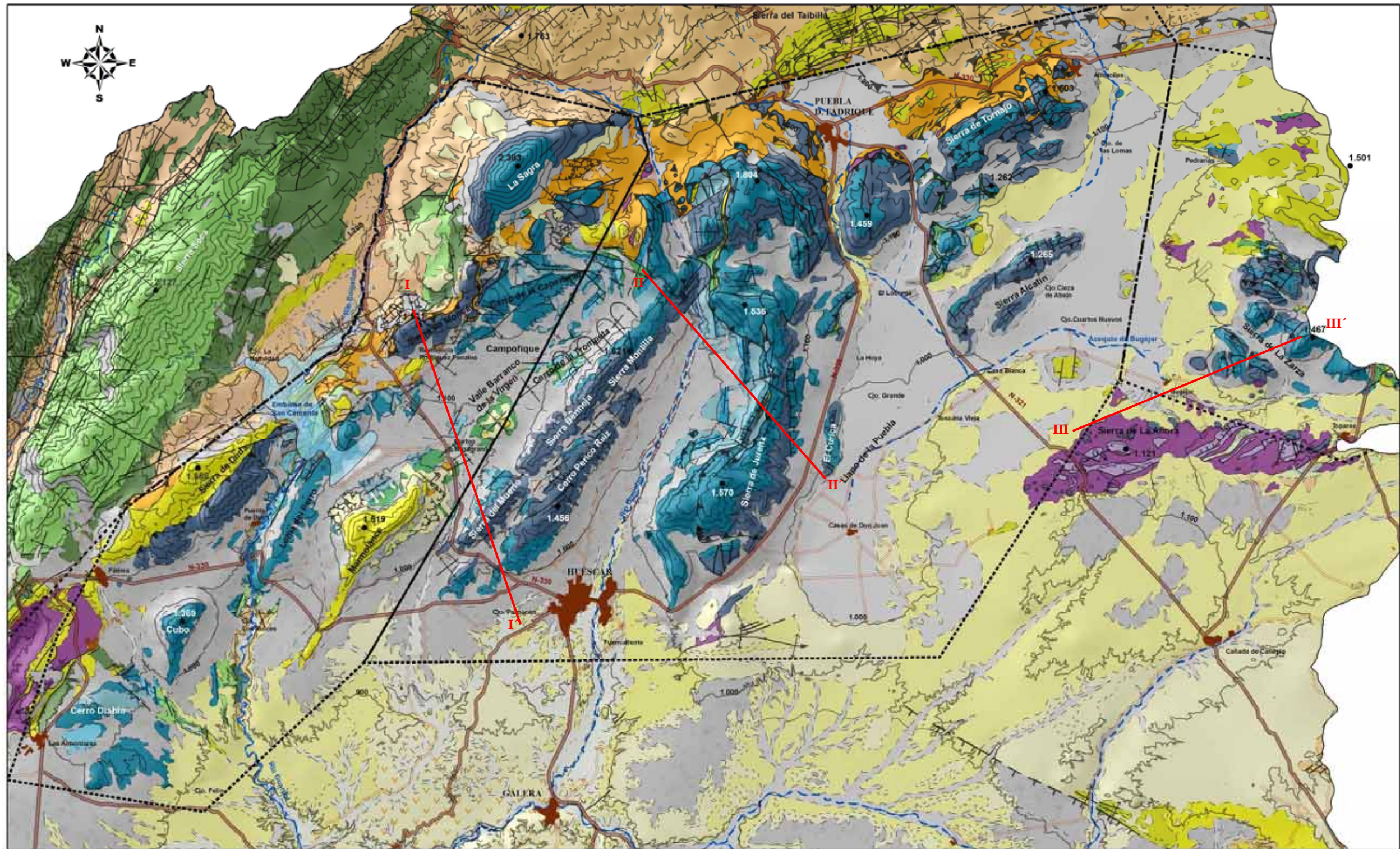


Fig. 1.7. Mapa geológico del Sector Norte, con la ubicación del trazado de tres perfiles realizados.



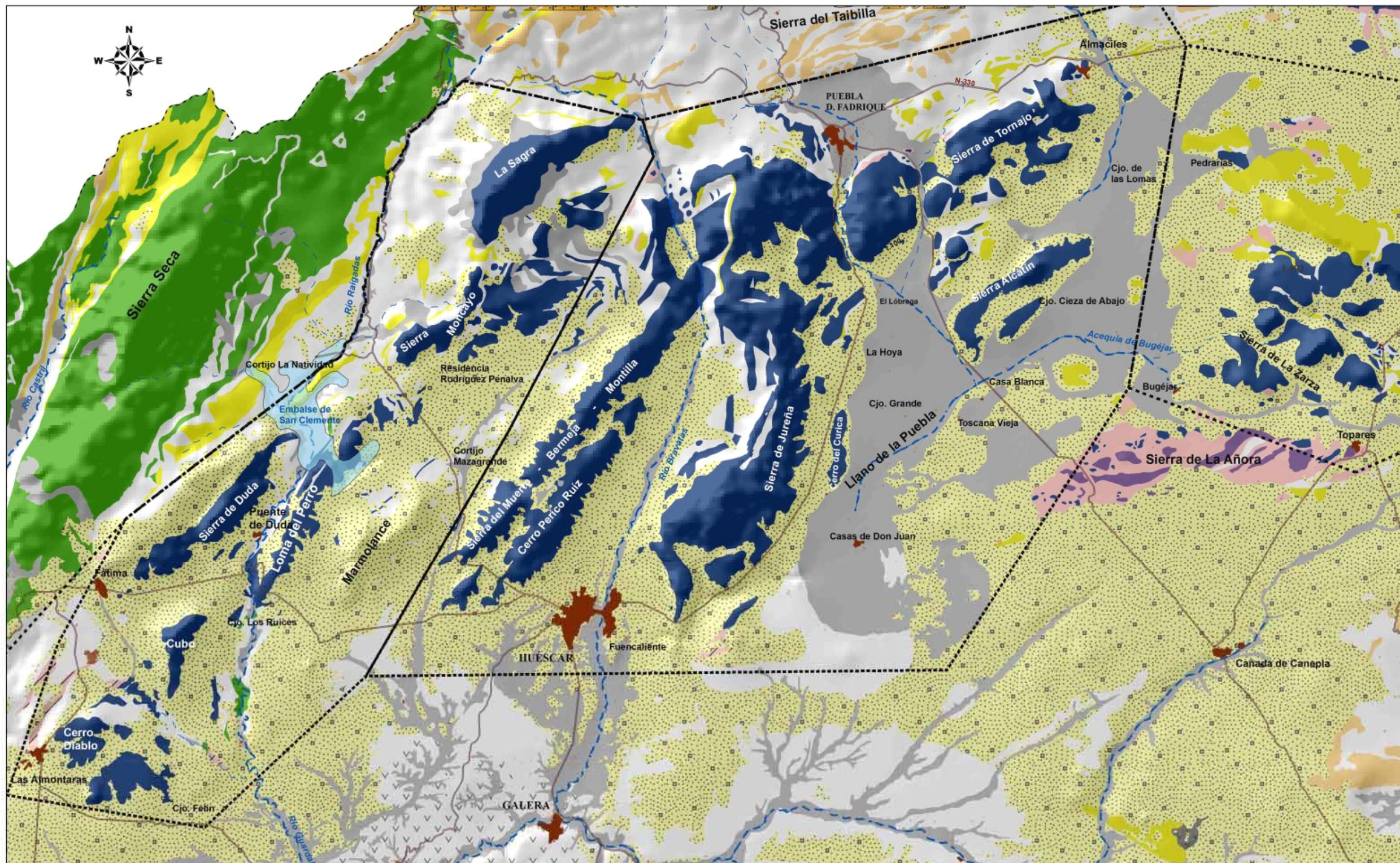
La **MAS Duda-La Sagra** se caracteriza por el afloramiento de materiales carbonáticos atribuidos al Subbético Externo, imbricados dentro de la Unidad Tectónica o Complejo Frontal. Constituye una MAS de 50 km<sup>2</sup> y potencia superior a 600 m. Tradicionalmente, en su interior, se diferenciaron tres subunidades acuíferas desconectadas entre sí, con distinta situación de nivel piezométrico: Subunidad de La Sagra, Subunidad de Moncayo y Subunidad de Duda (DGOH-IGME, 1993a; CHG-IGME, 2001a). La investigación que se ha llevado a cabo en esta zona, durante 2005-2007, ha servido para aclarar la subdivisión realizada. La subdivisión que se plantea finalmente divide la MAS en dos subunidades desconectadas hidráulicamente: por un lado la *Subunidad de La Sagra*, que tan solo incluiría el afloramiento carbonático subbético de Sierra de La Sagra, y por otro la *Subunidad de Duda-Loma del Perro-Moncayo*, que incluye el resto de relieves carbonáticos subbéticos junto con los materiales detríticos miopliocuaternarios asociados.

La *Subunidad Sierra de La Sagra* presenta una superficie de afloramiento de 8,3 km<sup>2</sup> y está representada por el acuífero carbonático subbético. El sustrato lo componen materiales margosos de la Unidad Tectónica y del Prebético.

La *Subunidad Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo*, se encuentra representada por los relieves carbonáticos de Sierra de Duda, Loma del Perro, Sierra de Moncayo, Cerro de la Capellanía, Cerro del Cubo y Cerro del Diablo (Fig. 1.7 y Fig. 1.8) que forman el acuífero carbonático subbético, rodeados por materiales detríticos del Mioceno superior-Cuaternario, que constituyen el acuífero detrítico miopliocuaternario, ambos en conexión hidráulica. A pesar de estar, la Sierra de Duda, la Sierra de Moncayo, el Cerro del Cubo y el Cerro del Diablo, formando isleos tectónicos sobre materiales de la Unidad Intermedia o Unidad Olitostromica y/o dominio Prebético, no han sido considerados como sectores independientes por tener sus descargas ocultas hacia los materiales detríticos miopliocuaternarios.

La **MAS Huéscar-Puebla** se caracteriza por el afloramiento de materiales del Prebético (en las faldas de la Sierra del Taibilla), del Subbético (Sierras del Muerto-Bermeja-Montilla, Jureña, Tornajos y Alcatín), de la Unidad Tectónica (en las proximidades del núcleo de población de Puebla de Don Fadrique) y del Terciario Postorogénico y cuaternario (rodeando a los relieves principales, en el Llano de la Puebla y hacia el centro de la depresión de Guadix-Baza) (Fig. 1.7 y Fig. 1.8). Presenta una superficie permeable de 170 km<sup>2</sup>. Tradicionalmente se han distinguido dos subunidades acuíferas: *Subunidad de Huéscar-Puebla* y *Subunidad Pliocuaternaria*, para referirse a los materiales carbonáticos subbéticos que constituyen los principales relieves y a los materiales detríticos que los rodean, respectivamente.





	Materiales impermeables	Baja Permeabilidad
	Acuífero detrítico cuaternario	Alta/Media Permeabilidad
	A. detrítico miopliocuaternario	Alta/Media Permeabilidad
	Acuífero Mioceno inferior	Alta/Media Permeabilidad
	Acuífero Paleoceno-Eoceno	Alta/Media Permeabilidad
	Acuífero carbonático prebélico	Alta Permeabilidad
	Acuífero carbonático subbético	Alta Permeabilidad
	Acuífero carbonático triásico	Alta Permeabilidad
	Unidad Olistrotrómica	Baja Permeabilidad

- Red fluvial
- Nucleo de población
- Masa de Agua Subterránea (MAS)

0 5 10 Km



Fig. 1.8. Mapa de permeabilidades del Sector Norte de la cuenca (MAS Duda-Sagra, Huéscar-Puebla y La Zarza).



En esta investigación se han diferenciado varios acuíferos (Fig. 1.8), el principal es el *acuífero carbonático subbético*, constituido por calizas y dolomías del Jurásico, con espesor medio comprendido entre 300-400 m y máximo de 1150 m (Guzmán et al., 1978), que corresponde a la ya denominada *Subunidad de Huéscar-Puebla*. El sustrato impermeable de este acuífero lo constituyen, en la zona septentrional, los materiales margosos cretácicos y terciarios y en el resto de la zona se considera que lo constituyen los materiales de facies triásicas (CHG-IGME, 2001b). El segundo acuífero es el *acuífero Mioceno inferior*, localizado al Este del Llano de la Puebla y del núcleo de población de Puebla de Don Fadrique. Está representado por calizas y calizas arenosas del Mioceno inferior-medio, de reducida extensión e importancia local. El último acuífero diferenciado en esta MAS y el segundo en importancia es el *acuífero detrítico miopliocuaternario*, formado por la denominada Subunidad Pliocuaternaria (DGOH-IGME, 1993b; CHG-IGME, 2001b), con espesores de 100-150 m en las proximidades de Huéscar y de 30 m en torno al Llano de la Puebla, y por los materiales detríticos, conglomerados, arenas y limos depositados en el Mioceno superior, que afloran en los alrededores de Fuencaliente (Fig. 1.7 y Fig. 1.8).

La *MAS La Zarza* se caracteriza por estar constituida por materiales pertenecientes a la Unidad Olitostrófica, dentro de la cual se diferencian grandes bloques calizo-dolomíticos jurásicos del Subbético y de calcarenitas del Mioceno inferior hacia el borde septentrional. Los bordes de los bloques anteriores se encuentran recubiertos por materiales detríticos miopliocuaternarios (Fig. 1.7 y Fig. 1.8). El acuífero principal en esta MAS es el *acuífero carbonático subbético*, permeable por fisuración y disolución, con espesores medios que llegan a superar los 350 m (DGOH-IGME, 1993c). El segundo acuífero importante en La Zarza es el *acuífero Mioceno inferior*, permeable por porosidad intergranular, con espesores que pueden llegar hasta los 100 m. El tercer y último acuífero diferenciado es el *acuífero detrítico miopliocuaternario* que como ya se ha comentado cubre los bordes de los dos acuíferos anteriores y recibe las descargas ocultas de los acuíferos anteriores al encontrarse en conexión hidráulicamente con ellos.

#### -SONDEOS DE INVESTIGACIÓN

Con motivo del Proyecto del Guadalquivir se inició la construcción de los primeros sondeos de investigación. En total se construyeron 22 sondeos en el acuífero carbonático subbético y detrítico miopliocuaternario, con profundidades comprendidas entre 600 y 50 m y diámetros próximos a 500 mm (S-1 al S-4 y del S-8 al S-26) (Tabla 1.1 y Fig. 1.9). Las columnas de estos sondeos proporcionaron los primeros datos referentes a la posición del nivel piezométrico. (FAO-IGME, 1969; 1975; Del Valle et al., 1970)

Posteriormente, en 1980, se llevó a cabo la construcción del sondeo de abastecimiento a Puebla de Don Fadrique (S-28), de 80 m de profundidad, en el acuífero detrítico miopliocuaternario. En 1982, ante la problemática del abastecimiento de la pedanía de Almaciles (perteneciente al municipio anterior) se construyó un nuevo sondeo (S-38), el cual resultó insuficiente para cubrir la demanda (IGME, 1982). Por este motivo, en 1995, se volvió a construir un nuevo sondeo (S-36) como apoyo al anterior. Posteriormente, la CHG construyó 6 nuevos sondeos con el objetivo de



ampliar la red de control piezométrico, 4 en 2001 (S-29, S-30, S-31 y S-32) y dos en 2007 (S-34 y S-35). Finalmente, en 2005, el IGME coordinó la ejecución de un nuevo sondeo de investigación, S-33, ante la demanda por parte del municipio de Huéscar (Fig. 1.9).

Tabla 1.1. Sondeos de investigación construidos por el IGME, CHG y por particulares, con registro litológico conocido, en el Sector Norte de la cuenca (MAS Duda-Sagra, Huéscar-Puebla y La Zarza).

Nº Sondeo	Toponimia	Z (m s.n.m.)	Profundidad (m)	Año
S-1	Almontaras II	965	200	1968
S-2	Almontaras I	950	190	1968
S-3	Castril II	1025	73	1969
S-4	Castril I	935	80	1969
S-5	Lindero Maza	1085	130	1971
S-6	Padre Pilón	1095	70	1971
S-7	Pallares	1085	283	1977
S-8	Huéscar V	957	301	1968
S-9	Huéscar VI	975	150	1968
S-10	Huéscar IV	970	90	1974
S-11	Huéscar IX	962	152	1969
S-12	Huéscar VII	956	144	1968
S-13	Huéscar VIII	980	165	1969
S-14	Huéscar II	960	154	1967
S-15	Huéscar III	957	144	1967
S-16	S Puebla II	991	200	1968
S-17	Puebla IV	1032	132	1968
S-18	Puebla I	1006	120	1967
S-19	Puebla V	1004	160	1968
S-20	Puebla III	1088	150	1968
S-21	Bugéjar I	1080	300	1969
S-22	Bugéjar II	1074	145	1969
S-23	INC	920	600	< 1973
S-24	Cjo de la Fuente	990	50,5-80 m	1975
S-25	PueblaVI	1220	251	1968
S-26	Cjo Capricho	1158	8	1966
S-27	Venta las Pocicas	1185	9	1966
S-28	Santiago Espada	1200	80	1980
S-29	S. Mazachica	1081	-	2002
S-30	S-1 CHG	1004	231	2001
S-31	S Alcatín	1015	160	2001
S-32	S Alcatín Chico S-2	1020	>90	2001
S-33	Sierra Bermeja	1060	253	2005
S-34	S El Campillo	1081	200	2007
S-35	Cjo. Don Andrés	997	150	2007
S-36	S. Polideportivo	1155	72	1995
S-37	Cjo Nuevo	1040	120	1995
S-38	Abast. Almaciles	1153	120	1982
S-39	Sondeo	986	104	1997
S-40	Casas D. Juan	1015	132	1986
S-41	Hoya Muñoz	1001	100	1994
S-42	La Tiesa	1010	94	1997
S-43	Castillejar II		130	2008

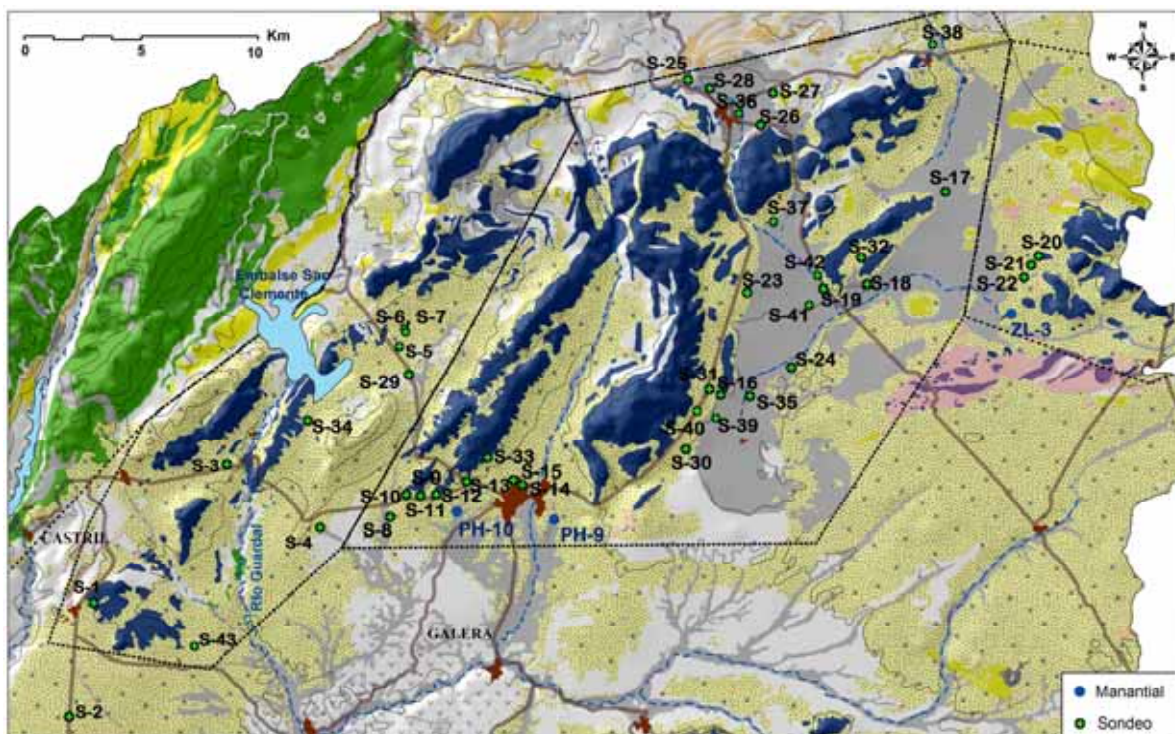


Fig. 1.9. Sondeos de investigación y explotación con columna litológica conocida, construidos en el Sector Norte de la cuenca, desde 1969 hasta la actualidad.

Además de los sondeos mencionados anteriormente, desde 1971 hasta la actualidad se han estado construyendo más sondeos, por parte de particulares, con fines principalmente agrícolas. De todos los sondeos construidos e inventariados, se han seleccionado aquellos en los que se ha podido conocer la columna litológica perforada así como los que presentan una ubicación geográfica de interés para este estudio (Tabla 1.1).

### -TECTÓNICA Y GEOMETRÍA DE LOS MATERIALES ACUÍFEROS

La tectónica del área se encuentra caracterizada por estructuras de dirección NE-SW, destacando los grandes antiformes de materiales Prebéticos que han dado lugar a Sierra Seca, en la parte Noroccidental, y por un gran número de escamas de superficie muy tendida, cabalgantes hacia el NNW, de materiales del dominio Subbético sobre materiales del dominio Prebético (Fig. 1.7). Entre ambos dominios se localiza la Unidad Tectónica. En el borde meridional del Sector Norte de la cuenca se localiza la falla Cádiz-Alicante, a la cual se asocian materiales de la Unidad Olistostrómica, que al E-SE de la MAS La Zarza han dado lugar a la Sierra de la Añora (Fig. 1.7).

Hacia el Este, en el contacto de la Unidad Tectónica con el dominio Subbético, se localiza una importante alineación de fracturas. Esta alineación se corresponde con una serie de fallas inversas con funcionamiento local de falla de salto en dirección de carácter dextroso y de vergencia SE. El trazado de esta se sitúa por el río Guardal, entre la Sierra de Duda y la Loma del Perro, al Sur de La Sagra y Este de Sierra Moncayo

La fracturación en la zona puede agruparse en tres familias: fracturas de dirección N20E-N40E, que son los frentes de cabalgamiento del Prebético, Subbético y contactos principales entre masas olistostrómicas y los retrocabalgamientos, ubicados en el río Guardal; fracturas de dirección N130E-150E, interpretadas como fallas de desgarre, y fracturas N60E, dirección a la que se asocian fallas normales que llegan a afectar a materiales cuaternarios (Lupiani et al., 2007).

Tanto en la Fig. 1.10 como en la Fig. 1.11 se presentan tres cortes hidrogeológicos, cuya ubicación puede ser consultada en el mapa geológico de la Fig. 1.7. Estos cortes han permitido definir la geometría de los acuíferos así como comprender el porqué de la delimitación realizada de las diferentes MAS definidas en la zona.

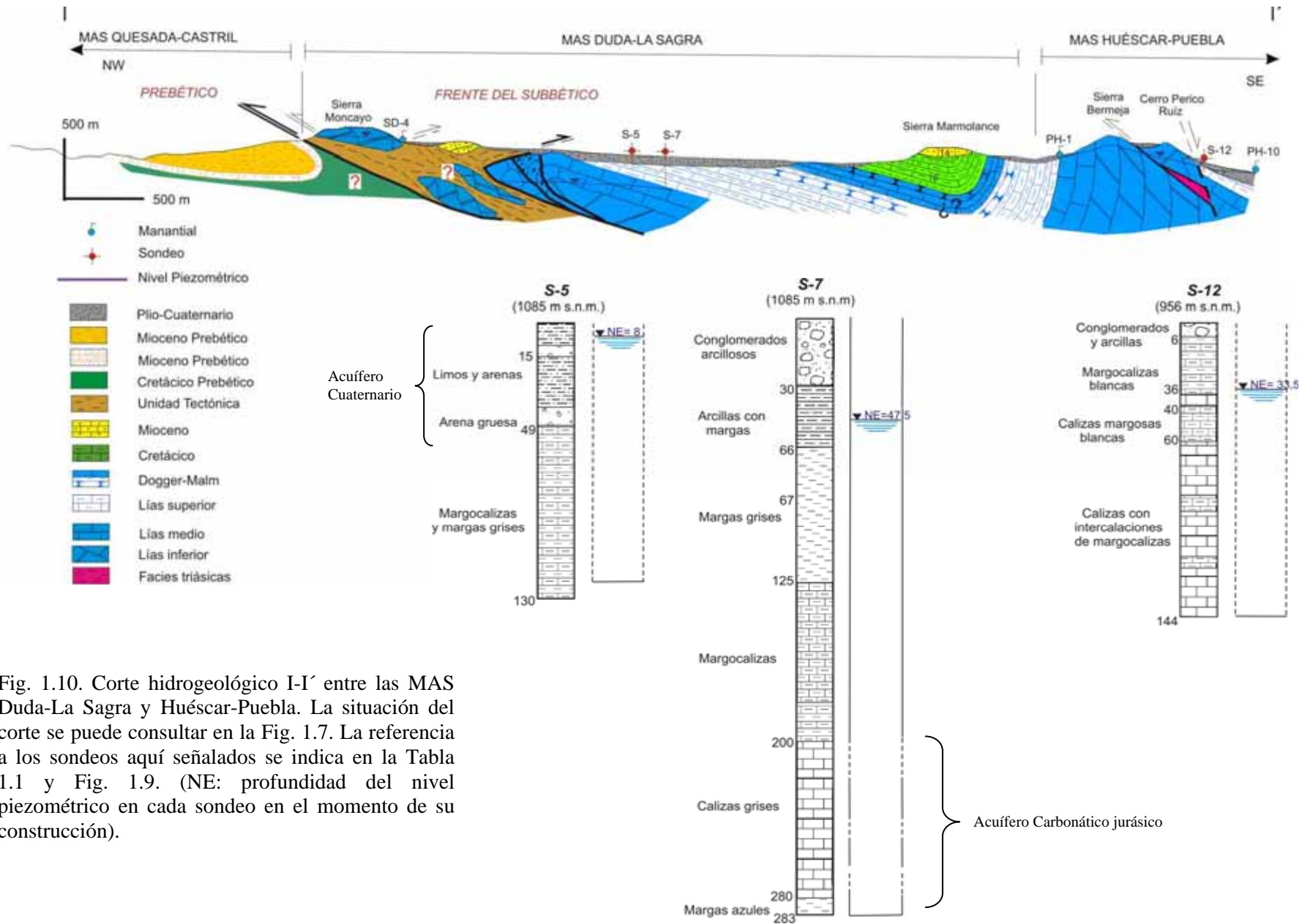


Fig. 1.10. Corte hidrogeológico I-I' entre las MAS Duda-La Sagra y Huéscar-Puebla. La situación del corte se puede consultar en la Fig. 1.7. La referencia a los sondeos aquí señalados se indica en la Tabla 1.1 y Fig. 1.9. (NE: profundidad del nivel piezométrico en cada sondeo en el momento de su construcción).

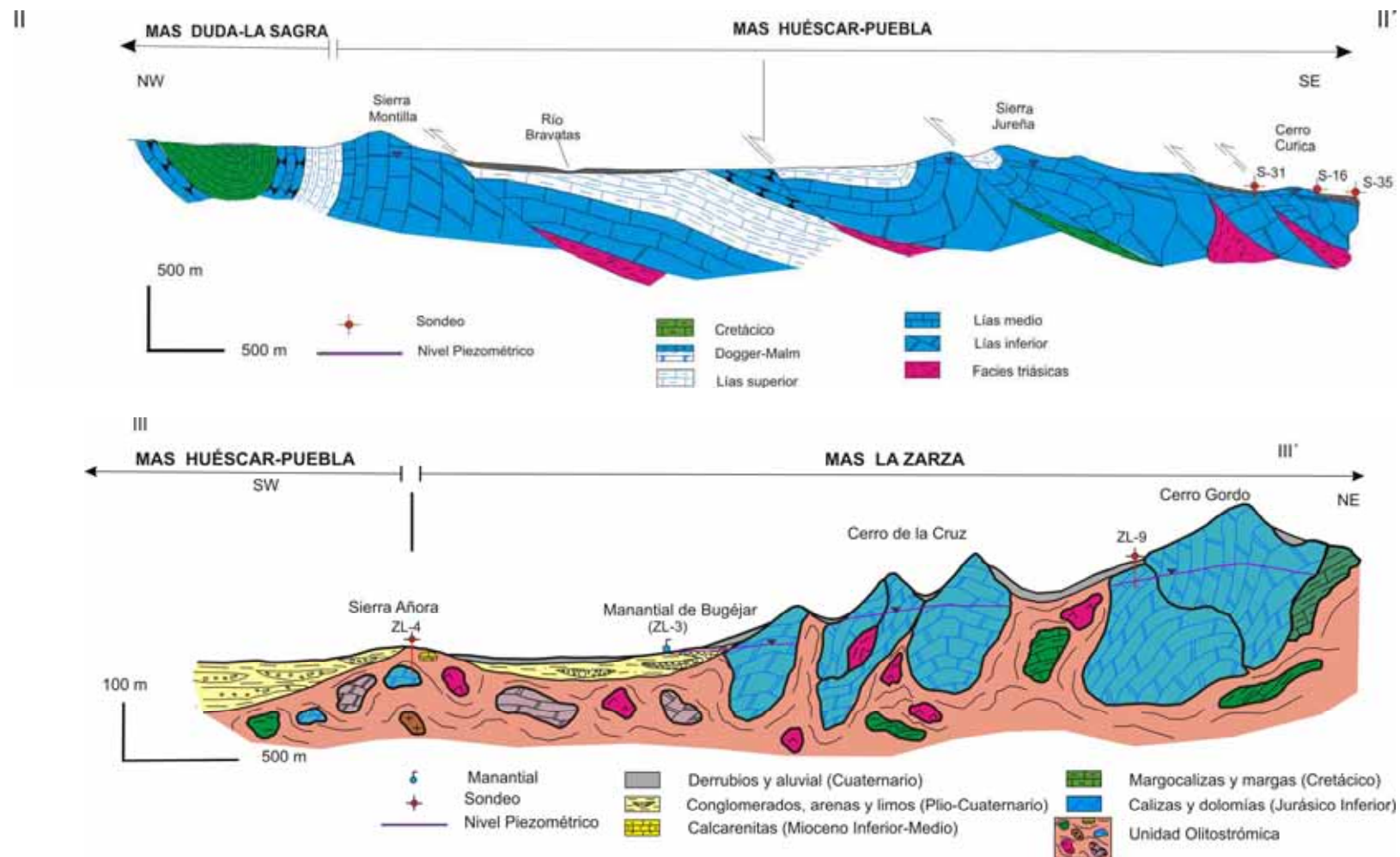


Fig. 1.11. Corte hidrogeológico II-II' localizado entre las Sierras de Montilla y Jureña, dentro de la MAS Huéscar-Puebla y corte hidrogeológico III-III' localizado en el borde occidental de La Zarza (Fig. 1.7).



## PARÁMETROS HIDRÁULICOS

Para el estudio de los parámetros hidráulicos de la MAS Duda-La Sagra, se han localizado 10 sondeos con columna litológica conocida, tanto en el acuífero carbonático subbético como detrítico miopliocuaternario (Fig. 1.9). Sin embargo, tan solo se disponen de datos de transmisividad en el acuífero detrítico miopliocuaternario del borde suroccidental de esta MAS, el cual se encuentra perforado por los sondeos S-1 y S-2, con valores de 86,4 m<sup>2</sup>/d.

Dentro de la MAS Huéscar-Puebla, se dispone de mayor cantidad de sondeos de investigación (30 sondeos, Fig. 1.19). Los valores más altos de transmisividad se han encontrado en el borde Sur del acuífero carbonático subbético de las Sierras del Muerto-Bermeja-Montilla, comprendidos entre 4.320 y 43.200 m<sup>2</sup>/d. Por su parte, en la misma zona, los valores de transmisividad para el acuífero detrítico miopliocuaternario son también altos, estando comprendidos entre 4.320 y 8.640 m<sup>2</sup>/d (FAO-IGME, 1975). En el sondeo S-8 la transmisividad se sitúa entre 2.592 y 8.640 m<sup>2</sup>/d. Con respecto a los valores de coeficiente de almacenamiento, son también más elevados en el acuífero carbonático subbético que en el acuífero detrítico miopliocuaternario: 10<sup>-2</sup>-5,10<sup>-3</sup> frente a 10<sup>-4</sup> (FAO-IGME, 1975). El valor obtenido de la permeabilidad horizontal en esta zona es alto: entre 86,4 y 259,2 m/d (FAO-IGME, 1974).

Dentro del Llano de la Puebla, cuenca endorreica delimitada al Oeste y Norte por los relieves carbonáticos de Sierra Jureña y Tornajos, los parámetros hidráulicos que se han obtenido para el acuífero carbonático subbético (principalmente dolomítico) han sido de: 8.640 m<sup>2</sup>/d de transmisividad, 2 10<sup>-3</sup> de coeficiente de almacenamiento y 69,12 a 86,4 m/d de permeabilidad horizontal (FAO-IGME, 1974). No se dispone de información sobre parámetros hidráulicos del acuífero detrítico miopliocuaternario. Los resultados obtenidos, tras la elaboración del Proyecto del Guadalquivir, indicaban un espesor de 30 m para el acuífero detrítico en las proximidades del Llano de la Puebla (FAO-IGME, 1974). Sin embargo, al observar las columnas litológicas de sondeos de investigación (Base de Datos IGME), se ha observado un espesor mucho mayor, alcanzando valores superiores a los 100 m. El aumento en el espesor se produce desde zonas de borde hacia el centro del Llano de la Puebla, tanto hacia las Casas de Don Juan como hacia la zona de La Toscana Vieja y Cortijo Grande (Fig. 1.8), donde tiene lugar el cambio de facies a materiales más finos.

Se ha de destacar la existencia de un sondeo, de 600 m de profundidad, construido antes de 1973 en el borde de Sierra Jureña (S-23, Fig. 1.9). Este sondeo se encuentra cortando dos escamas de materiales del Subbético, en cuya base se han localizado materiales pertenecientes a otras unidades, atribuidas en su día al Prebético y al Triásico, respectivamente, aunque estudios posteriores (Proyecto GEODE) lo atribuyen a la Unidad Tectónica y/o Unidad Olitostromica, ya que el dominio Prebético empieza a aflorar hacia el NW a unos 10 km aproximadamente de este sondeo, y en la base de otras escamas de materiales subbéticos se ha observado tanto Unidad Tectónica como Unidad Olitostromica.

Al Sur de Sierra Alcatín (borde Noroccidental del Llano de la Puebla) los parámetros hidráulicos obtenidos por la FAO-IGME, en 1975, son únicamente para el acuífero carbonático subbético, con valores de 8.640 m<sup>2</sup>/d en el punto S-19, de 7.776-

8.640 m<sup>2</sup>/d en el sondeo S-18 y de 4.320 m<sup>2</sup>/d en el punto S-17. Valores muy similares a los obtenidos en el acuífero carbonático subbético al Sur de Sierra Jureña y de Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla.

En las inmediaciones de la población de Puebla de Don Fadrique, los acuíferos localizados se reducen a pequeños bloques de materiales carbonáticos subbéticos y de calizas miocenas, que se encuentran formando parte de la Unidad Tectónica, recubiertos por los materiales detríticos miopliocuaternarios. En esta zona se han localizado 5 sondeos cuya columna litológica aporta una idea acerca de los materiales atravesados, desde la superficie hasta una profundidad de 120 m. Con respecto a los parámetros hidráulicos se dispone de valores de transmisividad en los materiales terciarios, estando comprendidos entre 0,86 a 5,34 m<sup>2</sup>/d.

En el borde occidental de la MAS La Zarza, la FAO y el IGME construyeron tres sondeos (S-20, S-21 y S-22, Fig. 1.9), dos de los cuales (S-20 y S-22) cortaron el acuífero carbonático subbético, obteniendo unos valores de transmisividad de 4.320-7.776 m<sup>2</sup>/d y de 4.320 m<sup>2</sup>/d (FAO-IGME, 1975), respectivamente, valores similares a los observados para el mismo acuífero en la MAS Huéscar-Puebla.

### **1.5.2. Sector Este (MAS Orce-María-Cúllar y Borde Noroccidental de la MAS Sierra de las Estancias)**

#### **-ANTECEDENTES**

Al igual que en el Sector Norte, los primeros trabajos hidrogeológicos realizados en esta MAS se remontan a los años 1965-1975, con el Proyecto del Guadalquivir. En este proyecto se determinó, como acuífero más interesante para el sector de estudio, el constituido por las calizas y dolomías del Jurásico. Para la determinación de las posibilidades de explotación de estos materiales se realizó una campaña de prospección geofísica seguida de la ejecución de diez sondeos mecánicos. Con todo ello se determinó la existencia de una dirección de flujo SE-NW en el acuífero carbonático subbético, estando este confinado por las margas cretácicas y pliocenas, donde las únicas salidas se limitaban a algunos manantiales localizados en las proximidades del municipio de Orce. Con la construcción de los sondeos de investigación se pudo conocer la cota media del nivel piezométrico, localizada a 950 m s.n.m., el gradiente hidráulico (de 0,1) y los valores de los parámetros hidráulicos.

En 1970 se realizó un primer informe (IGME, 1970) en el que se delimitó la zona explotable de esta MAS y se propuso una normativa de explotación. Los niveles acuíferos que se observaron fueron tres: las calizas y dolomías del Lías, las calizas lacustres pliocenas y los materiales detríticos miopliocuaternarios. Se destacó como acuífero principal el constituido por las calizas liásicas que forma la Sierra de Orce, con descargas ocultas hacia las calizas lacustres pliocenas, por estar estas apoyadas sobre las primeras, y a su vez hacia los materiales detríticos miopliocuaternarios, donde se localizan varios manantiales.

En 1988 se realizó un nuevo estudio (IARA-IGME, 1990) con el objetivo de conocer el funcionamiento hidrogeológico del borde oriental de la MAS Orce-María-Cúllar y su relación con las MAS colindantes de La Zarza y Sierra de las Estancias.

En el mismo año se realizó otro estudio hidrogeológico, en el borde Noroccidental de la MAS Orce-María-Cúllar, para definir su grado de explotación (IGME, 1988a). Con este trabajo se definió la Unidad de Orce, como una unidad acuífera caracterizada por materiales carbonáticos pertenecientes a la secuencia jurásica del Subbético interno, que forma los relieves principales de la zona occidental de dicha MAS (Sierra de Orce y Sierra de Periate), y por materiales detríticos circundantes a los relieves principales, con los que existe conexión hidráulica y presentan un importante desarrollo hacia el borde occidental (proximidades de Cúllar). La definición de esta unidad fue realizada tras observar la desconexión hidráulica de las sierras anteriormente mencionadas: al Norte, por el cabalgamiento de los materiales del Subbético interno con los del Subbético medio; al NE-E, con la Sierra de María, por el cabalgamiento de la serie carbonatada jurásica con los materiales margosos del Cretácico y al Sur por los materiales atribuidos a la Zona Intermedia y por el contacto entre los materiales subbéticos y maláguides. El estudio se amplió en 1990, por la zona SW, con la elaboración de un esquema de funcionamiento hidráulico.

Desde 1980 hasta 2001 se han venido realizando estudios hidrogeológicos para el abastecimiento de municipios como Orce, Galera, Cúllar (IGME, 1980; IGME, 1983a; IGME, 1988b; IGME, 1989a; IGME, 2001), culminando en 2004 y 2007 con la elaboración de un estudio para el establecimiento de un perímetro de protección de las aguas de un sondeo que se encuentra explotando el acuífero carbonático subbético de la Sierra de Orce en las proximidades de la pedanía de Fuente Nueva (Aqua-Consultores, 2005 y 2008) (Fig. 1.12).



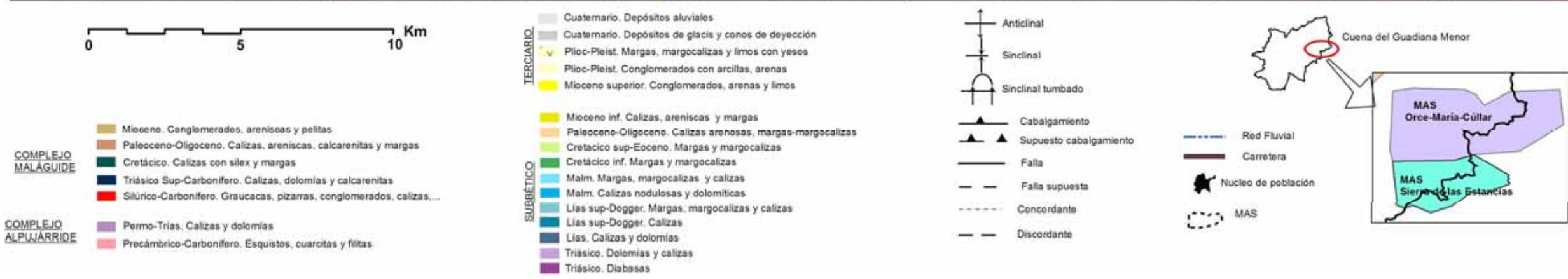
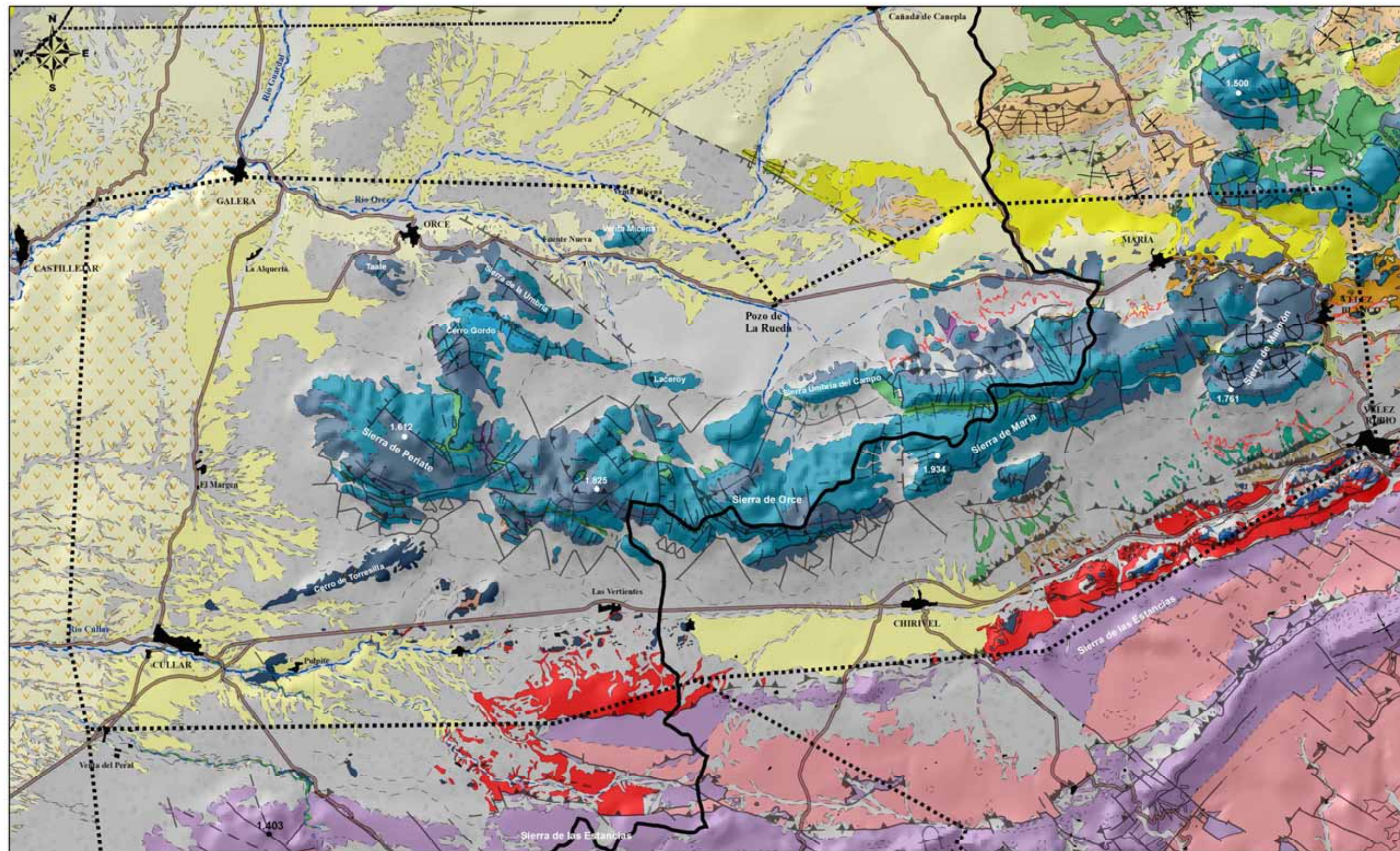


Fig. 1.12. Mapa geológico del Sector Este de la cuenca (MAS Orce-María-Cullar y borde Noroccidental de la Sierra de las Estancias.).



## -NATURALEZA DE LOS MATERIALES PERMEABLES

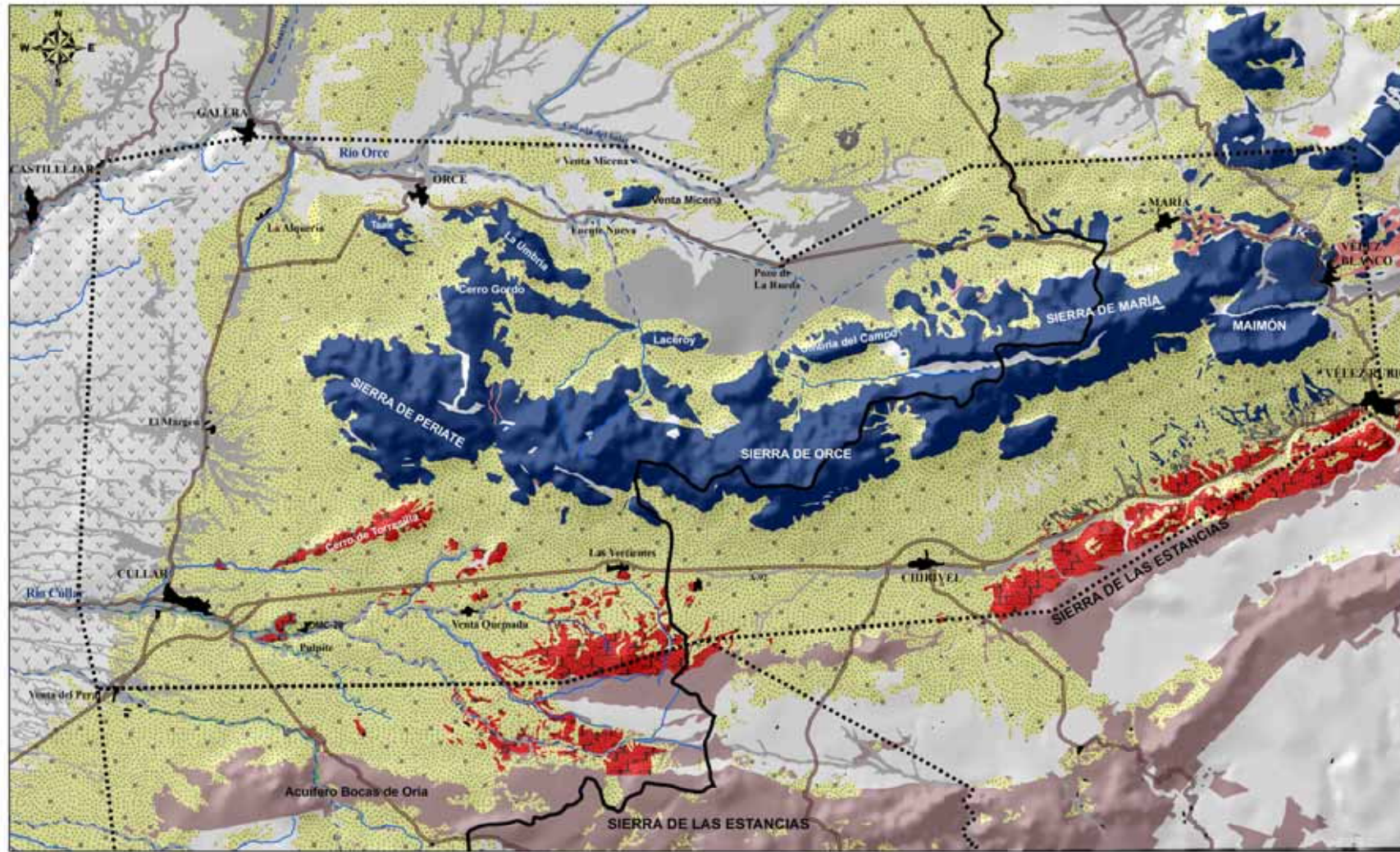
En la Fig. 1.13 se presenta el mapa de permeabilidades de la zona, elaborado a partir del mapa geológico (Fig. 1.12) con los criterios anteriormente mencionados.

La *MAS Orce-María-Cúllar* se caracteriza por un relieve central (Fig. 1.12) constituido principalmente por materiales carbonáticos jurásicos pertenecientes al Subbético Interno (Anexo 1.1, Fig. A1.3). Rodeando a estos relieves carbonáticos, al Norte y Oeste, afloran los materiales detríticos continentales de la Formación Guadix que, hacia el centro de la cuenca, cambian a materiales lacustres pertenecientes a la Formación Baza. Ambas formaciones presentan edades comprendidas entre el Mioceno superior-Cuaternario y se encuentran rellenando la depresión de Guadix-Baza. Los materiales que aparecen son: conglomerados, en las zonas de borde; arenas, limos y yesos, hacia la zona central de la cuenca, y calcilutitas y calizas en los márgenes del río Orce. En la margen meridional de esta MAS se localiza el contacto entre las Zonas Internas y Externas de la Cordillera Bética, en relación con el cual aflora el Complejo Maláguide. Sobre este contacto se localizan un conjunto de formaciones complejas, de edad Terciaria, denominado como Zona Intermedia por Baena et al. (1979).

Dentro de esta MAS se han distinguido dos acuíferos principales. Por un lado, el acuífero carbonático subbético o Subunidad de Orce-María y, por otro lado, el acuífero detrítico miopliocuaternalio de la depresión de Guadix-Baza, denominado en esta zona como Subunidad de Cúllar-Baza (DGOH-IGME, 1993d, CHG-IGME, 2001d). Este último presenta un importante desarrollo en las proximidades de Cúllar y El Margen, borde occidental del depocentro de Baza (Sanz de Galdeano y Peláez, 2007).

El *acuífero carbonático subbético* (o *Subunidad Orce-María*), constituye un acuífero libre, con alta permeabilidad por fisuración y karstificación, salvo en su parte más septentrional donde queda confinado por margas cretácicas y pliocenas. Los materiales permeables suelen ser dolomías y calizas jurásicas (Fig. 1. 14), cuyos espesores pueden ser observados en la misma figura y cuyo basamento se compone de materiales de facies triásicas. La superficie de afloramientos permeables alcanza un valor de hasta 220 km<sup>2</sup>.

El *acuífero miopliocuaternalio* (o *Subunidad de Cúllar-Baza*) está constituido por materiales detríticos depositados entre el Mioceno superior y el Cuaternario. Se trata de un acuífero libre permeable por porosidad que, hacia el interior de la cuenca, pasa a confinado. Dentro de él se han diferenciado una serie de conjuntos litológicos de origen fluvial y lacustre. Por un lado, se encuentran conglomerados, arenas y limos en las proximidades de Cúllar y arenas en la zona del Margen, materiales que evolucionan hacia el centro de la cuenca (Oeste) a facies más limosas con yesos (de carácter menos permeable). Por otro lado, se afloran calizas, calcilutitas, margas y limos en la zona más septentrional, a ambos márgenes del río Orce (Fig. 1.12). Estos materiales se encuentran conectados hidráulicamente con el acuífero carbonático subbético. La potencia de este acuífero es superior a 100 m en las proximidades de Cúllar y Fuente Nueva, aumentando hacia el centro de la cuenca. Asociados a estos materiales y, sobre todo, en las faldas de los relieves carbonáticos, se localizan conos aluviales y canchales, con espesores que llegan hasta los 50 m en la vertiente meridional, costras calcáreas y limos rojos, de 15 m de espesor, y sedimentos aluviales relacionados con la red fluvial.



	Materiales impermeables	Baja Permeabilidad
	Acuífero detrítico cuaternario	Alta Permeabilidad
	Acuífero mioceno cuaternario	Alta Permeabilidad
	Unidad Oligoestrómic	Baja Permeabilidad
	Acuífero carbonático subbético	Alta Permeabilidad
	Acuífero malaguide	Alta Permeabilidad
	A. carbonático alpujárride (U. B.)	Alta Permeabilidad

0 5 10 Km

Red fluvial  
 Nucleo de población  
 Masa de Agua Subterránea (MAS)



Cuenca del Guadiana Menor



Fig. 1.13. Mapa de permeabilidades del Sector Este de la cuenca (MAS Orce-María-Cúllar y borde Noroccidental de la Sierra de las Estancias.

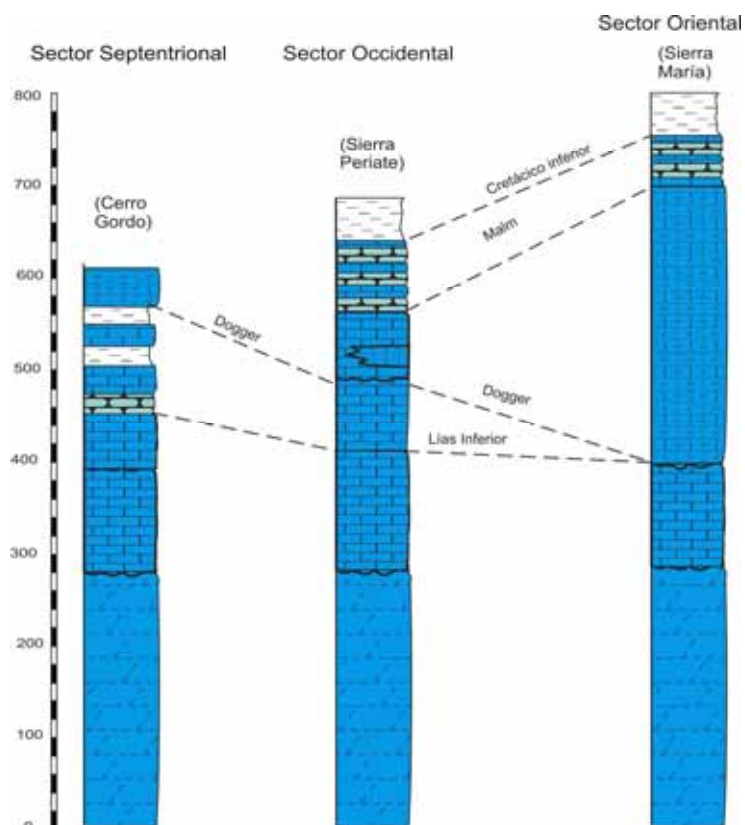


Fig. 1.14. Sección estratigráfica de los materiales pertenecientes al Subbético interno que afloran dentro de la MAS Orce-María-Cúllar, desde la parte occidental a la oriental (modificado de IARA-IGME, 1990).

La *MAS Sierra de las Estancias* se caracteriza por un relieve central constituido por materiales del Complejo Alpujarride: calizas y dolomías triásicas atribuidas a la Unidad de Blanquizaes (Anexo 1.1, Fig. A1.1), con espesores variables entre 200 y 300 m (Fig. 1.15). El sustrato impermeable del acuífero y sus límites septentrional y meridional están constituidos por los esquistos y filitas del Trías inferior y Paleozoico. En las faldas de los relieves carbonáticos alpujarrides, tanto en el borde septentrional como occidental, se localizan materiales detríticos miopliocuaternarios, similares a los descritos en la MAS anterior.

Dentro de esta MAS se han definido cuatro acuíferos: Bocas de Oria, Oria, Barranco de las Minas y Sierra de Lúcar-Cerrón de Baza. Todos ellos descargan hacia la cuenca Mediterránea Andaluza salvo los acuíferos Bocas de Oria y Sierra de Lúcar-Cerrón de Baza, con descargas menores a la cuenca del Guadiana Menor (CHG-IGME, 2001e).

El *Acuífero Bocas de Oria* constituye el afloramiento de dolomías y calizas alpujarrides que se localiza en el borde más septentrional de esta MAS (Fig. 1.13). Este acuífero se encuentra limitado a muro por materiales metapelíticos impermeables y, hacia los bordes, se encuentra conectado con el acuífero detrítico miopliocuaternario. La extensión de este acuífero es de 46 km<sup>2</sup> de los cuales 30 km<sup>2</sup> se encuentran dentro de la cuenca del Guadalquivir.



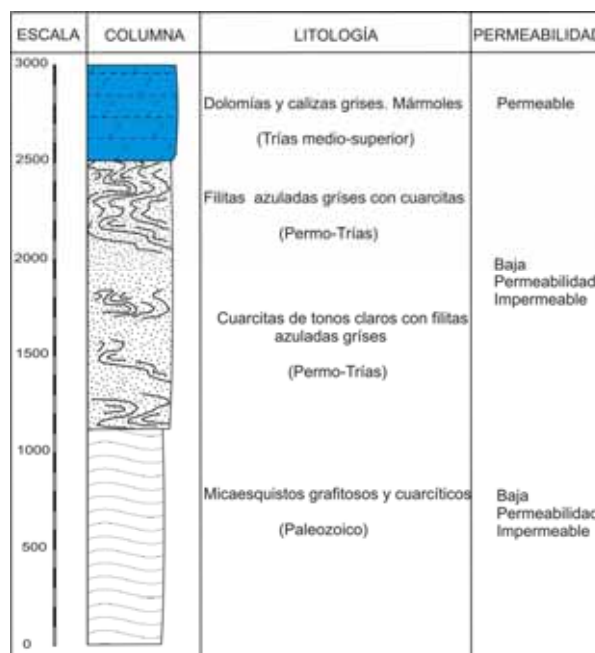


Fig. 1.15. Comportamiento hidrogeológico de los materiales del Complejo Alpujarride en la MAS Sierra de las Estancias.

El *Acuífero Sierra de Lúcar-Cerrón de Baza* se ubica al sur del acuífero Bocas de Oria, con una extensión dentro de la cuenca del Guadiana Menor de 13 km<sup>2</sup>. Presenta características idénticas al anterior en cuanto a materiales acuíferos y tipo de límites.

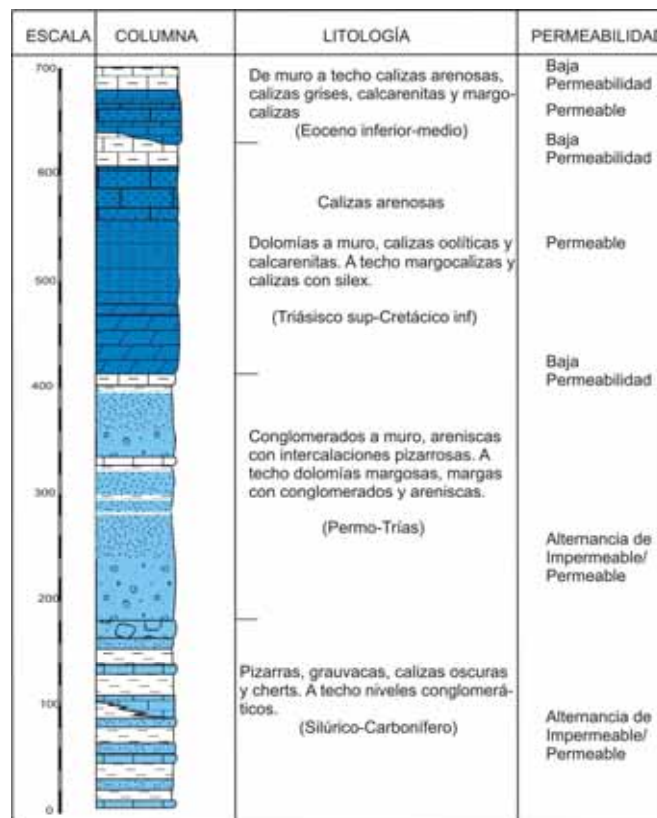


Fig. 1.16. Comportamiento hidrogeológico de los materiales del Complejo Maláguide.

Entre las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias se localizan los materiales del *Complejo Maláguide*, que forman un acuífero de relativa importancia. Destaca el Cerro de Torresilla como afloramiento de mayor extensión, así como el afloramiento en las inmediaciones de la pedanía de Pulpite, entre otros (Fig. 1.13). En la Fig. 1.16 se puede observar la columna litológica de este complejo, en la que se remarcan aquellos materiales acuíferos.

### -SONDEOS DE INVESTIGACIÓN Y PARÁMETROS HIDRÁULICOS

En esta zona se parte de la columna litológica de 23 sondeos, cuya ubicación y características se presentan en la Fig. 1.17 y Tabla 1.2.

Los primeros diez sondeos (Tabla 1.2) fueron construidos por la FAO-IGME entre 1965-1975, por lo que se posee una columna litológica bastante detallada así como información de parámetros hidráulicos. El resto de sondeos indicados, construidos con posterioridad por la CHG y por particulares, han sido incluidos al tener información de la columna litológica perforada y de los parámetros hidráulicos.

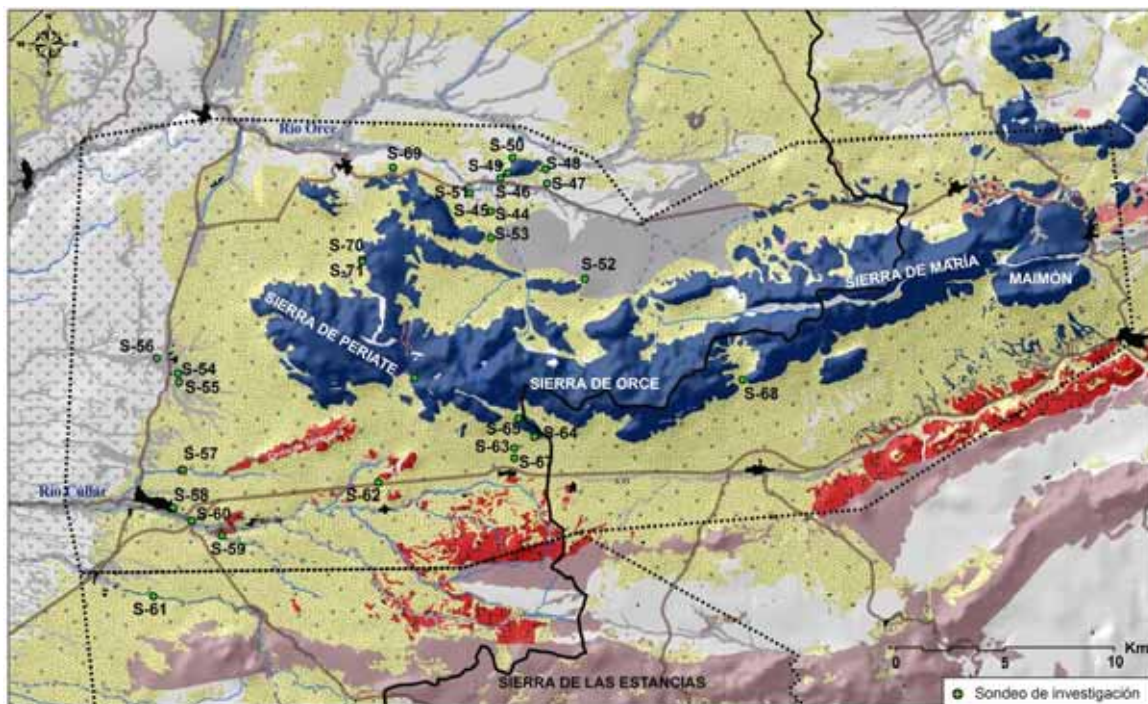


Fig. 1.17. Sondeos de investigación existentes en el Sector Este de la cuenca (MAS Orce-María-Cúllar y borde Noroccidental de Sierra de las Estancias), desde 1969 hasta la actualidad.

En cuanto a los parámetros hidráulicos se tiene información de transmisividad de los acuíferos carbonático subbético, detrítico miopliocuaternalio y Maláguide (Tabla 1.2). Los valores más altos se alcanzan en el acuífero carbonático subbético localizado en la zona septentrional, en los alrededores de Venta Micena y al Este del Cerro de la Umbría, con valores comprendidos entre 1.295 y 8.640 m<sup>2</sup>/d. Le sigue el constituido por materiales del Maláguide, con valores de transmisividad de 580 m<sup>2</sup>/d (S-57). Finalmente, el valor más bajo de transmisividad lo presenta el acuífero detrítico

miopliocuaternalio, en las inmediaciones del núcleo de población de Cúllar (S-59), con valores de 235 m<sup>2</sup>/d. Con respecto a valores de coeficiente de almacenamiento, tan solo se tiene información del acuífero carbonático subbético, con valores comprendidos entre 3 10<sup>-3</sup> y 10<sup>-4</sup> (FAO-IGME, 1975).

Tabla 1.2. Sondeos de investigación construidos por el IGME, CHG y por particulares, con registro litológico conocido, en el Sector Este de la cuenca (MAS Orce-María-Cúllar y borde Noroccidental de la Sierra de las Estancias). También se han incluido los parámetros hidráulicos (T es la transmisividad y S el coeficiente de almacenamiento).

Nº Sondeo	Toponimia	Z (m s.n.m.)	Acuífero	Profundidad (m)	Año	T (m <sup>2</sup> /d)	S
S-44	Orce I	976	Detrítico miopliocuaternalio	250	1967	-	-
S-45	Orce I bis	976	Carbonático Jurásico	424	1968	-	-
S-46	Orce II	957	Carbonático Jurásico	300	1967	9 10 <sup>-2</sup>	-
S-47	Orce III	969	Carbonático Jurásico	242	1967	1,8 10 <sup>-2</sup>	-
S-48	Orce IV	983	Carbonático Jurásico	240	1969	1,5 10 <sup>-2</sup>	1 10 <sup>-4</sup>
S-49	Orce V	995	Carbonático Jurásico	250	1968	2 10 <sup>-2</sup>	3 10 <sup>-3</sup>
S-50	Orce VI	997	Carbonático Jurásico	250	1969	10 <sup>-1</sup> -2 10 <sup>-2</sup>	-
S-51	Orce VII	943	Carbonático Jurásico	386	1069	-	-
S-52	Orce VIII	1044	Carbonático Jurásico	179	1069	-	-
S-53	Orce IX	1012	Carbonático Jurásico	211	1069	1 10 <sup>-2</sup>	-
S-54	Los Burgos	880	Detrítico miopliocuaternalio	60	1985	-	-
S-55	Los Burgos	885	Detrítico miopliocuaternalio	67	1985	-	-
S-56	Cuevas del Collado	850	Detrítico miopliocuaternalio	90	1986	-	-
S-57	CB-4	920	Calizas Malaguide	130	1990	6,7 10 <sup>-3</sup>	-
S-58	El Cercado	900	Detrítico miopliocuaternalio	150	1983	-	-
S-59	Cullar-Baza I	935	Detrítico miopliocuaternalio	84	1989	2,7 10 <sup>-3</sup>	-
S-60	Cullar-Baza II	900	Calizas Malaguide	82	1990	-	-
S-61	Venta del Peral	955	Detrítico miopliocuaternalio	120	1990	-	-
S-62	Venta Quemada	1080	Calizas Malaguide	150	-	-	-
S-63	Suerte del Pajar	1180	Detrítico miopliocuaternalio	111	1984	-	-
S-64	Suerte del Arco	1220	Carbonático Jurásico	138	1984	-	-
S-65	Cortijo las Zanacas	1310	Cretácico	60	1984	-	-
S-66	S Orce-María	1299	Carbonático Jurásico	118	2007	-	-
S-67	Chirivel	1150	Detrítico miopliocuaternalio	58	1984	-	-
S-68	Ch-1	1273	Carbonático Jurásico	245	2001	-	-
S-69	Sondeo Alfonso	995	Carbonático Jurásico	90	1075	-	-
S-70	El Tejalí	1120	Carbonático Jurásico	397	1994	-	-
S-71	El Tejalí	1120	Detrítico miopliocuaternalio	-	1994	-	-

## -TECTÓNICA Y GEOMETRÍA DE LOS MATERIALES ACUÍFEROS

Las Sierras de Orce y María corresponden a una unidad alóctona, emplazada sobre margas del Subbético y de la Zona Intermedia, merced a una superficie de cabalgamiento visible entre María y Vélez Rubio (Fig. 1.12). La Sierra de María, situada en el límite oriental, se caracteriza por presentar dos grandes anticlinales tumbados de dirección E-W y vergencia Sur, visibles en la sierra de María y Maimón, entre los cuales se localiza un sinclinal constituido por margas del Cretácico. Las estructuras compresivas se van haciendo cada vez más apretadas a medida que nos movemos hacia el Este, lo que produce un despeque a través del sinclinal de tal forma que el anticlinal de Sierra María se encuentra cabalgando al de Maimón (Fig. 1.12 y Fig. 1.18, corte 7). En la sierra de Orce también se observa la existencia de pliegues tumbados, anticlinales con vergencia hacia el Sur (IGME, 1988a) y cabalgamientos, con directriz de N 150 E a N-S.

La base de la Subunidad de Orce-María corresponde a una superficie de cabalgamiento deformada. Entre Vélez Blanco y María, esta superficie aflora a 1.000 m s.n.m., mientras que en las cercanías de Orce varios sondeos han perforado el acuífero hasta los 550 m s.n.m., sin localizarlo. Entre ambos extremos hay un sector en el que la base impermeable llega a situarse por encima de los 1.400 m s.n.m., al SW de María, y a 1.200 m s.n.m. en el NE de Chirivel, lo que condiciona un umbral del basamento (Fig. 1.18).

El límite meridional de la Sierra corresponde a una importante fractura verticalizada que pone en contacto el acuífero carbonático subbético con materiales impermeables de la Zona Intermedia (Fig. 1.18, corte 6)

El límite occidental y septentrional del acuífero carbonático subbético se encuentra a mayor cota sobre el basamento impermeable (Fig. 1.18, corte 1) y solapado por los sedimentos detríticos de la cuenca de Guadix-Baza (Fig. 1.18, cortes 2 y 3). Tras las campañas de geofísica (FAO-IGME, 1975), se estableció que el acuífero carbonático subbético no presentaba continuidad bajo el recubrimiento detrítico, salvo en la zona septentrional, al Este del municipio de Orce (corte 1 Fig. 1.18). En las proximidades de Fuente Nueva, el techo del acuífero carbonático alcanza su máxima profundidad, próxima a 360 m (sondeo S-45 Fig. 1.17). Se ha de destacar una disminución en la profundidad del techo del acuífero anterior hacia Venta Micena (ubicada al Norte).

Los depósitos terciarios y cuaternarios, presentes en la margen occidental, presentan espesores importantes, los cuales se encuentran enlazando con costras calcáreas y limos rojos en los páramos de Cúllar-Chirivel y Orce. Según las campañas de geofísica realizadas, la potencia del relleno detrítico es de 150 a 360 m en la zona de borde, sin embargo no se ha podido delimitar el espesor en el sector más occidental, hacia el interior de la cuenca, al no existir contrastes de resistividad (IARA-IGME, 1990).



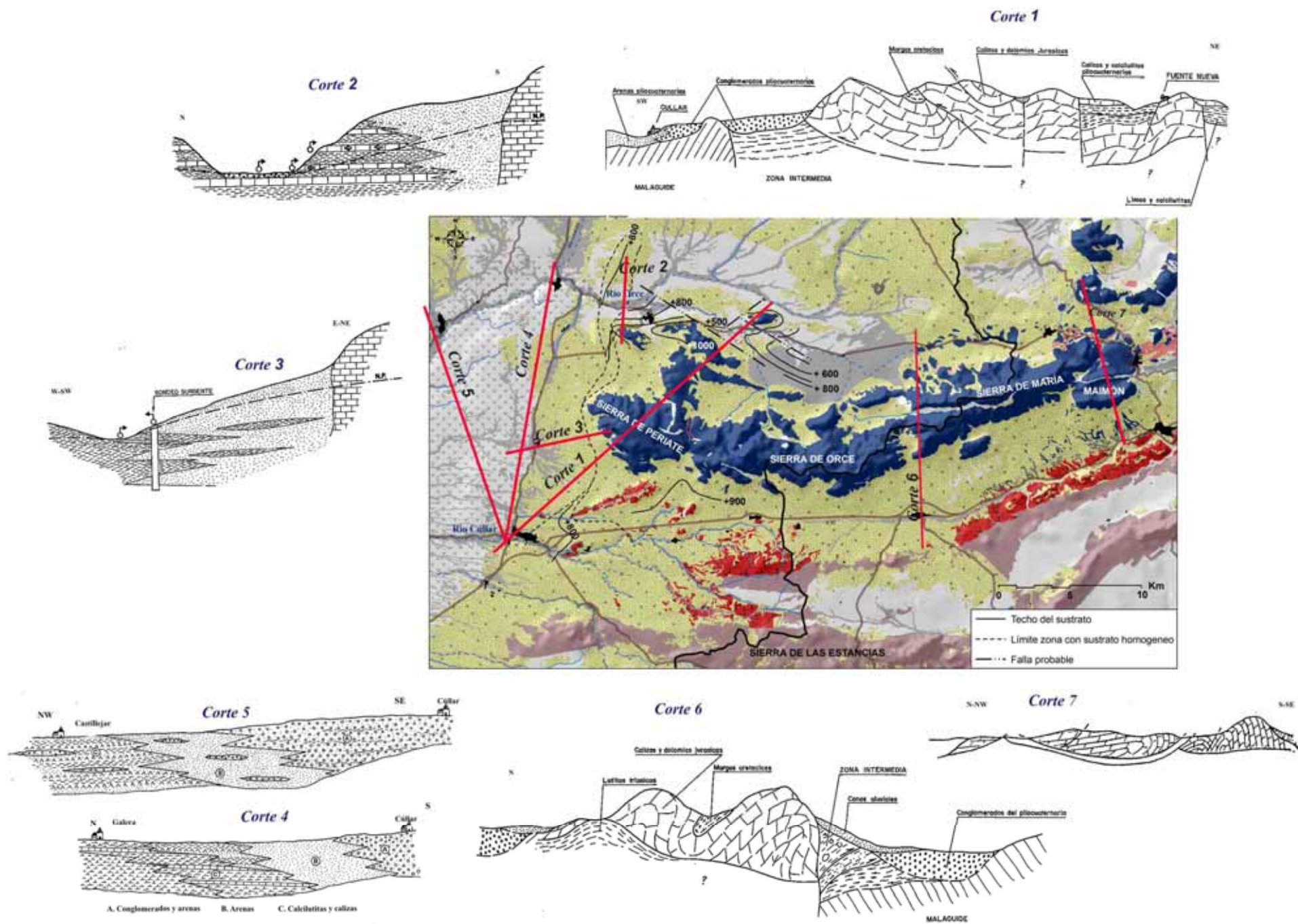


Fig. 1.18. Cortes hidrogeológicos esquemáticos realizados en la MAS Orce-María-Cúllar. (Tomados de IARA-IGME, 1987/88 e IARA-IGME, 1990).



### 1.5.3. Sector Sur (MAS Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencil)

#### -ANTECEDENTES

En el sector Sur de la cuenca del Guadiana Menor se localizan cuatro MAS, en las cuales se han realizando estudios hidrogeológicos desde 1965 hasta la actualidad por parte, principalmente, del IGME y CHG. Los estudios se han centrado mayoritariamente en el acuífero de Baza-Caniles y en las aguas termales de El Jabalcón.

En la Fig. 1.19 se presenta el mapa geológico del Sector Sur, junto con las MAS estudiadas y toponimias utilizadas en la investigación hidrogeológica de esta zona, mapa a partir del cual se ha obtenido el mapa de permeabilidades de la Fig. 1.20, con los criterios ya comentados en apartados anteriores

El primer trabajo hidrogeológico se llevó a cabo dentro del Proyecto del Guadalquivir. Para determinar las posibilidades de explotación de los materiales acuíferos se realizó una campaña de geofísica y se construyeron una serie de sondeos (FAO-IGME, 1975).

Posteriormente, Cruz-San Julián (1970) y Cruz-San Julián y García Rossell (1972) llevaron a cabo un estudio de las características hidrogeológicas en el sector de El Jabalcón y establecieron la presencia de tres tipos de acuíferos, en función de las facies hidroquímicas:

- Acuífero termal de facies clorurada sódico-cálcica, con temperatura de 40°C y surgencias asociadas a las dolomías basales del Subbético Interno (de El Jabalcón)
- Acuífero ligado a las dolomías del Complejo Alpujárride, de facies bicarbonatada cálcico-magnésica.
- Acuífero formado por niveles detríticos pliocenos, con niveles confinados en la zona de Zújar.

A partir de 1972, el IGME integró, dentro de su red de control de recursos y calidad de aguas subterráneas, una serie de manantiales y sondeos de la MAS Baza-Caniles, Jabalcón y Sierra de Baza. En 1979, el mismo organismo llevó a cabo un estudio geotérmico preliminar de las depresiones de Granada, Guadix, Baza. Se observó que la aparición de las manifestaciones termales localizadas tanto en Granada como en Almería se encontraban relacionadas con dos directrices estructurales: N60°E (dirección de plegamiento de las Béticas) y N 30°-40°W (dirección de grandes fracturas de desgarre transversal a la dirección de plegamiento), ambas direcciones con actividad sísmica (IGME, 1979). En 1988 se realizó un estudio para la mejora de los riegos en la Hoya de Baza (IGME, 1988c) donde, entre otros aspectos, se destacó la existencia de dos tipos de acuíferos, denominados como acuífero Mio-Plioceno y acuífero Cuaternario Aluvial; con un trazado de isopiezas convergente hacia la depresión de Baza y una dirección de flujo SW-NE para el acuífero Mio-Plioceno y S-N y SW-NE para el acuífero Cuaternario (IGME, 1988c).



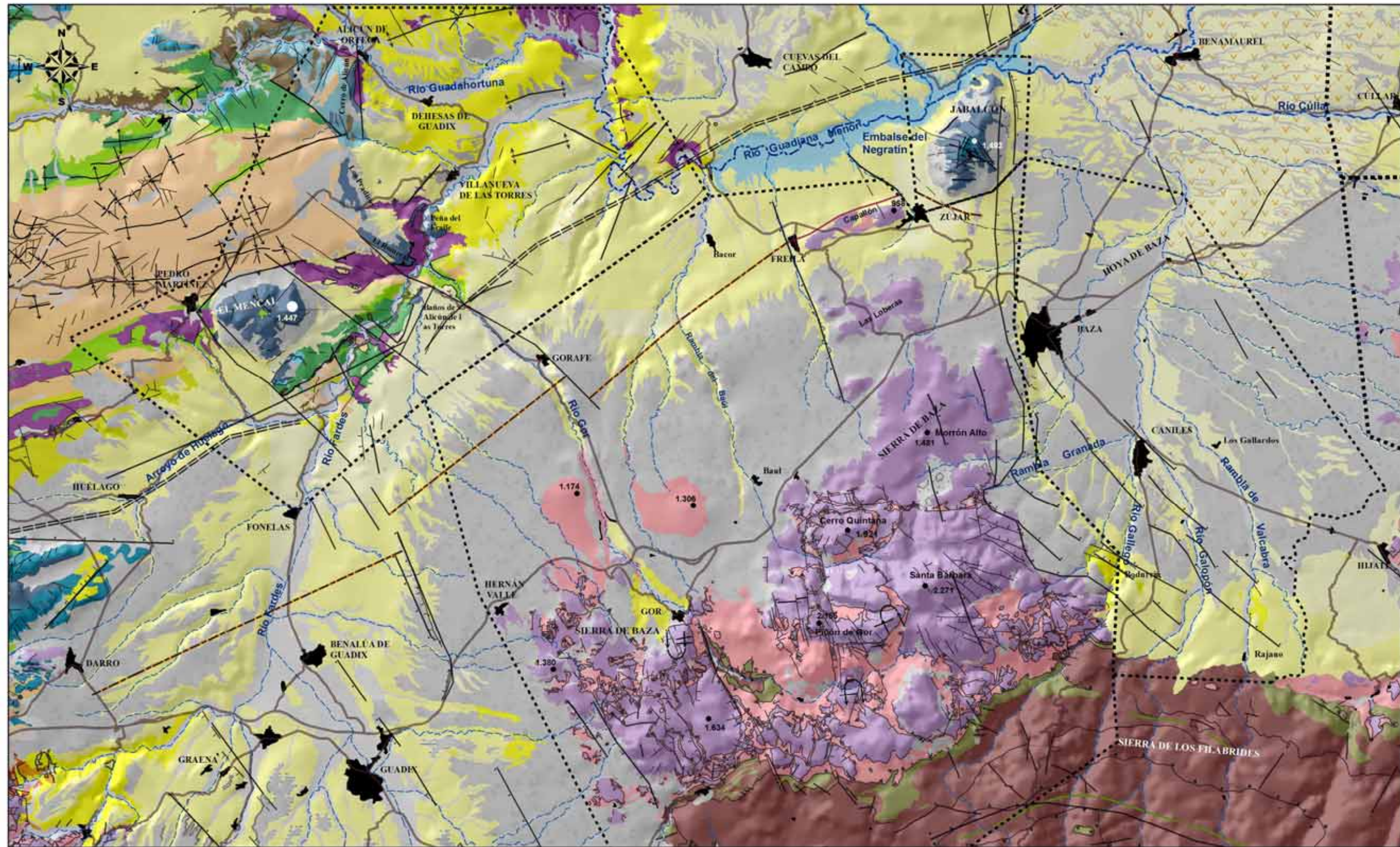


Fig. 1.19. Mapa geológico del Sector Sur de la cuenca (MAS Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencil).



En el mismo año se llevó a cabo un estudio centrado en la investigación en la zona de El Jabalcón para la ubicación de sondeos (PROGEMISA, 1988). En este estudio se distinguieron dos tipos de facies hidroquímicas: por un lado, aguas frías de facies sulfatadas-bicarbonatadas cálcico magnésicas, con un flujo de dirección S-N, y, por otro lado, aguas termales de facies cloruradas sódicas y conductividades muy altas ( $>11000 \mu\text{S}/\text{cm}$ ), de flujo también Sur-Norte, resultado de manifestaciones de un sistema termal de baja temperatura (Hidalgo, 1993).

En 1989 se realizó un nuevo informe que recogió la propuesta de obras de explotación en el acuífero de Baza-Caniles (IARA-IGME, 1989). En 1990 se llevó a cabo un estudio de las posibilidades de recarga artificial, como mejora de los regadíos en el acuífero de Caniles (IGME, 1990). Posteriormente, en 1991 comenzaron los estudios sobre evolución de niveles y aforos en dicho acuífero (IARA-IGME, 1991). Finalmente, en 1993 se realizó un nuevo informe de resultados (IARA-IGME, 1993).

Desde 1993 hasta 2001 se han seguido realizando estudios en la zona, con la elaboración de las normas de explotación en 1993 (DGOH-IGME, 1993f, 1993g, 1993h, 1993i,) y 2001 (CHG-IGME, 2001f, 2001g, 2001h, 2001i), así como informes centrados en el abastecimiento de los diferentes municipios presentes en el área (IGME, 1998; IGME, 2003a; 2003b, 2003c, 2003d, 2003e, 2003f, 2003g, 2003h, 2003i, 2003j).

Además de los estudios técnicos realizados por diferentes organismos, destaca la realización de una Tesis de Licenciatura y una Tesis Doctoral centradas en la hidrogeología de la Hoya de Baza (Hidalgo, 1992 y 1993, respectivamente) y la elaboración de tres trabajos fin de carrera por parte de tres estudiantes de la Freie Universität Berlin (Tiller, 2009; Bahls, 2009; Pusz, 2009). Cabe citar también dos trabajos específicos realizados en los sedimentos de la Formación Baza, uno destinado a la prospección de lignitos terciarios en el sector de Cúllar-Baza (IGME, 1989b) y otro destinado a la explotación de azufre biogénico en varias zonas de la Península Ibérica, entre ellas la cuenca de Guadix-Baza (IGME, 1991)

## -NATURALEZA DE LOS MATERIALES PERMEABLES

La *MAS Baza-Caniles* consiste en una unidad detrítica, con permeabilidad por porosidad intergranular, de  $190 \text{ km}^2$  de superficie permeable. Dentro de ella se distinguen dos acuíferos de edad y geometría diferentes: el miopliocuaternalio y el cuaternario (Fig. 1.20 y Fig. 1.21).

El *acuífero miopliocuaternalio* está constituido por los materiales del Mioceno medio-superior, Plioceno y Pleistoceno, depositados en la cuenca de Baza tras su configuración como tal. Dentro de este acuífero se distinguen tres términos hidrogeológicos diferentes: uno de edad Mioceno medio-superior, formado por calcarenitas, conglomerados y arenas marinas; otro de edad Mio-Pleistoceno, constituido por depósitos fluviales de la Formación Guadix, materiales que hacia el interior de la cuenca cambian de facies sedimentarias a margas, calizas, margocalizas, lutitas, niveles de lignito y yeso, que constituyen la Formación Baza y el último constituido por materiales detríticos del nivel de colmatación, de edad Pleistoceno, que se encuentran sobre los anteriores.

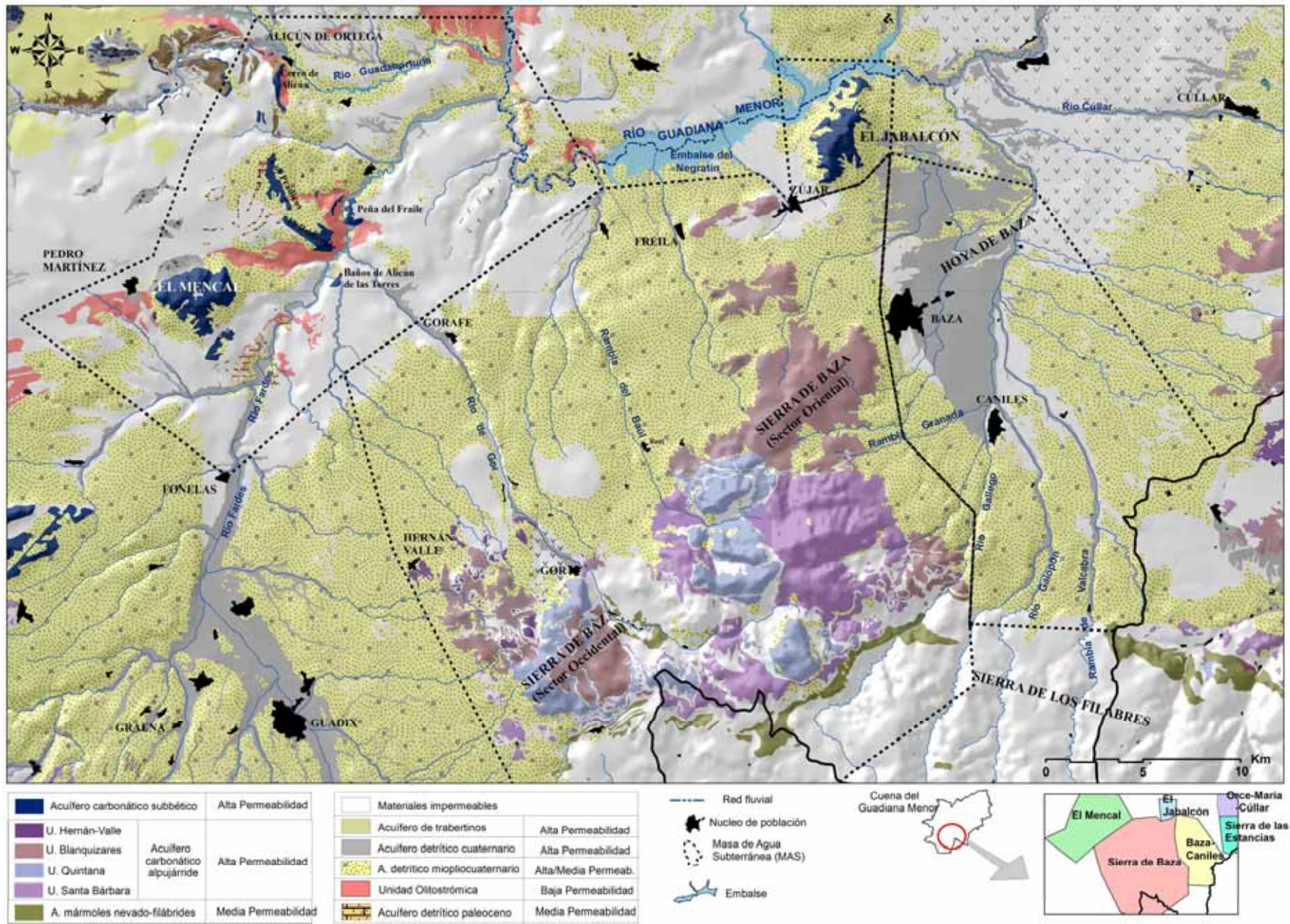


Fig. 1.20. Mapa de permeabilidades del Sector Sur de la cuenca (MAS Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencia).



El primer término hidrogeológico del acuífero miopliocuaternalio se localiza, principalmente, en las cabeceras del río Gallego y rambla de Valcabra, con una extensión y disposición hacia el centro de la cuenca desconocida en detalle. El segundo término, está constituido por depósitos de abanicos aluviales de compleja disposición espacial, como resultado de la diversa orientación y extensión de cada una de las generaciones de abanicos aluviales que lo forman y de los cambios de facies con la Formación Baza. Estos cambios de facies hace que el acuífero pase de libre a confinado hacia el centro de la cuenca.

La superficie de afloramientos permeables es de 155 km<sup>2</sup> (sin considerar el acuífero cuaternario) y su espesor medio del orden de 200-300 m, con mínimos de 100-150 m en los alrededores de Baza y máximos de hasta 500 m en el entorno de Caniles (IARA-IGME, 1989, 1991). El tercer término hidrogeológico lo constituye el glacis o nivel de colmatación, de poco espesor, que se encuentra sobre los materiales anteriormente descritos y sobre los materiales carbonáticos alpujárrides de la Sierra de Baza (Fig. 1.21).

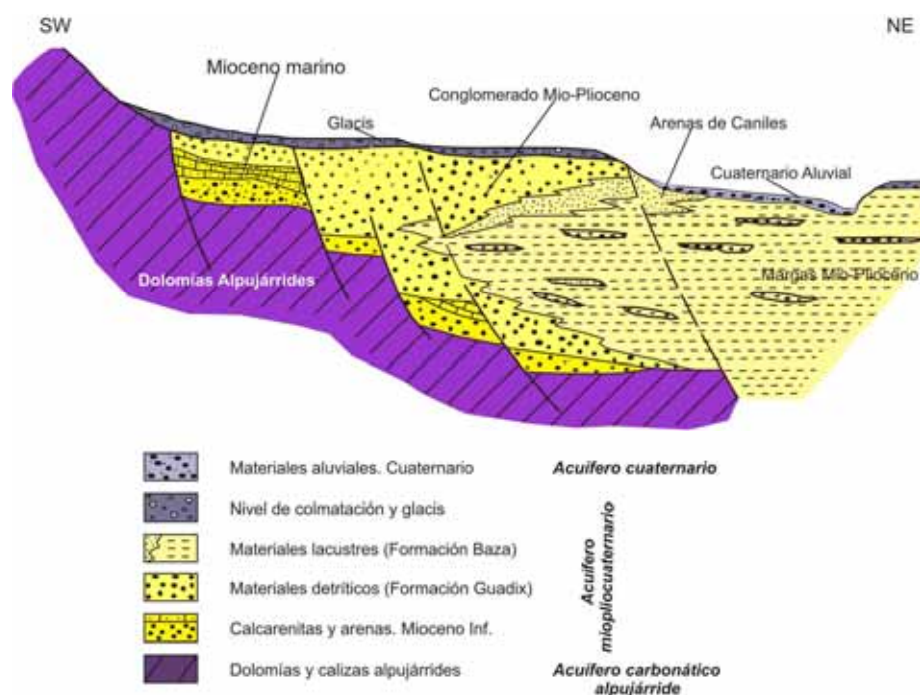


Fig. 1.21. Esquema geológico de los materiales detríticos que rellenan la cuenca de Baza en el área comprendida por la MAS Baza-Caniles. Se destacan los conjuntos hidrogeológicos que forman el acuífero miopliocuaternalio. (Junta de Andalucía-IGME, 1998)

El límite occidental del acuífero lo constituyen los materiales carbonáticos alpujárrides de la Sierra de Baza, límite abierto muy verticalizado que pone en contacto materiales permeables de ambas masas de agua, a través del cual la MAS Baza-Caniles recibe parte de su alimentación. El límite meridional lo constituyen los materiales metapelíticos pertenecientes al Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de los Filabres, a través del cual no se produce flujo subterráneo. El resto corresponde a un cambio lateral de facies a materiales margosos y margo-evaporíticos de la Formación Baza (Fig. 1.21).

El *Acuífero cuaternario* se localiza asociado a la margen izquierda del río de Baza (Fig. 1.20 y Fig. 1.21). Está compuesto por materiales detríticos: gravas con matriz lutítica y arenas limosas que corresponden a los depósitos de llanura de inundación y a antiguas terrazas (ITGE, 2000). Presenta una superficie de afloramiento de 35 km<sup>2</sup> y un espesor medio de 20 m, aunque en algunas zonas puede alcanzar los 50 m. Se trata de un acuífero libre desconectado del acuífero miopliocuaternario por los materiales margosos de la Formación Baza, salvo en la cabecera de los ríos Gallego y Galopón y rambla de Valcabra, donde estos materiales se sitúan encima de los materiales de la Formación Guadix (Fig. 1.20). Este acuífero se encuentra alimentado por el miopliocuaternario y por la infiltración de los ríos en épocas de aguas altas.

La *MAS El Jabalcón* es una unidad principalmente carbonatada, constituida por calizas y dolomías jurásicas atribuidas, según investigaciones recientes, a una zona más interna que el Subbético Interno pero perteneciente a las Zonas Externas (Cruz-San Julián y García Rosell, 1972; Martín-Algarra, 1987), rodeada por materiales detríticos miopliocuaternarios. Los materiales carbonáticos constituyen un acuífero libre, permeable por fisuración y karstificación. Esta MAS presenta una superficie permeable de unos 11 km<sup>2</sup> y una potencia de materiales acuíferos que llega hasta los 500 m. Aunque el sustrato impermeable es desconocido, se piensa que puede estar constituido por materiales triásicos (Cruz-San Julián, 1970; Cruz-San Julián y García Rosell, 1972; Hidalgo, 1993).

En su borde noroccidental se localizan los manantiales termales, denominados desde 1697 como los Baños de Zújar (Limón Montero, 1697). Utilizados desde la época romana, se encuentran hoy día bajo las aguas del embalse del Negratín. Al Sur de El Jabalcón se localizan manantiales no termales (Tres Fuentes, Fuente Grande y La Alcanácea) que presentan relación con la Sierra de Baza y están asociados al contacto entre las Zonas Internas y Zonas Externas (Cruz-San Julián, 1970; Cruz-San Julián y García Rosell, 1972; Hidalgo, 1993).

El Jabalcón presenta una morfología subcircular alargada de dirección N-S. En su falda occidental la estructura es la de un anticlinal (de dirección NNW-SSE transversal, perpendicular a las fracturas más importantes de las Cordilleras Béticas) acompañada de fallas inversas de vergencia Sur. En la cumbre del afloramiento carbonático subbético se observa una estructura sinclinal de dirección N-S (Cruz-San Julián, 1970; Cruz-San Julián y García Rosell, 1972; Fallot y Solé, 1957; Durand-Delga y Foucault, 1968). En el Jabalcón se han observado tres sistemas de fracturación: N60-70E (accidente Cádiz-Alicante), N120-150E y N10-30E que condicionan la disposición en bloques (Cruz-San Julián, 1970; Cruz-San Julián y García Rosell, 1972).

Esta MAS, limita al Norte con el embalse del Negratín, lugar donde se producen las descargas principales. Al Oeste y Sur se encuentra limitada por los materiales detríticos del acuífero miopliocuaternario y al Este se localiza una importante zona de falla y el inicio del depocentro de Baza.

La *MAS Sierra de Baza* está ubicada en la zona central del Sector Sur de la cuenca (Fig. 1.19 y Fig. 1.20), se encuentra representada por la Sierra de Baza. En ella afloran materiales pertenecientes al Complejo Alpujárride, en la mayor parte del área, y

materiales del Complejo Nevado-Filábride, en la zona más meridional. Salvo en la zona Sur, esta MAS se encuentra rodeada por materiales detríticos del relleno de la cuenca de Guadix-Baza.

Como se detalla en el Anexo 1.1, en la Sierra de Baza se han diferenciado cuatro unidades alpujárrides superpuestas tectónicamente sobre el Complejo Nevado-Filábride, que de inferior a superior son: Santa Bárbara, Quintana, Blanquizares y Hernán-Valle. Cada unidad presenta una formación basal metapelítica del Paleozoico, una segunda formación metapelítica con niveles de cuarcitas, carbonatos y yesos (descritos tan solo en Blanquizares), de edad Permo-Triásica, y finalmente, una tercera formación constituida por potentes tramos de dolomías, calizas o mármoles dolomíticos y calizos del Triásico medio-superior.

El acuífero principal corresponde al *acuífero carbonático alpujárride*, constituido por los tramos calcáreos triásicos de cada uno de las unidades alpujárrides presentes en la Sierra de Baza. Estos materiales carbonáticos poseen una permeabilidad alta por fisuración y/o karstificación y se encuentran desconectados, unos de otros, por la formación metapelítica de base, impermeable, y por los materiales metapelíticos del Complejo Nevado-Filábride en la zona meridional.

En la Sierra de Baza, a grandes rasgos, se individualizan dos sectores acuíferos: el Sector Oriental y el Sector Occidental, separados por el núcleo de un anticlinorio en el que afloran materiales esquistosos Nevado-Filábrides. Dicha estructura presenta una dirección NNW-SSE y coincide con el cauce del río Gor y su prolongación hacia el Sur (Fig. 1.20 y Fig. 1.22). Esta estructura anticlinal ha permitido la existencia de un flujo en el Sector Occidental hacia el Oeste y Norte y en el Sector Oriental hacia el Este y Norte.

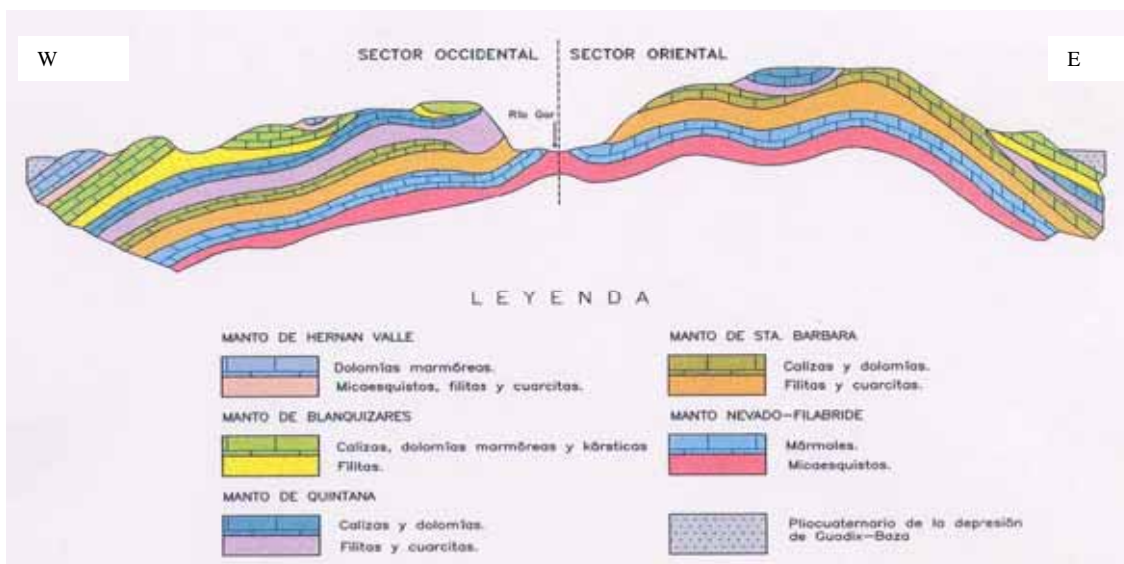


Fig. 1.22. Corte esquemático de la disposición de las unidades alpujárrides en la Sierra de Baza. (Junta de Andalucía-ITGE, 2000).

En el Sector Occidental afloran materiales de las unidades Quintana, Blanquizaes y Hernán-Valle (Fig. 1.20). El nivel de descarga principal se sitúa a cota 1.150 m s.n.m., con descargas subterráneas hacia las MAS colindantes, tanto hacia la MAS Guadix-Marquesado como hacia los materiales detríticos miopliocuaternarios del límite septentrional (Junta de Andalucía-ITGE, 2000). En el Sector Oriental se individualizan, a su vez, varias zonas: una zona meridional (Fig. 1.20), donde se localiza una banda de mármoles nevado-filábrides, cuyo drenaje se produce hacia los ríos Gallego y Galopón; una zona septentrional, donde aflora la Unidad de Blanquizaes, que se extiende hacia El Jabalcón y presenta descargas ocultas hacia el acuífero detrítico miopliocuaternario del borde Norte de la Sierra, visibles a través de una serie de manantiales al Sur de El Jabalcón (Fuente Grande de Zújar, La Alcanácea y Tres Fuentes); una zona oriental, caracterizada en su parte Norte por la Unidad de Blanquizaes; una zona central donde afloran materiales de la Unidad de Santa Bárbara, ambas con descargas ocultas hacia el acuífero miopliocuaternario de Baza-Caniles y una zona occidental donde afloran materiales carbonáticos de las unidades Quintana y Santa Bárbara, cuyas descargas se producen de forma oculta hacia el borde NW de la Sierra de Baza, hacia los materiales detríticos de las inmediaciones de la pedanía de Baúl.

El segundo acuífero en importancia es el *acuífero detrítico miopliocuaternario*, que correspondería con el acuífero mioplioceno definido hasta el momento (Hidalgo, 1992, 1993; DGOH-IGME, 1993h; CHG-IGME, 2001h). Se ha considerado conveniente cambiar su denominación al estar constituido por calcarenitas y conglomerados marinos del Mioceno medio-superior, por materiales detríticos de la Formación Guadix (de edad Mioceno superior-Pleistoceno, Fig. A1.5) y por materiales del nivel de colmatación, glaciares y derrubios de ladera, del Cuaternario, que se encuentran sobre los materiales anteriores (Fig. 1.21). Todos ellos se encuentran conectados hidráulicamente entre sí y también con el acuífero carbonático alpujarride. Estos materiales presentan una permeabilidad variable, en general media-alta, y presentan un gran desarrollo tanto hacia el Este, en las proximidades de los núcleos de Baza y Caniles, como hacia el Oeste, en el entorno de Freila y Gorafe, lugar donde se localizan los dos depocentros más importantes (Fig. 1.4 y Fig. 1.5). El sustrato impermeable de estos materiales lo constituyen las margas y limos miocenos de la Unidad Inferior de la cuenca de Guadix-Baza, materiales que se encuentran aflorando en el borde SE de la Sierra de Baza (en Bodurria, Fig. 1.19) y al Norte del núcleo de Gor. Los límites impermeables septentrional, occidental y oriental lo forman las margas, limos y yesos de la Formación Gorafe-Huélago (en la cuenca de Guadix) y la Formación Baza (en la cuenca de Baza) (Fig. 1.19 y Anexo 1.1). Estos materiales detríticos, que se encuentran bordeando los relieves alpujarrides, se disponen sobre los afloramientos de Zonas Internas, de manera que impiden conocer con precisión la extensión de estos últimos. Los datos geofísicos y de sondeos existentes, indican que los límites oriental y occidental se encuentran muy verticalizados, por lo que podrían marcar la extensión máxima de los tramos permeables. Sin embargo, en la zona septentrional los límites son muy tendidos, apareciendo afloramientos calcáreos aislados entre los materiales detríticos.

El tercer y último acuífero es el *acuífero carbonático nevado-filábride*, constituido por mármoles del Complejo Nevado-Filábride que afloran en el borde meridional de la



MAS y en la cabecera del río de Gor (Fig. 1.19 y Fig. 1.20). Este acuífero presenta una superficie de 15,5 km<sup>2</sup>.

La *MAS El Mencal*, que se localiza en la zona más occidental del área de estudio, está representada por afloramientos de materiales del Subbético Medio. Estos materiales se encuentran en contacto con materiales neógenos y cuaternarios de la cuenca de Guadix, así como con la Unidad Olistrotrómica. En la zona destacan grandes accidentes tectónicos de dirección NE-SW como son la falla Cádiz-Alicantes (que más que una única falla, se trata de una zona de falla) y el contacto entre las Zonas Internas y Externas Béticas (Z.I.E.), así como otros accidentes tectónicos de dirección NW-SE entre los cuales están la falla de Pedro Martínez y la de Gorafe (Fig. 1.3). Asociados a esta intensa tectónica aparece un termalismo importante en los Baños de Alicún de las Torres (Fig. 1.19).

Los materiales de esta MAS presentan características hidrogeológicas muy diferentes. Algunos son netamente impermeables o de muy baja permeabilidad, como los conjuntos margosos triásicos, cretácicos, eocenos y los tramos menos detríticos oligocenos, miocenos y plio-cuaternarios. Los materiales que mayor permeabilidad presentan son las calizas y dolomías jurásicas subbéticas, los conglomerados miopliocuaternarios y los depósitos detríticos aluviales cuaternarios de los ríos Fardes y Guadahortuna (Fig. 1.19 y Fig. 1.20).

Los acuíferos carbonáticos están constituidos por pequeños afloramientos dispersos de carbonatos subbéticos, que en conjunto totalizan una superficie permeable de unos 17 km<sup>2</sup>. El sustrato impermeable, está formado por materiales arcillosos y yesíferos de facies triásicas de la Unidad Olistrotrómica. Los límites de los afloramientos carbonáticos, cuando no se encuentran tapados por depósitos recientes y son visibles, son de carácter tectónico. En algunos casos, los carbonatos subbéticos se encuentran superpuestos mecánicamente a materiales eocenos de carácter olistrotrómico e incluso a materiales oligocenos. Sin embargo, los datos hidrogeológicos (inexistencia de puntos de descarga significativos) pueden indicar un cierto enraizamiento en profundidad de las calizas hacia el Este (ITGE, 1996).

En función de la naturaleza de los afloramientos permeables dentro de la MAS se han diferenciado dos tipos de acuíferos (CHG-IGME, 2001i): el *carbonático subbético* y el *detrítico*.

El *acuífero carbonático subbético* lo constituyen los afloramientos carbonáticos jurásicos distribuidos dentro de la MAS. En total se han identificado seis afloramientos que han dado lugar a seis subunidades acuíferas (DGOH-IGME, 1993i; CHG-IGME, 2001i).

- Subunidad El Mencal (CHG-ITGE, 1993). Es el afloramiento de mayor extensión (8,7 km<sup>2</sup>). Ubicado al SW de la MAS, con una potencia superior a los 300 m, rodeado por completo de materiales terciarios y cuaternarios de diferentes permeabilidades.
- Subunidad del Cerro de Alicún de Ortega (IGME, 1983b). Tiene una superficie permeable de 1,2 km<sup>2</sup> y 200 m de potencia. Se localiza en la parte más

noroccidental de esta MAS. El sustrato de este acuífero se encuentra constituido por facies triásicas y materiales margosos jurásicos y cretácicos subbéticos.

- Subunidad del Romeral (IGME, 1984b). Presenta una superficie de 3,5 km<sup>2</sup>. Se encuentra cabalgando al Oeste y Norte sobre margas y margocalizas terciarias y al Sur y Este sobre margas y arcillas triásicas (Fig. 1.19).
- Subunidad Cerro de los Pradicos. Se ubica al Norte del anterior, independizado de éste y con una superficie de 2,4 km<sup>2</sup>.
- Subunidad Peña del Fraile (IGME, 1984b). Tiene 0,6 km<sup>2</sup> de superficie permeable. Se encuentra sobre materiales triásicos y terciarios impermeables.
- Subunidad Baños de Alicún. Es el acuífero de menor superficie permeable: 0,4 km<sup>2</sup>. Se encuentra asociado a la falla Cádiz-Alicante y en el borde Noroccidental, se han localizado numerosos manantiales termales con un caudal conjunto de 80 l/s (DGOH-IGME, 1993i; CHG-IGME, 2001i)

El *acuífero detrítico* lo constituyen los afloramientos aluviales cuaternarios de los ríos Fardes y Guadahortuna, cuyo sustrato impermeable está constituido por margas terciarias (margas del Mioceno) (DGOH-IGME, 1993i; CHG-IGME, 2001i).

- Subunidad aluvial del río Guadahortuna. Corresponde a las terrazas aluviales del río Guadahortuna y afluentes. Constituyen un acuífero de más de 11 km<sup>2</sup> superficie y 50 m de espesor máximo. Desde el punto de vista litológico, los materiales se componen de arcillas, limos y gravas, con predominio de facies detríticas gruesas hacia el muro del aluvial.
- Subunidad aluvial del río Fardes. Corresponde a las terrazas aluviales del río Fardes y afluentes, incluido el río Gor. Se compone de materiales detríticos muy permeables, con predominio de la facción gruesa. Su extensión es de 14 km<sup>2</sup> y su espesor medio de 15 m.

### -SONDEOS DE INVESTIGACIÓN Y PARÁMETROS HIDRÁULICOS

En el Sector Sur se han seleccionado 79 sondeos con información de la columna litológica atravesada y de parámetros hidráulicos (Tabla 1.3, Fig. 1.23 y Base de Datos IGME). La gran mayoría de sondeos se ubican en el acuífero detrítico de Baza-Caniles y en la transversal Sierra de Baza-Zújar, Sierra de Baza-Freila. Entre Freila y el río Gor no se tiene información al respecto, debido al escaso número de sondeos construidos.

Como se puede observar en la Tabla 1.3, se dispone de gran información sobre valores de transmisividad en todos los acuíferos salvo en el acuífero detrítico cuaternario. Los valores más altos se alcanzan en el acuífero carbonático subbético de El Jabalcón, concretamente en el borde septentrional, en el sondeo S-106, próximo a los manantiales principales. Le sigue el acuífero carbonático alpujarride con valores máximos en el borde septentrional de la Sierra de Baza, en las proximidades de los sondeos S-70 y S-71. En este acuífero los valores de transmisividad descienden hacia el Norte, alcanzando valores muy bajos en las proximidades del contacto con las Zonas Externas (S-110).

Tabla 1.3. Sondeos de investigación construidos por el IGME, CHG y por particulares, con registro litológico conocido, en el Sector Sur de la cuenca (MAS Orce-María-Cúllar y borde Noroccidental de la Sierra de las Estancias). También se han incluido los parámetros hidráulicos (T es la transmisividad).

Nº Sondeo	Toponimia	Z (m s.n.m.)	Acuífero	Profundidad (m)	Año	T (m <sup>2</sup> /d)
S-69	Atalaya I	1000	Carbonático alpujárride	188	-	20-285
S-70	Atalaya III	1031	Carbonático alpujárride	226	1998	950-3540
S-71	Atalaya II Bis	1022	Carbonático alpujárride	229	2003	620-1730
S-72	Baza I	961	Detrítico miopliocuaternalio	187	1968	310-490
S-73	Baza II	959	Detrítico miopliocuaternalio	180	1968	130-260
S-74	Vegarada	975	Detrítico miopliocuaternalio	105	1970	-
S-75	Caniles (Vegarada)	978	Detrítico miopliocuaternalio	160	1970	-
S-76	Las Molineas	915	Detrítico miopliocuaternalio	81	1989	-
S-77	Barranco Guerrero	978	Detrítico miopliocuaternalio	208	1989	-
S-78	Barranco del Agua	934	Detrítico miopliocuaternalio	154	1989	-
S-79	Rambla Granada	962	Detrítico miopliocuaternalio	203	1989	-
S-80	Batán	820	Detrítico miopliocuaternalio	310	1989	-
S-81	Los Curaderos	835	Detrítico cuaternario	11	1986	-
S-82	Cortijo Capador	825	Detrítico cuaternario	15	1988	-
S-83	Berrea	870	Detrítico miopliocuaternalio	66	1984	-
S-84	Cueva los Mancezos	935	Detrítico miopliocuaternalio	60	1986	-
S-85	Caniles IX	845	Detrítico miopliocuaternalio	190	1992	-
S-86	Caniles I	860	Detrítico miopliocuaternalio	150	1991	615
S-87	Caniles II CHG	860	Detrítico miopliocuaternalio	76	1992	-
S-88	Caniles III	920	Detrítico miopliocuaternalio	100	1991	640
S-89	Caniles X	840	Detrítico miopliocuaternalio	145	1992	-
S-90	Valcabra	940	Detrítico miopliocuaternalio	40	1980	-
S-91	Caniles II FAO	930	Detrítico miopliocuaternalio	100	1970	600-735
S-92	Cjo Viernes	1014	Detrítico miopliocuaternalio	50	-	-
S-93	Barranco de la Cerrá	1017	Detrítico miopliocuaternalio	175	1987	-
S-94	Cortijo Tullido	959	Detrítico miopliocuaternalio	150	1989	-
S-95	Florentos	1028	Detrítico miopliocuaternalio	155	1989	-
S-96	Caniles VI	995	Detrítico miopliocuaternalio	110	1991	1,5-4,2
S-97	Hijate I	985	Detrítico miopliocuaternalio	63	1967	-
S-98	Cortijo del Barranco	1080	Detrítico miopliocuaternalio	150	1989	-
S-99	Caniles V	970	Detrítico miopliocuaternalio	84	1991	-
S-100	Caniles VII	990	Detrítico miopliocuaternalio	109	1991	-
S-101	Caniles VIII	1030	Detrítico miopliocuaternalio	150	1991	6-60
S-102	Baños de Zújar	655	Carbonático subbético	136	1991	6300
S-103	Baños de Zújar	678	Carbonático subbético	135	1991	1035
S-104	Baños de Zújar	679	Carbonático subbético	87	1991	-
S-105	Baños de Zujar.	655	Carbonático subbético	143	1991	-
S-106	Zujar	655	Carbonático subbético	135	1991	10370
S-107	Zujar I (El Pando)	838	Detrítico miopliocuaternalio	151	1965	-
S-108	Zujar III	990	Carbonático alpujárride	160	1969	9500
S-109	Zujar II	840	Detrítico miopliocuaternalio	125	1967	-
S-110	S. Fuente Grande I.	879	Carbonático alpujárride	102	1987	55
S-111	La Alcanacia I	882	Carbonático alpujárride	103	1987	425
S-112	Baños de Zamora.	820	Detrítico miopliocuaternalio	86	1985	-
S-113	Cuesta Montesinos.	825	Detrítico miopliocuaternalio	100	1985	-
S-114	Cortijo Peña	758	Detrítico miopliocuaternalio	100	1982	-
S-115	La Heredada	940	Carbonático alpujárride	120	1987	-
S-116	Polígono	840	Detrítico miopliocuaternalio	102	-	35
S-117	Sondeo	772	Detrítico miopliocuaternalio	62	1988	-
S-118	Villanueva Torres	700	Carbonático subbético	28	1985	-
S-119	Carigüela	960	Carbonático subbético	100	1996	-
S-120	Sondeo	700	Detrítico cuaternario	19	1984	-
S-121	Depósito Agua	740	Detrítico miopliocuaternalio	177	1995	310
S-122	Freila I	900	Detrítico miopliocuaternalio	200	1968	-
S-123	Freila II	850	Carbonático alpujárride	140	1968	-
S-124	S. Negratín Freila	680	Detrítico miopliocuaternalio	102	1990	3-6
S-125	Freila III	760	Detrítico miopliocuaternalio	119	1989	2-2,5
S-126	Freila IV	850	Detrítico miopliocuaternalio	151	1989	40-120
S-127	Freila I CHG	840	Detrítico miopliocuaternalio	120	1989	18-23
S-128	Corrales de Rasmal	880	Detrítico miopliocuaternalio	151	1989	40-120
S-129	Rambla Serbalillo	760	Detrítico miopliocuaternalio	119	1986	-
S-130	Sondeo	760	Detrítico miopliocuaternalio	203	2004	-
S-131	Sondeos	1079	Margocalizas Paleoceno	60	1975	-
S-132	Gorafe	840	Detrítico miopliocuaternalio	151	1989	140-165
S-133	Gorafe 2	840	Detrítico miopliocuaternalio	65	1991	7-55
S-134	Rambla de Freila	913	Carbonático alpujárride	152	1984	1035
S-135	El Túnel	1040	Carbonático alpujárride	240	2000	3195
S-136	La Ermita	1148	Carbonático alpujárride	75	1988	-
S-137	Hernán Valle	957	Carbonático alpujárride	80	1969	-
S-138	Los Cucones	1010	Carbonático subbético	266	1981	-
S-139	Cañada de la Torre	1000	Carbonático subbético	300	1987	-
S-140	La Barrilla	985	Detrítico miopliocuaternalio	172	2002	-
S-141	Cortijo Casablanca 1	1112	-	400	2004	-
S-142	Cortijo Casablanca 2	1125	Carbonático alpujárride	410	2004	-
S-143	Cortijo Casablanca 3	1125	Carbonático alpujárride	420	2004	-
S-144	Veredas Blancas	870	Detrítico miopliocuaternalio	100	1992	-
S-145	Guadix I	940	Detrítico miopliocuaternalio	130	1990	-
S-146	Pozo 2	1465	Carbonático alpujárride	120	-	425
S-147	SB-1	1011	Carbonático alpujárride	131	2000	-





El acuífero detrítico miopliocuaternalio es el acuífero que presenta valores de transmisividad inferiores (Tabla 1.3). El rango de variación en este acuífero se sitúa entre 735 y 1,5 m<sup>2</sup>/d, los valores más elevados se han obtenido en los alrededores del Caniles (S-91, S-88 y S-86) y los valores más bajos se han obtenido en los alrededores de Freila y Zújar, con mínimos en la MAS Baza-Caniles, en las cabeceras de los ríos Gallego (101) y Galopón (S-96).

#### -GEOMETRÍA DE LOS MATERIALES ACUÍFEROS

Para el establecimiento de la geometría del acuífero, además de partir de la información de la FAO-IGME (1975), se ha utilizado la campaña de geofísica realizada en la zona de Baza-Guadix, durante 1999 (ITGE, 1999a).

Como resultado de ambas campañas, se parte de 21 secciones (líneas en azul dentro de la Fig. 1.24). Las líneas continuas reflejan los perfiles realizados por la FAO a finales de los años sesenta y las líneas discontinuas las realizadas por el ITGE en 1999 (ITGE, 1999a). En la misma figura se han incluido varias interpretaciones de las secciones más significativas. Estas confirman la existencia de un importante depocentro en la MAS Baza-Caniles, e informan sobre la disposición del basamento alpujarride bajo los materiales detríticos terciarios.



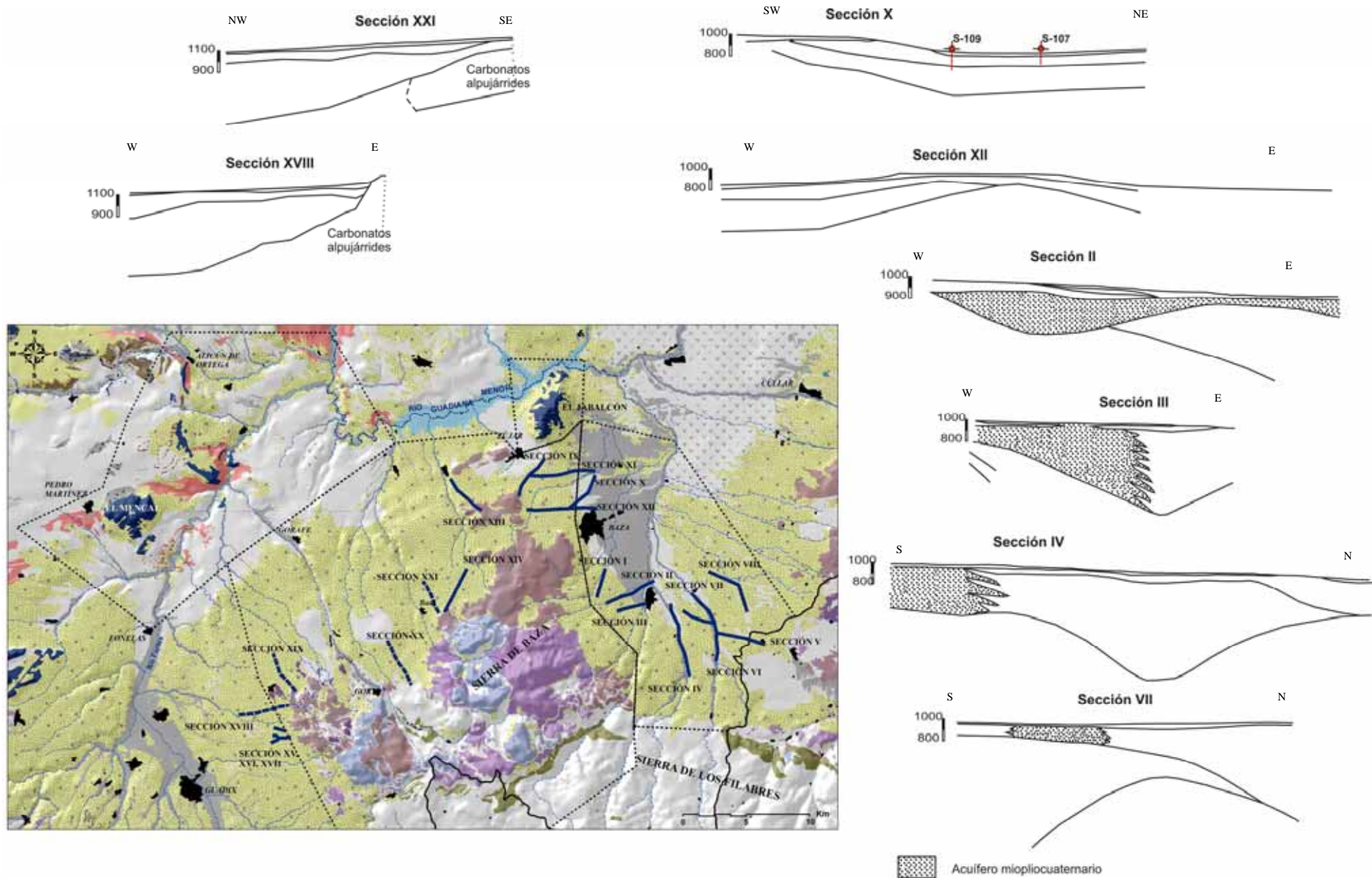


Fig. 1.24. Ubicación de los perfiles geofísicos realizados por la FAO-IGME (1975), en líneas continuas, y por el ITGE (1999a), en líneas discontinuas. Trazado de los perfiles sísmicos o secciones más significativas.

## 1.6. RESULTADOS

El objetivo principal que se ha perseguido con esta investigación ha sido el de alcanzar un conocimiento hidrogeológico profundo de los acuíferos presentes en una cuenca poco investigada, para que los resultados obtenidos puedan servir de base en la generación de modelos de gestión óptimos y sostenibles, así como para la toma de medidas oportunas encaminadas a la protección de la cantidad y la calidad de las aguas subterráneas, contemplado en la Directiva Marco del Agua (DMA) (Unión Europea, 2000) y en la DAS (Unión Europea, 2006) ampliación de la anterior.

La cuenca del Guadiana Menor se localiza al SE de península, dentro de la cuenca del Guadalquivir, y presenta una extensión de más de 7.000 km<sup>2</sup> de superficie, perteneciente a la provincia de Granada salvo una pequeña extensión que entra dentro de la provincia de Jaén y Almería.

Desde el punto de vista geológico, esta cuenca se localiza dentro de la Cordillera Bética, entre el contacto de las Zonas Internas y las Zonas Externas, contacto parcialmente oculto por los sedimentos postorogénicos de la depresión intramontañosa de Guadix-Baza. Al Sur y SE de la cuenca, los materiales que afloran son materiales metamórficos pertenecientes a las Zonas Internas, estando representados las tres unidades tectónicas diferenciadas: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide. Al Norte, Este y Oeste de la cuenca los materiales que afloran pertenecen a las Zonas Externas y, dentro de éstas, a los dominios Prebético (concretamente al Prebético Interno) y Subbético (Interno, Medio y Externo). Las zonas externas se caracterizan por la presencia de potentes sucesiones estratigráficas de rocas sedimentarias de naturaleza carbonática y detrítica (de origen fundamentalmente marino) depositadas en el antiguo margen ibérico, durante el Mesozoico y el Cenozoico y que fueron plegadas, fracturadas y emergidas en el transcurso de la orogenia alpina.

Hacia el centro de la cuenca afloran materiales detríticos, pertenecientes a la cuenca intramontañosa de Guadix-Baza, depositados después de la orogenia alpina. Se trata de materiales detríticos, principalmente continentales, a cuya base se localizan reducidos afloramientos de materiales marinos, repartidos de forma discontinua por toda la cuenca.

La zona de estudio se caracteriza por una intensa tectónica resultado de la, compresión de dirección NNW-SSE que tuvo lugar con la orogenia alpina, con oscilaciones hacia el Oeste y Este. Destacan numerosas estructuras de plegamiento (de las Zonas Externas) y fallas, de las cuales destaca la falla Cádiz-Alicante. A la vez que tenía lugar una compresión NNW-SSE, también se produjo una extensión perpendicular a la anterior, de dirección ENE-WSW, que dio como resultado el desarrollo de fracturas perpendiculares a la falla Cádiz-Alicante y el desarrollo de numerosos depocentros asociados a ella.

Con motivo de la complejidad geológica y tectónica de la zona, en primer lugar se elaboró el mapa geológico de la cuenca del Guadiana Menor. Para ello se partió de 19 mapas geológicos 1/50.000 de la Serie MAGNA. El mapa geológico resultante ha servido como base para la diferenciación de los acuíferos, elaboración del mapa hidrogeológico y propuesta de red de calidad y control piezométrico, durante el período

de estudio (2005-2007). Además ha facilitado la diferenciación y delimitación de los acuíferos carbonáticos y acuíferos detríticos que se señalan a continuación:

-El *acuífero carbonático prebético* engloba los materiales carbonáticos del Cretácico Prebético.

-El *acuífero carbonático subbético* comprende los materiales carbonáticos del Jurásico Subbético.

-El *acuífero carbonático alpujárride*, formado por las dolomías y calizas del Complejo Alpujárride.

-El *acuífero detrítico miopliocuaternalio*, que engloba los depósitos detríticos del Mioceno medio-superior así como los depósitos detríticos continentales del Mioceno Superior-Pleistoceno de la Formación Guadix, anteriormente denominado acuífero Mio-Plioceno (Hidalgo, 1992, 1993).

-El *acuífero detrítico cuaternario*: que engloba los depósitos aluviales de los actuales ríos, principalmente del río de Baza, donde este acuífero adquiere mayor importancia, y los depósitos de ladera, localizados en el cambio de pendiente del acuífero carbonático y del detrítico.

Aparte de estos dos tipos de acuíferos, de importancia regional, destaca el *acuífero Mioceno inferior*, de importancia local, formado por calcarenitas y brechas calcáreas depositadas en medio marino afectadas por la orogenia alpina; el *acuífero Maláguide* y el *acuífero Nevado-Filábride*.

Para establecer los límites del área de estudio se ha elegido una división hidrogeológica administrativa que divide la zona en 11 Masas de Aguas Subterráneas, de las cuales se han investigado 8, durante el período 2005-2007: Duda-La Sagra, Huéscar-Puebla, La Zarza, Orce-María-Cúllar, Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y el Mencal; MAS que entran dentro de la cabecera de la cuenca del Guadiana Menor. Además, se ha considerado una porción de 2 MAS, por influir en el funcionamiento hidrogeológico de la MAS ubicada aguas abajo (como es el caso de la MAS Quesada-Castril, concretamente del Sector de Sierra Seca) o por presentar una pequeña porción con drenaje a la cuenca del Guadalquivir (como es el caso de la MAS Sierra de las Estancias).

La recopilación y el análisis de la información geológica y geofísica así como la recopilada en bases de datos, con información de la columna litológica de 147 sondeos, ha permitido avanzar en el conocimiento de la geometría de los acuíferos.

**CAPÍTULO II**  
**ESTUDIO PLUVIOMÉTRICO**





## 2. 1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

En este capítulo se aborda el análisis de los datos meteorológicos de toda la cuenca del Guadiana Menor con objeto de cuantificar y establecer la variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones, para posteriormente poner de manifiesto la influencia de las características climáticas sobre distintos aspectos relacionados con la hidroquímica e hidrodinámica de los acuíferos carbonáticos y detríticos, así como la detección de los efectos de las presiones antrópicas.

Hasta el momento se tiene constancia de estudios pluviométricos puntuales dentro de la cuenca, centrados en determinadas MAS. Un ejemplo de ello se tiene en la zona septentrional, con los estudios climáticos realizados por el IGME en 1988 (IGME, 1988a), para la actualización del balance hídrico dentro de la zona NE de la cuenca (MAS Huéscar-Puebla de Don Fadrique y Orce-María-Cullar). Este trabajo contempló un período de 25 años hidrológicos entre 1960/61 y 1984/1985, utilizando para ello las 8 estaciones del Instituto Nacional de Meteorología siguientes: 5051, 5059E, 5065, 5065B, 5066, 5068, 5071 y 5071E. Los resultados obtenidos indicaron un valor de precipitación media anual para dicho período de 301 mm/año (en la parte meridional) y 561 mm/año en la parte septentrional de las MAS estudiadas. Además se observó un incremento en la precipitación en función de la altitud y la diferenciación de un período más lluvioso, comprendido entre los meses de Octubre a Mayo (en el que tiene lugar el 82% de la precipitación), con máximo en el mes de Febrero, y un período seco de Junio a Septiembre. La lluvia útil se estimó entre 50 y 207 mm (para una capacidad de campo de 25 mm). Respecto a la temperatura, se estudió el período de 1971 a 1984 (años hidrológicos), obteniendo un valor medio de 14,3°C.

En 1989, con motivo de la elaboración de la Tesis Doctoral sobre el estudio hidrogeomorfológico en las cuencas de los ríos Castril y Guardal (Romero-Díaz, 1989), se realizó un estudio climático basándose en datos pluviométricos de 32 estaciones, que comprendió el período de 1951-1980. La distribución pluviométrica permitió la diferenciación en las cuencas de ambos ríos de tres sectores: sector noroccidental, con precipitaciones superiores a 600 mm/año, sector centro-septentrional con precipitaciones entre 400-600 mm/año y sector centro-meridional con precipitaciones inferiores a 400 mm/año. Este estudio permitió la identificación de una marcada estacionalidad, donde las precipitaciones invernales tienden a localizarse en las zonas más occidentales y meridionales, en definitiva en zonas más alejados del frente Mediterráneo, con máximos de precipitación en primavera e invierno. Por su parte, el sector oriental presenta máximos de precipitación en primavera y otoño. Finalmente, en el régimen pluviométrico se detectó la existencia de dos períodos contrastados, el húmedo de octubre a mayo y el seco de mayo a octubre.

En 1997, con la elaboración de un informe hidrogeológico sobre la situación de sequía en la MAS Huéscar-Puebla de Don Fadrique (IGME, 1997), se seleccionaron las estaciones 5060 y 5071 y se estudiaron los años hidrológicos comprendidos entre los períodos 1966-1992 y 1966-1985, respectivamente. Se observó que entre los años 1968 a 1973 la precipitación se mantuvo superior a la media; durante los años 1973 a 1979 la precipitación fue inferior a la media y durante los años 1979 y 1985 la precipitación descendió aun más.

En 2005, con motivo de la realización de una Tesis Doctoral en los acuíferos de la Sierra del Segura (al Norte de la cuenca del Guadiana Menor), se realizó un estudio pluviométrico en el que se partió de 89 estaciones para el período 1952-2001 (Moral, 2005). En esta sierra se estimó un gradiente pluviométrico de 69 mm por cada 100 m en el borde occidental y de 29 mm por cada 100 m en el borde oriental. Tras un análisis de tendencias se observó que en las estaciones occidentales se producía una evolución cíclica de baja frecuencia y gran amplitud. A un período comprendido entre los años 1952-1958, en el que se produjeron precipitaciones similares a la media, le siguió una larga etapa de 21 años predominantemente húmedos (1959-1979), seguido de 15 años secos (desde 1980 a 1994) que culminó con un período de siete años con características medias.

En 2006, con motivo de la realización del trabajo para la obtención del diploma de estudios avanzados (Fernández-Chacón, 2006), se realizó un estudio hidrogeológico de la MAS Huéscar-Puebla de Don Fadrique que integró un tratamiento de las precipitaciones, de la piezometría de los acuíferos y un estudio hidroquímico de las aguas subterráneas. Las estaciones meteorológicas analizadas fueron las del INM: 5054, 5059, 5059E, 5059F, 5060, 5061, 5062, 5063, 5069, 5070, 5071 y 5071E. El período tratado fue de 62 años, desde 1942 hasta 2004, obteniendo una precipitación media comprendida entre 333 y 368 mm/año. Los años más secos que se detectaron en el estudio fueron 1952, 1990, 1993, 1994, 1999 y 2005, con precipitaciones comprendidas entre 201-156 mm/año, y como años más lluviosos los años 1951, 1962 y 1968, con valores entre 577-638 mm/año.

A pesar de toda la información previa existente, toda ella se encuentra concentrada en zonas concretas dentro de la cuenca, principalmente en la zona septentrional. Por este motivo se ha considerado conveniente realizar un tratamiento climático en el que se integre toda la cuenca del Guadiana Menor, con la utilización de distintas metodologías.

El aumento de la frecuencia de los períodos secos frente a los períodos húmedos ha sido observado en otras cuencas limítrofes como en la cuenca del Guadalfeo (Jiménez-Sánchez, 2007; Jiménez-Sánchez et al., 2008), en otras zonas del SE Español y Levante (Martín-Rosales et al., 2008). Hecho que ha motivado la realización de un estudio pluviométrico en la cuenca del Guadiana Menor para su comparación con el realizado en otras zonas.

## **2.2. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA DISTRIBUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN**

La distribución pluviométrica en la zona viene condicionada por la disposición de las Sierras de Cazorla y Segura así como Sierra Nevada, barreras montañosas que cierran por el Este la Depresión del Guadiana Menor. Estas sierras presentan una dirección perpendicular a los vientos húmedos atlánticos, responsables de la mayor parte de las precipitaciones de la región (Cruz-San Julián et al., 1992). Esta situación ocasiona que en la cuenca del Guadiana Menor se den valores bajos de precipitación dentro de la cuenca del Guadalquivir (CHG, 2005) (Fig. 2.1).

Los frentes del Atlántico están condicionados en gran medida por el denominado anticiclón de las islas Azores, debido a que este anticiclón desvía las borrascas procedentes de la zona occidental hacia latitudes más altas. La circulación anticiclónica dura, generalmente, el período de Junio a Enero. Cuando llega la estación fría (Noviembre a Abril) la latitud media del frente polar se hace más baja y el anticiclón se desplaza hacia el Sur y deja paso libre a las borrascas de occidente. Esto produce que el período útil para la recarga de los acuíferos, en la mayor parte de la Península, esté comprendido entre Noviembre y Abril (ambos inclusive) de cada año.

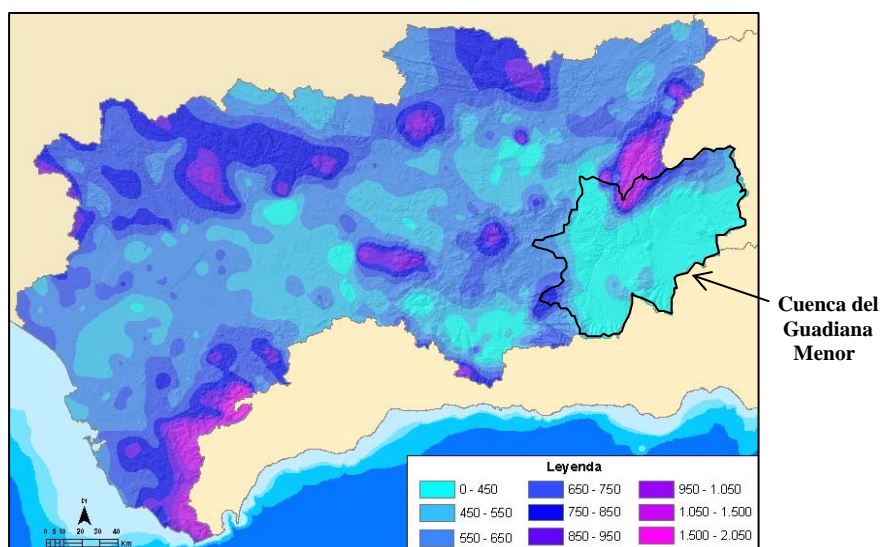


Fig.2.1. Distribución espacial de las precipitaciones en la cuenca del Guadalquivir (modificado de CHG, 2005).

La distribución de los relieves al NW, Oeste y SW de la cuenca del Guadiana Menor hace que la cuenca presente gran influencia de frentes mediterráneos. Estos frentes se encuentran ligados a situaciones de levante, que se producen cuando hay bajas presiones sobre el Golfo de Cádiz, Marruecos y borde meridional de la Península. Este flujo de levante es, por lo general, muy húmedo y con cualquier obstáculo orográfico, no muy grande, se alcanza rápidamente el punto de rocío y con ello la condensación. Por este motivo en la franja mediterránea el relieve juega un papel primordial en la distribución de las precipitaciones, debido a su influencia en el desarrollo vertical de las nubes (precipitación orográfica). En muchas ocasiones la velocidad del viento se acelera en el fondo de los valles, por estrechamiento de éstos, teniendo lugar un “*efecto de embudo*”, que ocasiona turbulencias y convergencias violentas que dan lugar a fuertes aguaceros de carácter local.

## 2.3. ANÁLISIS DE LAS PRECIPITACIONES (ESTACIONES DE LA AEMET)

### 2.3.1 Datos de Partida y Tratamiento

Debido a la extensión de la cuenca del Guadiana Menor, el número de estaciones de partida seleccionadas para el estudio pluviométrico fue de 1.151, pertenecientes a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), seleccionadas tanto dentro de la cuenca como en las inmediaciones de ésta.



Tabla 2.1. Estaciones pluviométricas consideradas para el completado de series tras realizar la primera preselección a partir de las 1.115 estaciones iniciales.

Nº Estación	Nombre	X	Y	Z
5012	LA IRUELA 'LA FRESNEDILLA'	512517	4202508	1160
5034E	VILLACARRILLO	499342	4212204	690
5038	CAZORLA 'ICONA'	499829	4195868	885
5039	LA IRUELA	500562	4196947	933
5044	CANILES	524526	4143362	911
5044E	CANILES 'CORTIJO FRAILES'	525299	4131345	1260
5046	BAZA 'NARVAEZ'	512732	4141640	1380
5047A	BAZA 'EL CERRICO'	519965	4149203	848
5050	HUESCAR 'FUENTE GUARDAL'	528651	4193919	1130
5051	HUESCAR 'SAN CLEMENTE'	530124	4191921	1043
5053E	CASTRIL 'LAS POCAS'	523348	4186074	1105
5060	VELEZ BLANCO, TOPARES	567881	4190757	1192
5064E	ORCE 'CADADA DE CARAVACA'	553034	4181554	980
5065	ORCE	545853	4175197	925
5068	PUEBLA DE DON FADRIQUE	542903	4200917	1198
5069	HUESCAR DOCTOR JURENA	544645	4194762	1100
5071	HUESCAR 'C.P.C. HUESCAR'	541597	4184112	940
5071E	HUESCAR 'ICONA'	541664	4185345	955
5073	CASTILLEJAR	531534	4174543	775
5076	BENAMAUREL 'LOS ATOCHARES'	526553	4162476	727
5077	CULLAR-BAZA 'LAS VERTIENTES'	553533	4161215	1119
5083	CORTES DE BAZA	520166	4167541	701
5085	CAZORLA 'NAVA DE SAN PEDRO'	510089	4192951	1290
5089	POZO ALCON EL HORNICO	507168	4180928	1020
5092E	ZUJAR 'CASILLA DEL RIO'	513443	4158437	700
5096	GOR EL POCICO	504497	4143172	1155
5098	FREILA 'NEGRATIN'	502527	4157655	650
5101	LA PEZA	474708	4125490	1085
5102	CORTES Y GRAENA 'LOPERA'	478538	4130409	930
5108	ALDEIRE	493661	4112665	1277
5109	JERES DEL MARQUESADO	486020	4115447	1223
5110	COGOLLOS DE GUADIX	485781	4119915	1135
5112	GUADIX 'C.DE A.'	488010	4128234	915
5112A	GUADIX 'INSTITUTO TECNICO'	487962	4128819	905
5115	DIEZMA	470661	4130434	1233
5116	DARRO	473996	4134121	1120
5118	HUELAGO	476845	4141509	913
5120	FONELAS	484341	4140719	789
5124	GOR	502534	4135620	1238
5125	GORAFE	496390	4148256	855
5131	TORRE-CARDELA	468524	4151089	1217
5132	ALAMEDILLA	478367	4159378	863
5134	HUESA CERRO MIGUEL	493215	4170449	1000
5138	CABRA DE SANTO CRISTO	474607	4172951	938
5142	QUESADA	493963	4188786	670
5149	BELMEZ DE LA MORALEDA	466536	4175442	887
5154A	JODAR 'I.N.M.'	469035	4189119	660
5156	UBEDA 'I.N.M.'	467227	4207555	765
5163	JIMENA	458034	4188429	590
5165	TORRES 'ICONA'	456037	4180734	1030
5166A	TORRES INM	455189	4182280	885
5215	SABIOTE LOS CHORTALES	478240	4213314	690
5255	CAMPILLO DE ARENAS '	442692	4161398	1160
5262B	PEGALAJAR 'LA CERRADURA'	443744	4171931	560
5263	PEGALAJAR-C.DE A.	442849	4177023	827
5266	LA GUARDIA DE JAEN	439132	4177451	645
5501	GUEJAR-SIERRA	461103	4112751	1084

Nº Estación	Nombre	X	Y	Z
5502	PINOS-GENIL	455555	4113089	774
5506	PANTANO DE QUENTAR	461127	4117836	975
5509	HUETOR-SANTILLAN	454110	4119414	1022
5510	GRANADA 'C. DE A.'	447156	4114889	690
5514	GRANADA/BASE AEREA	443944	4110228	685
5517	DILAR 'CENTRAL ELECTRICA'	451179	4102788	980
5518	DILAR EL TORIL	449445	4101872	990
5520	ALHENDIN 'I.N.M.'	443182	4107090	745
5529	SANTA FE	436217	4116295	579
5530E	GRANADA/AEROPUERTO	431089	4116302	570
5531	IZNALLOZ 'DOMINGO PEREZ'	454892	4150074	981
5536I	IZNALLOZ 'EL FRAGE'	448190	4138553	890
5541	PANTANO CUBILLAS	440479	4126125	630
5544	CAMPOTEJAR	445427	4148433	936
5545E	COLOMERA EL LEON	436742	4136786	860
5548	ATARCE 'CAPARACENA'	436650	4124613	613
5553	MOCLIN	430439	4133134	1065
6224	BERCHULES	483014	4092338	1319
6225	CADIAR	483749	4088793	916
6234	TREVELEZ	476223	4095285	1476
6236	PORTUGOS	473731	4088513	1120
6246	SOPORTUJAR 'CASA FORESTAL'	463845	4090549	1700
6247	ORGIVA	462208	4083932	450
6249	PADUL	444232	4097899	753
6250	PADUL AGUADERO	446700	4097264	740
6253	NIGUELAS	452113	4093230	931
6258	LANJARON	456527	4086119	710
6279	BAYARCAL	500321	4098175	1260
6282	MECINA BOMBARON	486106	4092797	1200
6301	ABRUCENA LOS JARALES	519057	4116533	1100
6303	NACIMIENTO GILMA MODERNO	528677	4115023	1190
6305	NACIMIENTO	531049	4107018	595
6307	LAUJAR CERECILLO	507732	4100186	1800
6308	LAUJAR MONTERREY	508969	4097876	1280
6309	LAUJAR	509962	4094333	921
6310	OHANES CENTRAL ELECTRICA	522556	4098979	1000
6312	CANJAYAR VIVERO CRISTAL	518859	4094961	800
6346	ALCONTAR	535509	4132303	954
6347	LOS SANTOS DE ALCONTAR	534806	4123825	1600
6348	EL HIGUERAL	544584	4137898	885
6350	BAYARQUE-CENTRAL ELECTRICA	550031	4131763	816
6351	TIJOLA	549776	4133303	680
6355	ORIA	562208	4148952	1194
6356	PURCHENA	556466	4133653	560
6359	OLULA DEL RIO	562071	4134311	486
6363	RAMBLA DE ORIA CHARCONES	570698	4147012	720
6364	ALBOX	575444	4138427	420
6365E	HUERCAL OVERA	589656	4150123	696
7045	PONTONES C H SEGURA	528951	4219286	1350
7045A	PONTONES P F E	528854	4219286	1350
7051	SEGURA DE LA SIERRA	533980	4227933	1080
7054	SALTO DE MILLER	547294	4230622	750
7056	SANTIAGO DE LA ESPADA	539207	4218434	1340
7185	VELEZ BLANCO	579720	4172002	1110
7187A	CHIRIVEL C H SUR	565009	4161332	1045
7194	MARIA	573550	4174440	1190







En el tratamiento de los datos se ha intentado siempre completar el mínimo número de datos, utilizando como límite de datos ausentes el 20% de la serie total (Custodio y Llamas, 1983), el cual no ha sido sobrepasado en ninguna estación. Tras una primera preselección en la que se han eliminado todas las estaciones con datos ausentes superiores al 20 %, el número de estaciones resultantes ha sido de 113 (Tabla 2.1 y Fig. 2.2).

El período de tiempo en el que se ha podido realizar el estudio de las precipitaciones en la cuenca ha sido de 28 años, comprendido entre los años hidrológicos 1975 y 2002.

Para el completado de series en las 113 estaciones, se han seleccionado previamente aquellas estaciones en las que faltan tres o menos meses para un mismo año. En estos casos se ha calculado la precipitación de los meses sin datos mediante la media aritmética de tres estaciones pluviométricas próximas y situadas a una distancia aproximadamente similar de la estación a completar y con información pluviométrica para el mismo mes (Benítez, 1972). En la Tabla A.2.1 (perteneciente al Anexo 2) se presentan las estaciones utilizadas para el completado de series por medio de este procedimiento.

Para estaciones con mayor número de datos ausentes se ha realizado el completado de las series mediante regresión lineal, a partir de datos anuales. Este procedimiento consiste en obtener el dato ausente a partir del valor de la otra variable, previa obtención de la ecuación de la recta de regresión, la cual se obtiene mediante el método de mínimos cuadrados. Previamente se calcula el coeficiente de correlación lineal ( $r$ ) existente entre cada serie y se completa cada estación a partir de aquella con la que presenta mayor coeficiente de correlación (Tabla A.2.2 Anexo 2).

Una vez completadas las series mensuales, se ha comprobado la homogeneidad de los datos, condición requerida en la realización de cualquier estudio de carácter climático. Posteriormente, se ha procedido a la detección de los errores existentes en las series tratadas. El procedimiento seguido se ha inspirado en la metodología gráfica o aritmética (De Wiest, 1965) descrita en Benítez (1972) y Heras (1972).

En primer lugar, se ha utilizado el método de *Dobles Acumulaciones* o *Dobles Masas*. Este método consiste en representar, en el eje de abscisas, los valores medios de las precipitaciones anuales acumuladas de algunas estaciones cercanas a la estación en cuestión y los mismos valores, pero de la estación que se quiere comprobar, en ordenadas. La condición que se debe de cumplir es que la serie de puntos obtenidos ha de ajustarse bien a una línea recta.

Para la elección de la “estación tipo” se ha dividido la cuenca en siete sectores, en función de los principales relieves orográficos y evoluciones pluviométricas similares, que son: el Sector Occidental, Sector Sierra Nevada Sur, Sector Sierra Nevada Norte, Sector Sierra de Baza, Sector Jabalcón, Sector Cazorla-Segura y Sector Los Vélez-Orce (Fig. 2.3).

La acumulación se ha realizado a partir de los datos más recientes, por considerarlos como los más fiables; de este modo el primer punto de la recta corresponde al valor del año hidrológico 2002 y el último al del año 1975.

Los errores sistemáticos se detectan por un cambio de pendiente en la recta. Para su corrección, primeramente se deben de calcular las relaciones de las pendientes. El resultado obtenido corresponde al coeficiente de corrección entre ambas. Una vez obtenido dicho coeficiente se elimina el error multiplicando el coeficiente por los valores acumulados. Los errores accidentales se detectan al apreciarse escalones en la recta. Por lo tanto, para corregir este error basta con sumar o restar el valor del salto en el año que se produce.

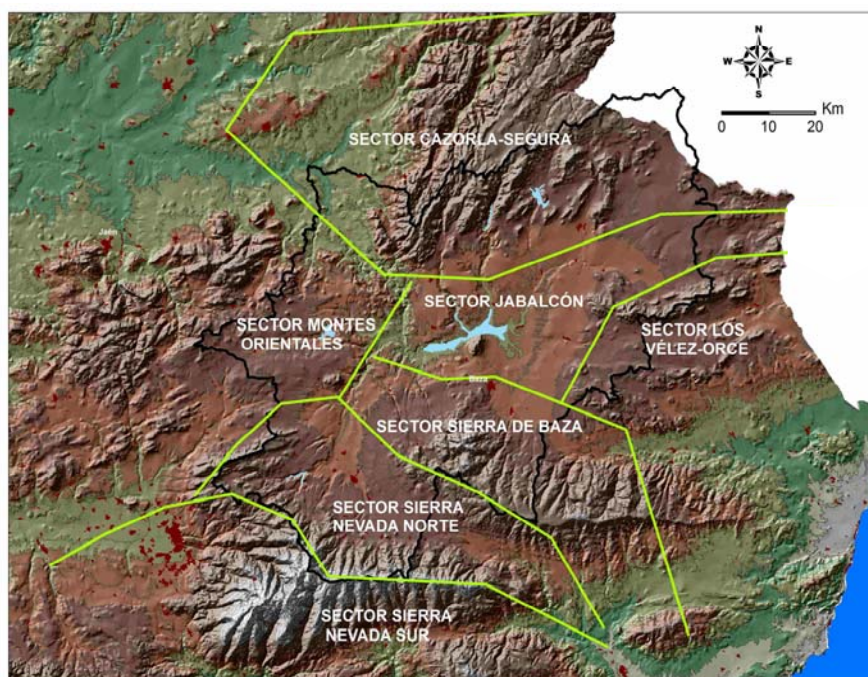


Fig. 2.3. Localización de los sectores definidos para la elección de la estación tipo.

Para la corrección de los datos mensuales se reparte el error a lo largo de los doce meses del año. En la Tabla A.2.3 se indican aquellas estaciones con errores sistemáticos y/o accidentales junto con el factor de corrección. Tras la aplicación de este método se han descartado 12 estaciones.

Finalmente, se ha aplicado el *Test de la Mediana*. Se trata de un test no paramétrico utilizado con cierta frecuencia en el estudio de la homogeneidad de series de lluvias, también conocido como *Test de Mood*. Este test permite verificar si una serie de datos es homogénea o no.

El método consiste en clasificar las muestras en dos grupos exhaustivos y mutuamente exclusivos a partir de la mediana. De esta forma se clasifican las  $n$  observaciones en dos grupos (de tamaños  $n_1$  y  $n_2$ ). Asimismo se calculan los parámetros  $N_s$  (nombre de las secciones) y  $T_s$  (tamaño de la secuencia más grande).  $N_s$  se adapta

aproximadamente a distribución normal  $(N+2)/2$  y de varianza  $1/4 (N-1)$  y  $T_s$  a una distribución binomial. Esto permite establecer que para un umbral de significación entre el 91 % y el 95%, las condiciones de prueba son:

$$N_s > \frac{1}{2} \left( N + 1 - u_{1-\frac{\alpha}{2}} \sqrt{N+1} \right)$$

$$T_s < 3.3(\log_{10} N + 1)$$

Si se comprueban estas condiciones, se concluye que la serie estudiada es homogénea con un umbral de  $1-\alpha$ . Tras la aplicación del método de la mediana se tuvieron que descartar 20 estaciones.

Tabla 2.2. Estaciones pluviométricas finalmente consideradas para el estudio pluviométrico.

Nº Estación	NOMBRE	X	Y	Z
5012	LA IRUELA 'LA FRESNEDILLA'	512517	4202508	1160
5038	CAZORLA '	499829	4195868	885
5044	CANILES	524526	4143362	911
5044E	CANILES 'CORTIJO FRAILES'	525299	4131345	1260
5047A	BAZA 'EL CERRICO'	519965	4149203	848
5051	HUESCAR 'SAN CLEMENTE'	530124	4191921	1043
5053E	CASTRIL 'LAS POCAS'	523348	4186074	1105
5064E	ORCE 'CADADA DE CARAVACA'	553034	4181554	980
5065	ORCE	545853	4175197	925
5069	HUESCAR DOCTOR JURENA	544645	4194762	1100
5071	HUESCAR 'C.P.C. HUESCAR'	541597	4184112	940
5071E	HUESCAR 'ICONA'	541664	4185345	955
5073	CASTILLEJAR	531534	4174543	775
5076	BENAMAUREL 'LOS ATOCHARES'	526553	4162476	727
5077	CULLAR-BAZA 'LAS VERTIENTES'	553533	4161215	1119
5083	CORTES DE BAZA	520166	4167541	701
5089	POZO ALCON EL HORNICO	507168	4180928	1020
5092E	ZUJAR 'CASILLA DEL RIO'	513443	4158437	700
5098	FREILA 'NEGRATIN'	502527	4157655	650
5101	LA PEZA	474708	4125490	1085
5102	CORTES Y GRAENA 'LOPERA'	478538	4130409	930
5108	ALDEIRE	493661	4112665	1277
5109	JERES DEL MARQUESADO	486020	4115447	1223
5110	COGOLLOS DE GUADIX	485781	4119915	1135
5112	GUADIX 'C.DE A.'	488010	4128234	915
5112A	GUADIX 'INSTITUTO TECNICO'	487962	4128819	905
5115	DIEZMA	470661	4130434	1233
5116	DARRO	473996	4134121	1120
5118	HUELAGO	476845	4141509	913
5120	FONELAS	484341	4140719	789
5125	GORAFE	496390	4148256	855
5131	TORRE-CARDELA	468524	4151089	1217
5132	ALAMEDILLA	478367	4159378	863
5134	HUESA CERRO MIGUEL	493215	4170449	1000
5138	CABRA DE SANTO CRISTO	474607	4172951	938
5142	QUESADA	493963	4188786	670
5149	BELMEZ DE LA MORALEDA	466536	4175442	887
5154A	JODAR 'I.N.M.'	469035	4189119	660
5156	UBEDA 'I.N.M.'	467227	4207555	765
5163	JIMENA	458034	4188429	590
5165	TORRES 'ICONA'	456037	4180734	1030
5166A	TORRES INM	455189	4182280	885
5215	SABIOTE LOS CHORTALES	478240	4213314	690
5262B	PEGALAJAR 'LA CERRADURA'	443744	4171931	560
5263	PEGALAJAR-C.DE A.	442849	4177023	827
5266	LA GUARDIA DE JAEN	439132	4177451	645
5509	HUETOR-SANTILLAN	454110	4119414	1022
5510	GRANADA 'C. DE A.'	447156	4114889	690
5514	GRANADA/BASE AEREA	443944	4110228	685
5518	DILAR EL TORIL	449445	4101872	990
5520	ALHENDIN 'I.N.M.'	443182	4107090	745
5531	IZNALLOZ 'DOMINGO PEREZ'	454892	4150074	981
5536I	IZNALLOZ 'EL FRAGE'	448190	4138553	890
5541	PANTANO CUBILLAS	440479	4126125	630
5544	CAMPOTEJAR	445427	4148433	936
5545E	COLOMERA EL LEON	436742	4136786	860
6224	BERCHULES	483014	4092338	1319
6225	CADIAR	483749	4088793	916
6234	TREVELEZ	476223	4095285	1476
6236	PORTUGOS	473731	4088513	1120
6246	SOPORTUJAR 'CASA FORESTAL'	463845	4090549	1700
6249	PADUL	444232	4097899	753
6250	PADUL AGUADERO	446700	4097264	740
6253	NIGUELAS	452113	4093230	931
6258	LANJARON	456527	4086119	710
6279	BAYARCAL	500321	4098175	1260
6282	MECINA BOMBARON	486106	4092797	1200
6305	NACIMIENTO	531049	4107018	595
6307	LAUJAR CERECILLO	507732	4100186	1800
6308	LAUJAR MONTERREY	508969	4097876	1280
6309	LAUJAR	509962	4094333	921
6350	BAYARQUE-CENTRAL ELECTRICA	550031	4131763	816
6351	TIJOLA	549776	4133303	680
6355	ORIA	562208	4148952	1194
6364	ALBOX	575444	4138427	420
6365E	HUERCAL OVERA 'PUERTECICO PE-	589656	4150123	696
7045	PONTONES C H SEGURA	528951	4219286	1350
7051	SEGURA DE LA SIERRA 'LA LAGUNA	533980	4227933	1080
7185	VELEZ BLANCO	579720	4172002	1110
7187A	CHIRIVEL C H SUR	565009	4161332	1045
7194	MARIA	573550	4174440	1190

Finalmente, las 113 estaciones de partida se han reducido a 81 para la realización del estudio pluviométrico. Las características principales de estas estaciones pueden ser consultadas en la Tabla 2.2 y la ubicación geográfica dentro de la cuenca en la Fig. 2.4, donde se presentan también las estaciones que han sido descartadas.





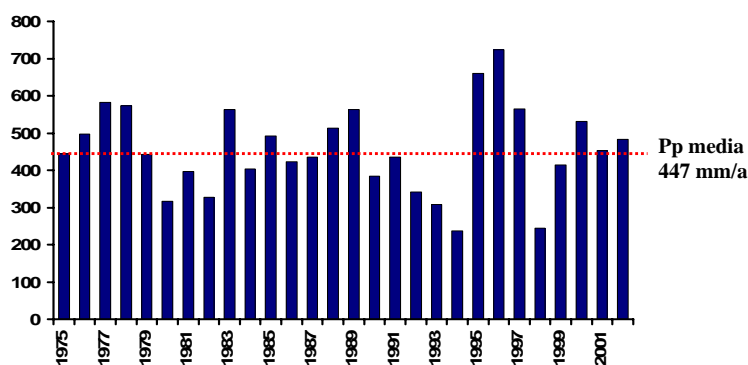


Fig. 2.5. Distribución temporal de la media anual de las precipitaciones de las 81 estaciones de la Tabla 2.2.

Tabla. 2.3. Precipitación media, máxima, mínima (con indicación de los años en que se registraron los valores extremos) y coeficientes de variación de la serie estudiada en las 81 estaciones seleccionadas.

Nº ESTACIÓN	Z	MEDIA	Pp AÑO HÚMEDO	Pp AÑO SECO	CV
5012	1160	1242	1982 (1976)	605 (1998)	33%
5038	885	632	957 (1996)	380 (1998)	26%
5044	911	304	481 (1996)	180 (1981)	29%
5044E	1260	376	597 (1989)	225 (1981)	28%
5047A	848	396	648 (1989)	245 (1980)	27%
5051	1043	448	724 (1995)	238 (1993)	31%
5053E	1105	473	745 (1995)	237 (1994)	29%
5064E	980	304	477 (1995)	143 (1998)	35%
5065	925	334	664 (1996)	189 (1980)	32%
5069	1100	439	624 (1996)	194 (1990)	31%
5071	940	295	513 (1995)	137 (1990)	31%
5071E	955	303	599 (1996)	140 (1994)	32%
5073	775	276	451 (1996)	169 (1993)	28%
5076	727	285	468 (1996)	167 (1994)	29%
5077	1119	269	466 (1988)	106 (1980)	31%
5083	701	297	516 (1996)	178 (1993)	29%
5089	1020	515	817 (1995)	293 (1994)	30%
5092E	700	306	510 (1995)	160 (1998)	30%
5098	650	306	501 (1996)	170 (1984)	29%
5101	1085	435	667 (1989)	208 (1994)	32%
5102	930	452	706 (1996)	232 (1998)	30%
5108	1277	395	743 (1996)	239 (1994)	28%
5109	1223	339	606 (1996)	148 (1998)	30%
5110	1135	301	474 (1983)	147 (1998)	31%
5112	915	243	345 (1996)	82 (1982)	31%
5112A	905	316	559 (1983)	160 (1980)	29%
5115	1233	380	568 (1996)	186 (1998)	27%
5116	1120	498	726 (1983)	210 (1994)	28%
5118	913	383	593 (1996)	185 (1998)	26%
5120	789	294	601 (1996)	155 (1980)	34%
5125	855	303	481 (1989)	145 (1998)	26%
5131	1217	484	777 (1996)	250 (1998)	27%
5132	863	309	491 (1996)	179 (1998)	27%
5134	1000	364	599 (1996)	205 (1994)	27%
5138	938	410	663 (1996)	202 (1994)	26%
5142	670	524	849 (1996)	255 (1998)	31%
5149	887	569	894 (1996)	243 (1994)	29%
5154A	660	386	624 (1997)	184 (1998)	28%
5156	765	552	922 (1997)	289 (1998)	32%
5163	590	416	748 (1996)	179 (1998)	29%
5165	1030	630	1012 (1997)	314 (1994)	28%

Nº ESTACIÓN	Z	MEDIA	Pp AÑO HÚMEDO	Pp AÑO SECO	CV
5166A	885	609	990 (1997)	298 (1994)	29%
5215	690	576	869 (1976)	323 (1998)	28%
5262B	560	491	806 (1997)	256 (1994)	29%
5263	827	513	846 (1997)	285 (1994)	28%
5266	645	433	669 (2000)	224 (1994)	27%
5509	1022	605	944 (1995)	273 (1998)	31%
5510	690	418	763 (1995)	158 (1998)	33%
5514	685	360	627 (1989)	134 (1994)	34%
5518	990	541	953 (1995)	170 (1994)	32%
5520	745	383	687 (1995)	140 (1994)	32%
5531	981	503	842 (1995)	206 (1994)	30%
5536I	890	545	910 (1996)	226 (1998)	32%
5541	630	495	815 (1996)	184 (1998)	31%
5544	936	549	942 (1996)	255 (1994)	31%
5545E	860	613	963 (1996)	271 (1998)	28%
6224	1319	630	1237 (1996)	234 (1994)	39%
6225	916	538	1042 (1996)	204 (1994)	35%
6234	1476	583	1169 (1996)	188 (1994)	38%
6236	1120	712	1357 (1996)	232 (1994)	39%
6246	1700	568	1083 (1995)	163 (1994)	35%
6249	753	379	675 (1996)	139 (1994)	31%
6250	740	400	770 (1996)	129 (1994)	33%
6253	931	452	837 (1996)	193 (1998)	31%
6258	710	483	899 (1996)	121 (1994)	35%
6279	1260	629	1172 (1996)	355 (1994)	31%
6282	1200	584	1143 (1995)	272 (1994)	37%
6305	595	240	410 (1996)	90 (1994)	31%
6307	1800	676	1215 (1996)	307 (1994)	32%
6308	1280	639	1152 (1996)	243 (1994)	33%
6309	921	485	895 (1996)	218 (1994)	30%
6350	816	392	716 (1989)	180 (1984)	39%
6351	680	308	492 (1987)	143 (1998)	34%
6355	1194	350	712 (1988)	174 (1998)	35%
6364	420	261	639 (1988)	143 (2002)	42%
6365E	696	225	525 (1988)	82 (1993)	41%
7045	1350	900	1445 (1976)	473 (1994)	32%
7051	1080	946	1524 (1976)	417 (1994)	33%
7185	1110	363	718 (1988)	172 (1993)	36%
7187A	1045	309	636 (1988)	144 (1993)	34%
7194	1190	422	815 (1989)	194 (1993)	38%



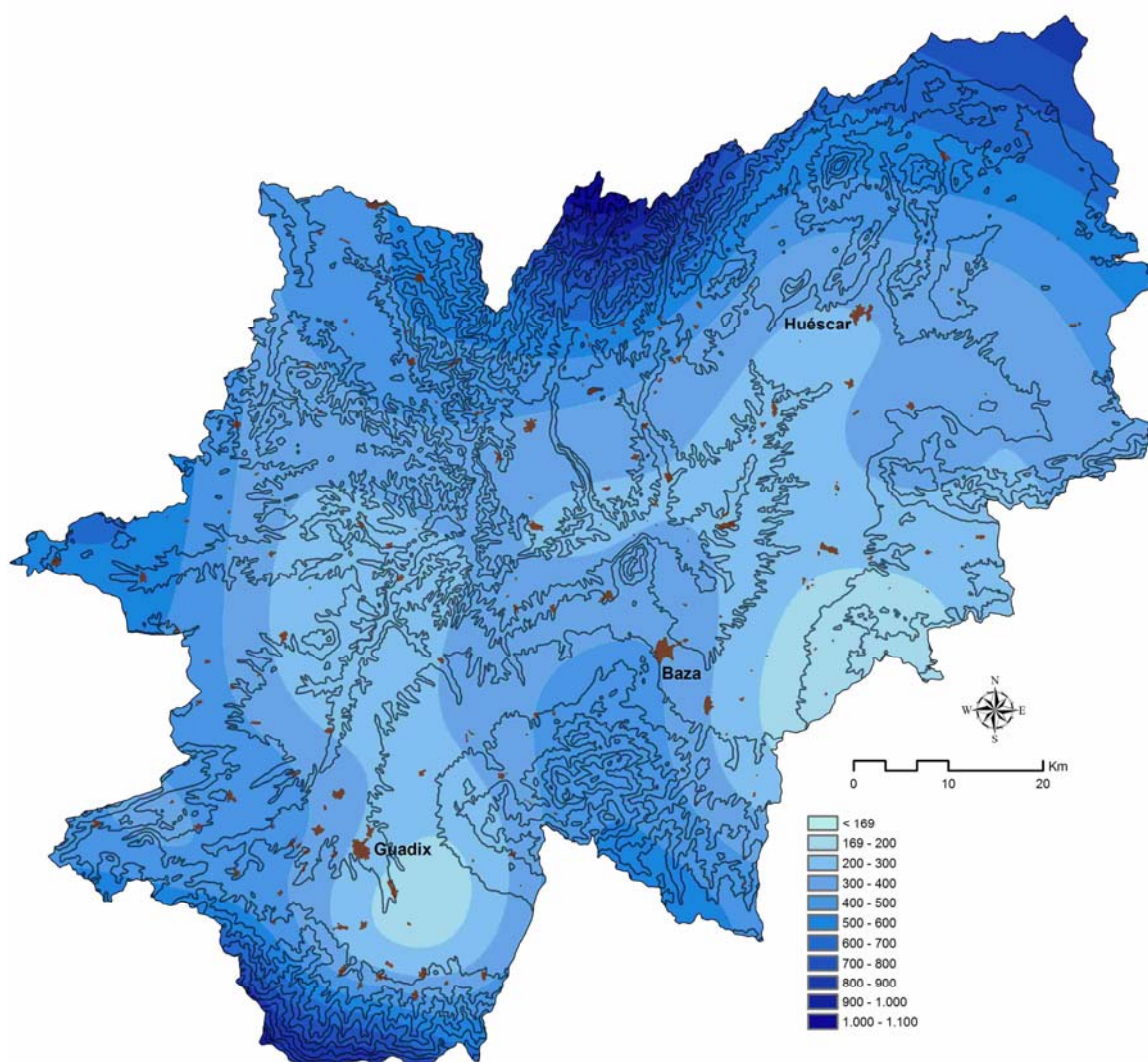


Fig. 2.6. Mapa de isoyetas medias de la cuenca del Guadiana Menor para el período 1975-2002.

La precipitación media de la cuenca, calculada mediante el método de las curvas isoyetas, ha sido de 447 mm/año, resultado similar al obtenido por Chazarra-Bernabé y Almanza-Mata (2002), los cuales, tras la realización de un estudio de reconstrucción de las series de precipitación entre 1864-2000, en las cuencas del Sureste (Cuenca del Segura) y del Levante español, obtuvieron una precipitación media de 462 mm/año y una mediana de 449 mm/año.

Dentro de la cuenca se advierte un aumento de la precipitación media con la altitud, siendo máxima en las cumbres de las principales sierras y mínima en el centro de la cuenca y en zonas topográficamente bajas, ubicadas hacia el SE (Sector del Este de Baza y SE de Guadix).

Debido a la influencia, tanto de frentes del Atlántico como de frentes del Mediterráneo, no se ha reconocido un único año húmedo o año seco. La Fig. 2.7 ilustra este hecho, en esta figura se puede observar que en las estaciones influenciadas por frentes atlánticos el año húmedo fue en su mayoría 1996, seguido de 1995 y los años secos fueron 1994 y 1998. Sin embargo en las estaciones influenciadas por frentes mediterráneos los años húmedos fueron 1988-1989 y los años secos fueron 1980-1981.

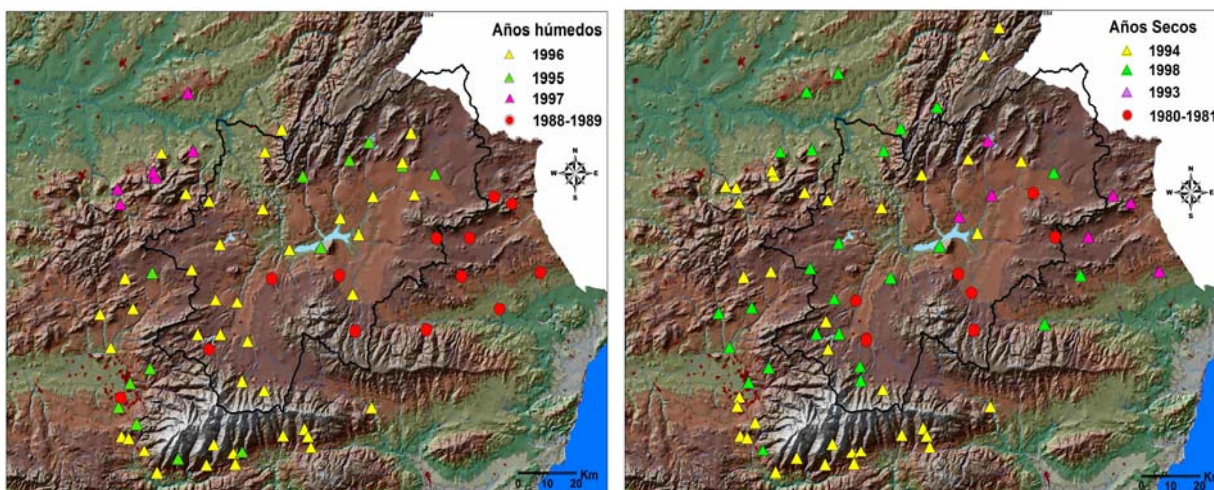


Fig. 2.7. Diferenciación de años húmedos y años secos en las 81 estaciones consideradas para el estudio pluviométrico.

### 2.3.3 Variabilidad Temporal de la Precipitación en la Cuenca

#### -ANÁLISIS DE TENDENCIAS

Se han seleccionado cuatro estaciones, afectadas por frentes del Atlántico y por frentes del Mediterráneo, cuyas evoluciones temporales se representan en la Fig. 2.8.

Al observar las evoluciones pluviométricas temporales (Fig. 2.8) y su distribución geográfica (Fig. 2.4) se aprecia una tendencia descendente en las estaciones afectadas por frentes atlánticos y una tendencia ascendente en las estaciones afectadas por frentes mediterráneos.

Para la realización de un análisis de tendencias con mayor grado de detalle, se ha aplicado el método no paramétrico de Mann-Kendall (Mann, 1945, Kendall, 1975). Para ello se ha utilizado el software MAKESENS (Salmi et al., 2002), que consiste en una aplicación de Excel para la detección de tendencias. Este método o test puede ser utilizado en los casos en los que los valores de los datos ( $x_i$ ) de series temporales pueden adaptarse para cumplir el modelo.

$$x_i = f(t_i) + \varepsilon_i$$

Donde  $f(t_i)$  es una función de tiempo ascendente o descendente y los residuales  $\varepsilon_i$  pueden ser asumidos desde la misma distribución con el cero en medio. Se asume que la variación de la distribución es constante en el tiempo.

Lo que se va a intentar es probar la hipótesis nula ( $H_0$ ), de no tendencia, en la que las observaciones ( $x_i$ ) son aleatorias, frente a la hipótesis  $H_1$  donde hay una tendencia ascendente o descendente.



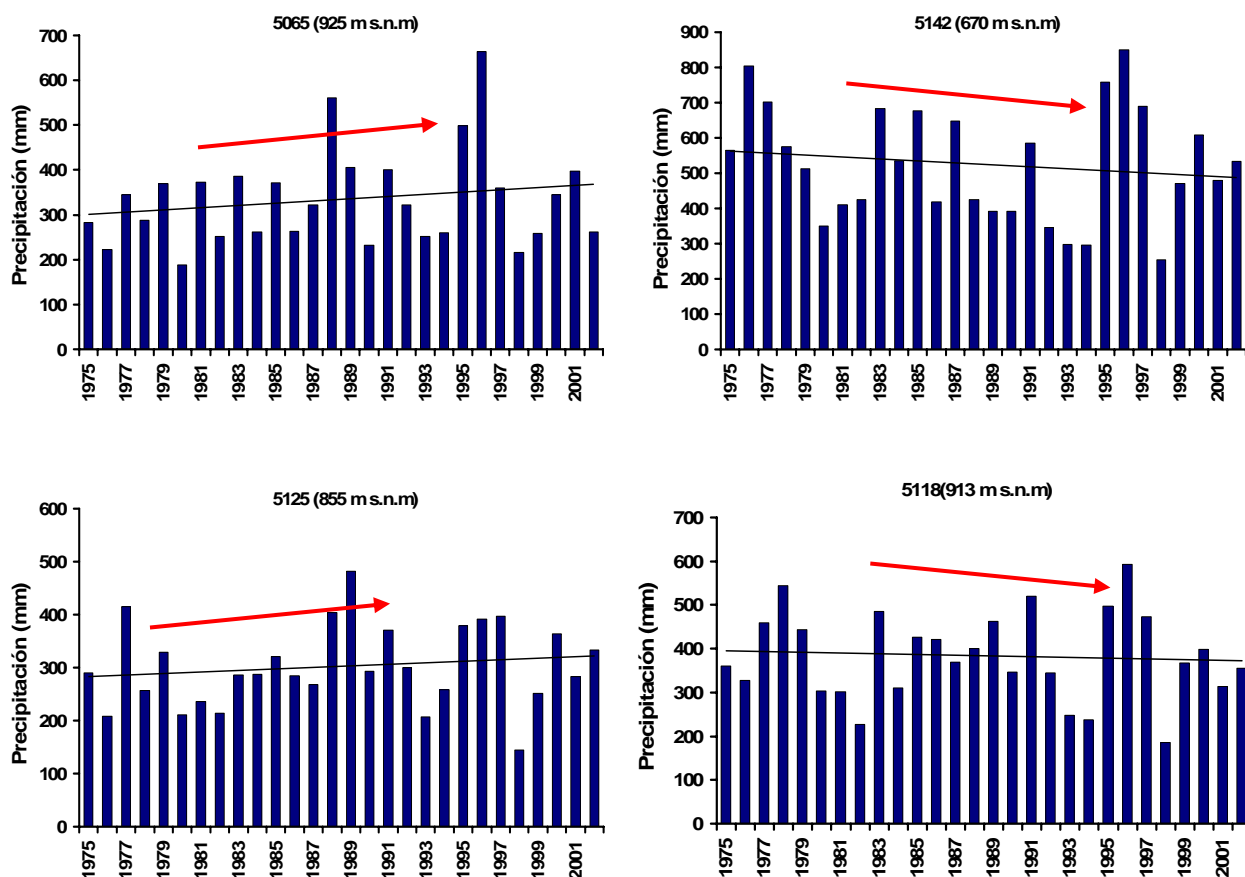


Fig. 2.8. Variación temporal de la media anual de las precipitaciones en las estaciones: 5065, 5142, 5125 y 5102, utilizadas a modo de ejemplos, junto con la línea de tendencia.

El análisis estadístico de la tendencia “S” se define como:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k)$$

Donde  $x_j$  y  $x_k$  son los valores anuales en los años  $j$  y  $k$  respectivamente ( $j > k$ )  
 $\text{sgn}(\ )$  es la función de muestra

Con  $n > 10$ , la variación de “S” se puede calcular con la siguiente expresión:

$$\text{VAR}(S) = \frac{1}{18} \left[ n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5) \right]$$

Donde  $q$  es el número de grupos relacionados y  $t_p$  es el número de los valores de los datos en el grupo  $p^{\text{th}}$ .

Los valores de “S” y  $\text{VAR}(S)$  son usados para calcular el test estadístico “Z”.

$$Z = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}} \rightarrow si \rightarrow S > 0 \\ 0 \rightarrow si \rightarrow S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}} \rightarrow si \rightarrow S < 0 \end{cases}$$

Un valor positivo de “Z” indica una tendencia ascendente, y un valor negativo una tendencia descendente en la serie. El estadístico “Z” tiene una distribución normal. Para probar que una tendencia es ascendente o descendente con  $\alpha$  nivel de significancia,  $H_0$  es rechazada; el valor absoluto de “Z” tiene que ser mayor que  $Z_{1-\alpha/2}$ , donde  $Z_{1-\alpha/2}$  se obtiene de las tablas estándares de distribución normal acumulativa.

Para calcular la pendiente de la tendencia se usa el Método Sen:

$$f(t) = Qt + B$$

Donde “Q” es la pendiente y “B” una constante.

En la Tabla A.2.4 (Anexo 2) se indican los resultados de la aplicación del método de Mann-Kendall en las estaciones estudiadas, para el período 1975-2002. En la Fig. 2.9 se realiza una representación gráfica de los valores calculados para la estación 5089 (Pozo Alcón el Hornico) a modo de ejemplo de lo realizado en las 80 estaciones restantes. En este gráfico aparecen los datos de las precipitaciones medias anuales y la tendencia, junto con los niveles de confianza del 99%. Además se representan los valores residuales, que son los valores obtenidos de restar el valor de las series de partida el valor que le correspondería, según la ecuación de la línea de tendencia.

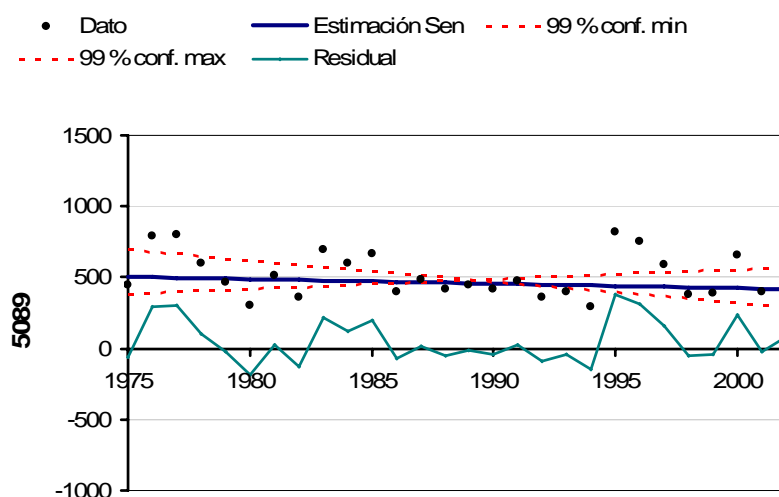


Fig. 2.9. Representación de los resultados de la aplicación del método de Mann-Kendall para la estación 5089 de Pozo Alcón el Hornico en el período 1975-2002.

Los valores obtenidos para el estadístico “Z” son positivos y negativos, indicando tendencias al aumento y a la disminución de precipitación, respectivamente.

Para entender mejor los resultados obtenidos se han representado en un mapa las estaciones según sean sus valores de “Z”, positivos o negativos (Fig.2.10)

A lo largo del período 1975-2002 se produce un descenso de las precipitaciones en la orla montañosa ubicada al NW-W-SW de la cuenca y en las estaciones ubicadas a cotas elevadas (en las zonas de recarga), salvo en la Sierra de Baza. Estas estaciones son las que presentan mayor influencia de los frentes del Atlántico. Sin embargo, la mayoría de estaciones ubicadas en la zona central (a lo largo de los valles de los principales ríos) y oriental de la cuenca así como en la Sierra de Baza, presentan un ascenso del volumen de las precipitaciones a lo largo del período considerado. Estas últimas estaciones son las que se encuentran más afectadas por los frentes mediterráneos (Fig. 2.10).

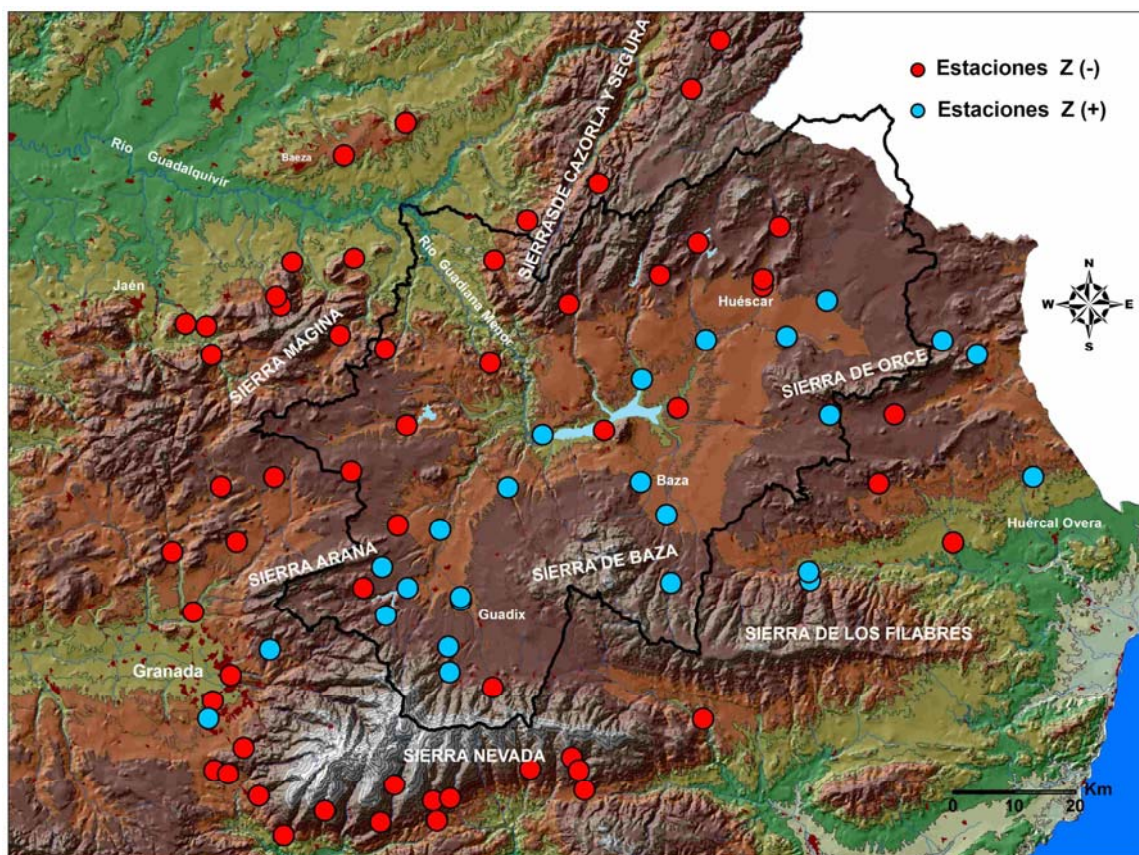


Fig. 2.10. Mapa de distribución del estadístico Z del método de Mann-Kendall.

Por tanto, tras la aplicación del método de Mann-Kendall se reafirman las tendencias observadas inicialmente, al representar las evoluciones de las precipitaciones medias anuales por estación (Fig. 2.8).

#### -DESVIACIONES ACUMULADAS

Otra metodología muy utilizada para el estudio de la variabilidad temporal de las precipitaciones es el estudio de las desviaciones acumuladas respecto a la media. Para ello se resta a cada valor anual de precipitación la precipitación media obtenida para el período de estudio de la misma estación y se calculan los valores acumulados.

En la Fig.2.11 se han representado los gráficos con las desviaciones acumuladas de las estaciones pluviométricas más representativas. En los gráficos pueden observarse diferencias en función de la posición geográfica de la estación. Se comprueba, mostrando a grandes rasgos, la coincidencia de los mismos períodos húmedos y secos en las estaciones más septentrionales, occidentales y meridionales, los cuales a su vez son diferentes de los períodos de las estaciones pluviométricas ubicadas en el centro y en la zona oriental de la cuenca. Ello confirma la influencia de los dos tipos de frentes en las precipitaciones de la cuenca.

Al observar todas las gráficas de la Fig. 2.11, se puede apreciar la repetición de tres tipos de evoluciones diferentes:

Tipo 1: en las estaciones ubicadas en la zona occidental y noroccidental (Fig. 2.11). Las desviaciones acumuladas en estas estaciones indican un período húmedo desde 1975 a 1979, a partir de 1979-1980 se inicia un importante período seco que culmina en 1994, con la presencia entre 1983 hasta 1987 de un ligero período húmedo. Esta evolución es observada en las estaciones de las zonas mencionadas salvo en la estación 5012 y 5053E, donde se tienen dos períodos húmedos durante los años ochenta, que son los comprendidos entre los años 1983-1986 y entre los años 1988-1989, destacando este último sobre el resto de períodos húmedos. Desde 1995 hasta 1997 se produce otro nuevo período húmedo muy importante al que le sigue un período seco, desde 1997-1998, y el inicio de un período húmedo menos importante, a partir de 1999. Destaca como año más seco 1994.

Tipo 2: Lo presentan las estaciones ubicadas en la zona meridional (Fig. 2.11), con evolución similar a la primera, salvo en el período seco de 1979, el cual no culmina en 1980 sino que se prolonga hasta 1986-1987. A partir de 1987 se tiene un período húmedo bien marcado que culmina en 1989. En la evolución de las estaciones de este tipo destaca sobre todo el período húmedo comprendido entre los años 1995 y 1997. El período seco principal es el comprendido entre los años 1989-1994.

Tipo 3: Lo presentan las estaciones ubicadas en el sector centro-oriental de la cuenca y en la zona oriental-nororiental fuera de ella. Se advierte un período seco continuado desde 1975 a 1987, seguido de un período húmedo desde 1987 hasta 1997 con un pequeño período seco entre 1993-1995. En las estaciones ubicadas al Este de Sierra de Baza (Fig.2.11), dentro del período seco inicial, entre 1976-1979, se tiene un pequeño período húmedo. Para las estaciones ubicadas en la zona centro-oriental, oriental y nororiental, la principal sequía se produce a mediados de los años ochenta y la sequía de principios de los noventa aparece representada con una señal poco marcada, a diferencia de las estaciones de los tipos 1 y 2 que fue en 1994.



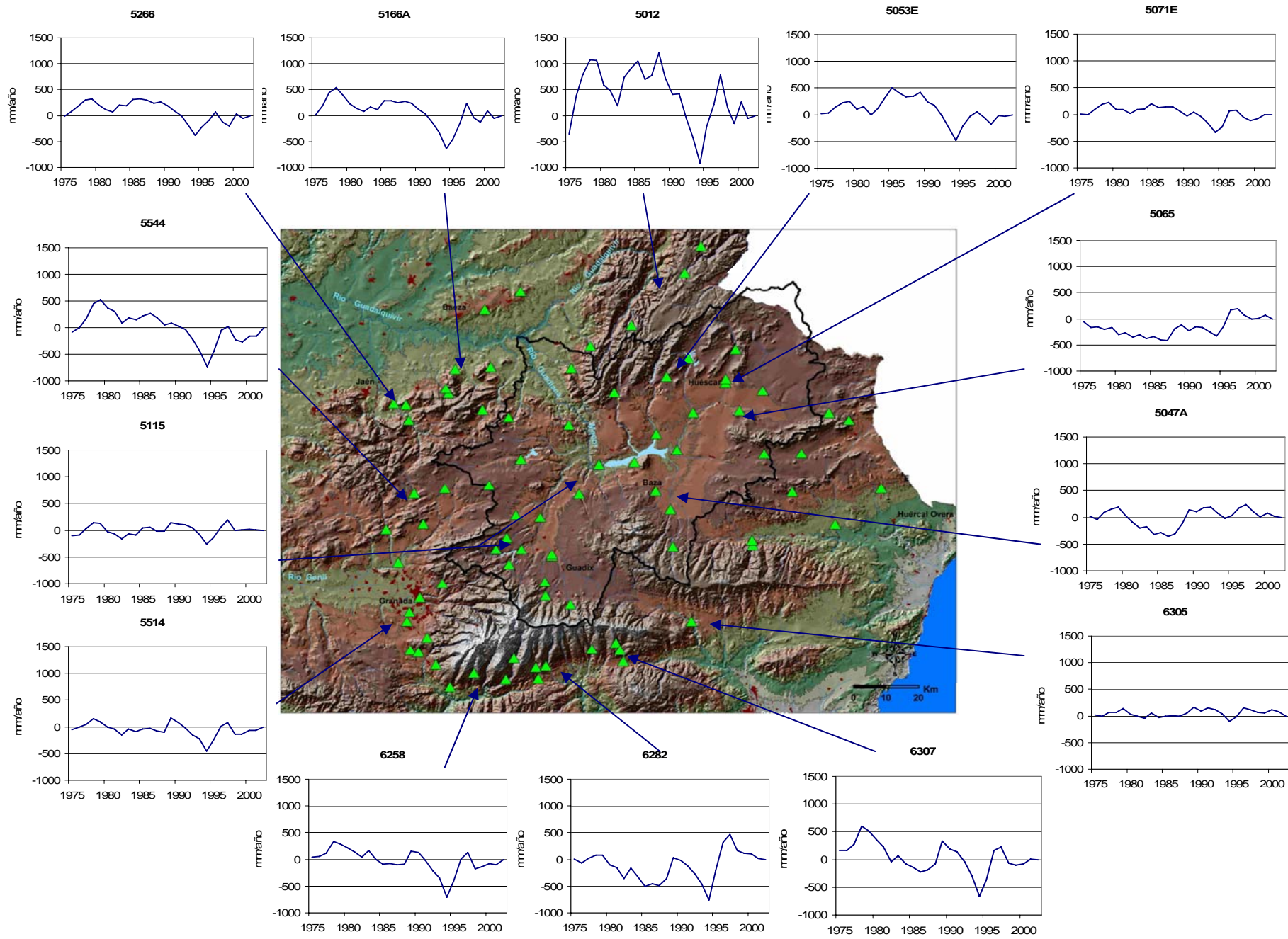


Fig. 2.11. Mapa de la cuenca del Guadiana Menor con los gráficos de las desviaciones acumuladas de las estaciones más representativas.

### -COEFICIENTE DE VARIACIÓN

El coeficiente de variación se define como el cociente entre la desviación típica y el valor absoluto de la media aritmética. Cuanto mayor sea el coeficiente de variación, mayor será la dispersión y menor la representatividad de la media. El incremento del coeficiente de variación ha sido interpretado como un aumento en la alternancia de períodos secos y húmedos, que indican un aumento de los procesos de desertificación y descenso de la precipitación (Chazarra-Bernabé y Almanza-Mata, 2002). En la tabla 2.3 se presentan los valores de coeficiente de variación junto con los estadísticos básicos (máximo, mínimo, media y mediana). En la zona se han obtenido valores altos, superiores al 30%.

Si el período de tiempo estudiado se divide en tres intervalos, los dos primeros de 9 años y el tercero y último de 10 años de duración (1975-1983, 1984-1992 y 1993-2002), y se representa la evolución temporal de la precipitación media con el coeficiente de variación, se obtiene el gráfico de la Fig. 2.12.

En la gran mayoría de estaciones, principalmente las ubicadas en la zona nororiental, oriental, suroriental y meridional se observa un incremento en el coeficiente de variación, acentuado en el período 1993-2002. Sin embargo, en las estaciones ubicadas en la zona septentrional y noroccidental puede observarse que el menor coeficiente de variación se produce en el segundo período (1984-1992). También, en algunas estaciones, se han observado situaciones anómalas, como mayor coeficiente de variación del primer período en la estación 5101 y del segundo período en la estación 5047A (Fig. 2.12).

Un incremento acentuado del coeficiente de variación también ha sido observado en otros trabajos realizados en el SE de la Península Ibérica (Martín-Rosales, 2003) y en la cuenca del Guadalfeo (al Sur de la Península Ibérica) para el período 1994-2004 (Jiménez-Sánchez, 2007, Jiménez-Sánchez et al., 2008). Esta tendencia en el coeficiente de variación, acentuada en los últimos años, puede ser indicativa de una evolución general hacia un clima más extremo dentro de la cuenca del Guadiana Menor.

En la Fig. 2.13 se representa la distribución espacial de los coeficientes de variación. Se pueden observar valores mayores de coeficiente de variación en las estaciones ubicadas a mayor cota topográfica, asociados a los relieves principales, salvo en la Sierra de Baza, debido a que no se tienen estaciones ubicadas a cotas altas. A su vez, se aprecia un incremento en el coeficiente de variación de las estaciones orientales-surorientales respecto a las occidentales-noroccidentales.

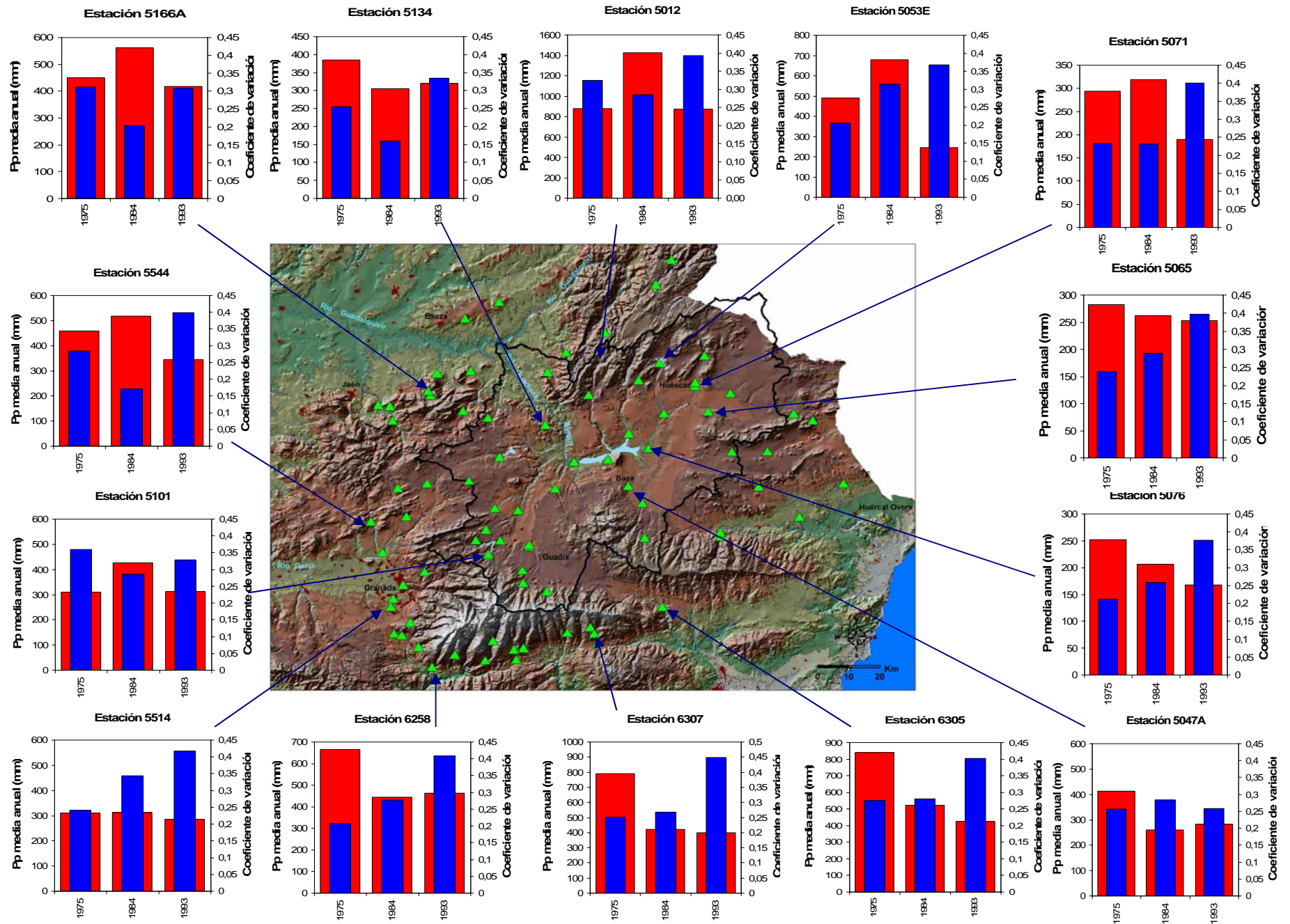


Fig. 2.12. Mapa con los gráficos de precipitación media (en color rojo) junto el coeficiente de variación de las estaciones más representativas (en azul).



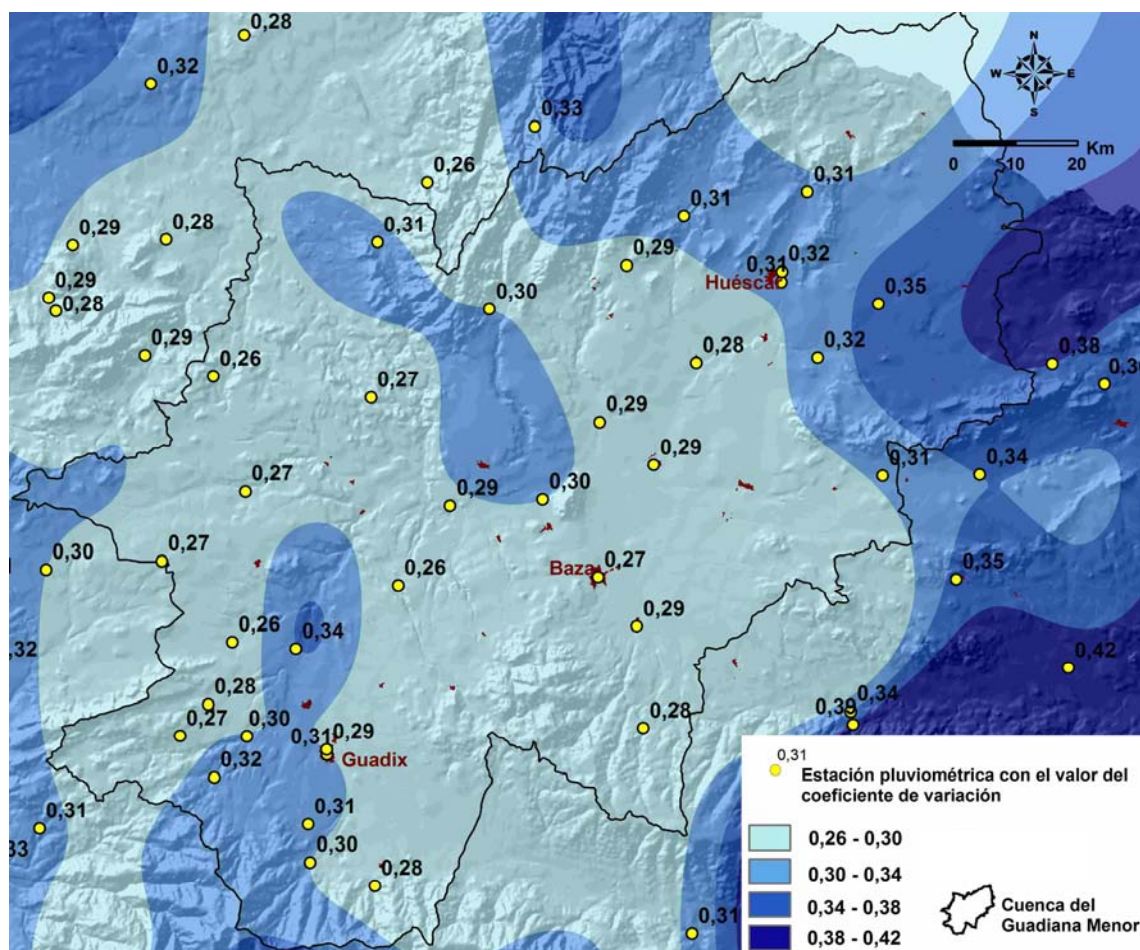


Fig. 2.13. Mapa de isótopos de coeficientes de variación en la cuenca del Guadiana Menor.

### -INDICE SPI

Los índices de sequía se fundamentan en un análisis estadístico de información meteorológica, que permite la identificación de eventos de sequía, su intensidad, duración, frecuencia y distribución geográfica. Uno de los índices más utilizados es el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI). El cálculo de este índice requiere, únicamente, series históricas de precipitación y ofrece la ventaja de que permite utilizar diversas escalas de tiempo, por lo que hace posible identificar los impactos de la sequía en períodos de corto, mediano y largo plazo.

El procedimiento para el cálculo del SPI involucra el ajuste de series históricas de precipitación mensual a la función de distribución probabilística Gamma. La distribución Gamma está definida por su frecuencia o función de densidad de probabilidad. Para cada registro de precipitación se determina su valor de probabilidad acumulada mediante la función de distribución gamma incompleta. Dado que esta función de distribución no está definida para valores iguales a cero, es necesario estimar la probabilidad acumulada de los registros que tienen este valor. En una última fase, la probabilidad acumulada se transforma a la variable “z” de una función de distribución normal estándar, que tiene un valor promedio igual a cero y una varianza igual a uno. El valor resultante de esta transformación corresponde al valor de SPI.



Tabla 2.4. Clasificación de los valores SPI según Mc Kee et al., 1995.

SPI	Categoría
0 a - 0,99	Sequía suave
-1 a -1,49	Sequía moderada
-1,5 a -1,99	Sequía severa
< -2	Sequía extrema

El SPI corresponde al número de desviaciones estándar que cada observación se desvía del promedio histórico, quedando este último representado por cero. Los valores negativos del índice indican un déficit en la precipitación y, de manera contraria, los valores positivos indican que la precipitación ocurrida fue superior al promedio histórico (Mckee *et al.*, 1995).

En la Tabla 2.4 se indica la clasificación utilizada para el estudio de los valores SPI. Tras la observación de los valores SPI de las 81 muestras utilizadas en el estudio pluviométrico, para el período 1975-2002, se han seleccionado aquellas más representativas (Fig. 2.14). De nuevo se vuelven a apreciar diferencias entre las estaciones en función de su posición geográfica, al igual que se ha observado con los gráficos de desviaciones acumuladas (Fig. 2.11).

En las estaciones septentrionales y occidentales destaca la sequía de principios de los años noventa (1990-1994), con su máximo en 1994, y la muy corta de 1998. En cuanto a la época húmeda, se han localizado dos: una a finales de los años setenta y otra en 1995-1996.

En las estaciones ubicadas en la zona meridional (al Sur de Sierra Nevada), se vuelve a observar la sequía de principios de los años noventa, con su máximo en 1994, y la de 1998; pero se observa otra sequía menor a principios de los años ochenta. Respecto a los períodos húmedos, se observan los anteriormente comentados, aunque el de finales de los años setenta es menos marcado que en las estaciones ubicadas en la zona septentrional.

Finalmente, en la zona oriental y centro-oriental no se observan períodos secos muy marcados, como los observados en el resto de zona, pero sí se aprecian varios períodos húmedos entre los años 1988-1989 y 1995-1996.

Según la clasificación utilizada para los valores SPI, la sequía de 1994 fue una sequía extrema, así como la sequía de 1998.

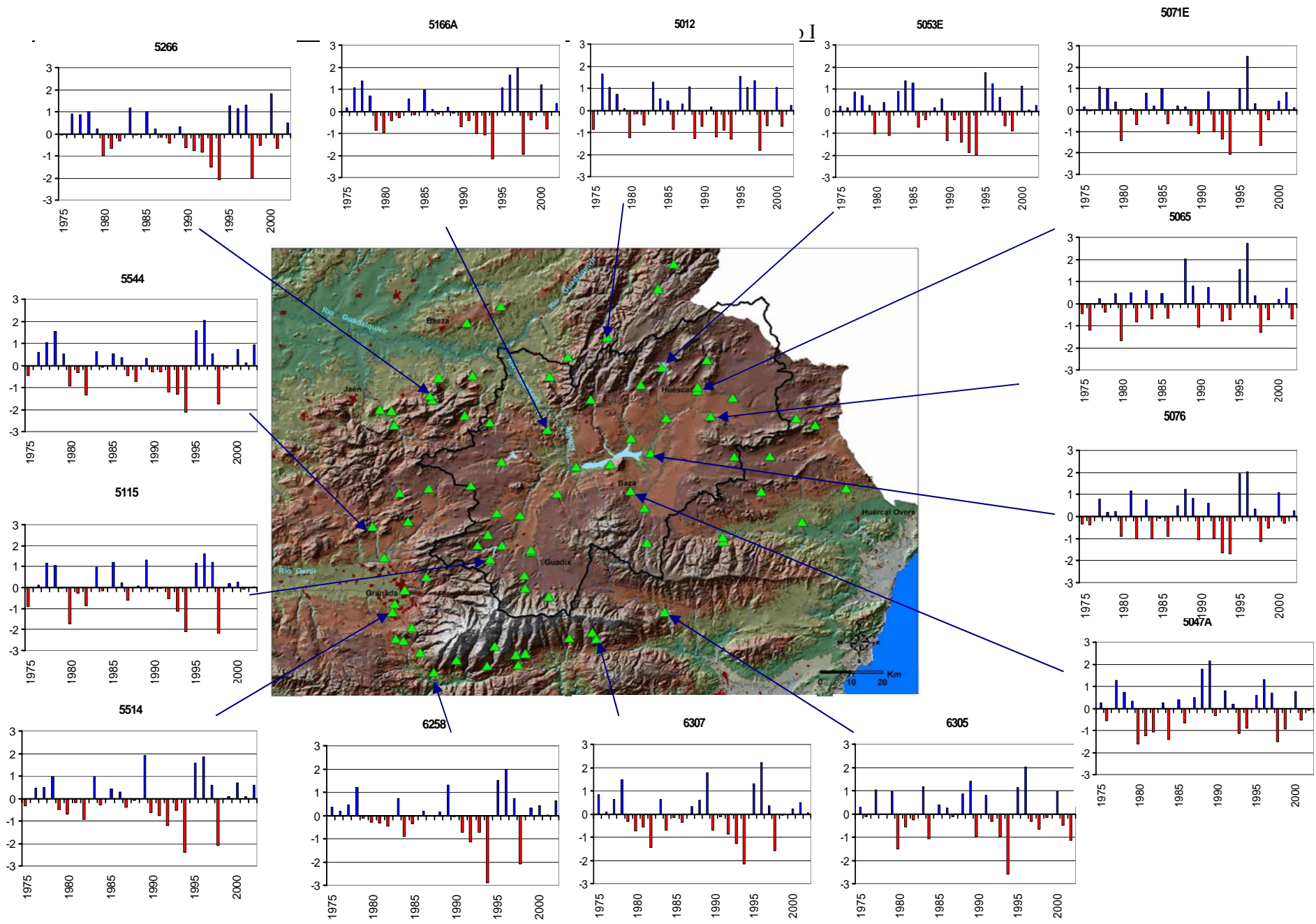


Fig. 2.14. Mapa con los valores SPI de las estaciones más características de la zona considerada.

## 2.4. RESULTADOS

Desde el punto de vista climático, la cuenca del Guadiana Menor presenta un especial interés por estar bajo la influencia de un clima Mediterráneo semiárido, con fuertes contrastes pluviométricos, y por tener lugar en su interior la interacción de frentes de diferente procedencia (Atlántico-Mediterráneo).

Los frentes de procedencia Atlántica afectan, principalmente, a los relieves que delimitan la cuenca por la zona Noroccidental, la zona occidental y la zona Suroccidental. Sin embargo, los frentes procedentes del Mediterráneo afectan tanto a la zona central como Nororiental, oriental y Suroriental de la mencionada cuenca. La precipitación media de las estaciones pluviométricas consideradas, en el período estudiado de 28 años (1975-2002), es de 447 mm/años, que se reduce a 237 mm/año el año seco y alcanza valores de 723 mm/año en el húmedo. A su vez la precipitación es más alta en la orla septentrional, Noroccidental y meridional que en la zona central y oriental. Esto se debe al efecto de sombra de lluvia de las Sierras de Segura y Cazorla así como de Sierra Nevada, sierras que impiden la llegada de frentes del Atlántico, más importantes desde el punto de vista de la cantidad de precipitación.

Para el estudio de la variabilidad temporal de la precipitación se ha partido de varias metodologías. En primer lugar, se ha partido del método de Mann-Kendall para la detección de cambios bruscos y tendencias en las series de precipitación de las 81 estaciones utilizadas para el estudio. Tras su aplicación se han observado una tendencia descendente en las precipitaciones de las estaciones con mayor influencia de frentes Atlánticos (estaciones ubicadas en la orla montañosa del NW-W-SW de la cuenca así como en estaciones elevadas topográficamente), que contrasta con la tendencia ascendente que tiene lugar en las estaciones pluviométricas con mayor influencia de frentes del Mediterráneo (ubicadas en la zona central, a cotas bajas, y en la zona oriental de la cuenca).

En segundo lugar, se han utilizado las desviaciones acumuladas respecto a la media, lo que ha permitido la definición de tres tipos de evoluciones pluviométricas diferentes, como reflejo de la mayor o menor influencia de un tipo de frente respecto al otro y como reflejo de la topografía de la zona. La evolución Tipo 1 y Tipo 2 se presentan en las estaciones ubicadas en la zona septentrional-occidental y meridional, respectivamente. Ambas presentan un período húmedo, desde 1975 hasta 1979, seguido de un período seco, desde 1980 hasta 1994. Posteriormente, los años 1995-1997 se caracterizan por un período húmedo al que le sigue un período seco (entre 1997 y 2002). En los dos tipos de evoluciones el año más húmedo es 1979 y el más seco en 1994. Sin embargo, la evolución Tipo 3, típica de estaciones ubicadas en la zona oriental, presentan un período seco durante los años 1975- 1987 al que le sigue un período húmedo desde 1988 hasta 2002, con pequeños intervalos secos menores (en 1994 y 1998). En este último tipo de evolución el año más seco de la serie es 1987 (tiendo el año 1994 una incidencia mucho menor) y el año más húmedo es 1997.

En tercer lugar, se ha aplicado el coeficiente de variación y para ello se han seleccionado dos períodos de tiempo de 9 años y un tercer período de 10 años. El resultado obtenido indica un coeficiente de variación máximo durante los últimos 10 años de la serie. En la mayoría de estaciones este coeficiente se incrementa desde 1975

hasta 2002, como reflejo de una evolución hacia un clima más extremo en la práctica totalidad de la cuenca.

Finalmente, con la aplicación del Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) se han podido identificar eventos de sequía, intensidad, duración, frecuencia y distribución geográfica. Las estaciones septentrionales y occidentales, que obedecen a una evolución de las desviaciones acumuladas de Tipo 1, se caracterizan por dos épocas de sequía de distinta duración, una primera localizada entre los años 1990 y 1994 con su máximo en 1994 y una segunda muy corta localizada en 1998. En cuanto a la época húmeda, destaca la de 1979 y la de 1995-1996. Por otro lado, las estaciones ubicadas en la zona meridional, al Sur de Sierra Nevada, se caracterizan por una sequía durante el período de 1990-1994 con el máximo en 1994, al igual que las estaciones de la zona septentrional y occidental, y por una sequía de menor envergadura a principios de 1980. Respecto a los períodos húmedos, se observa lo mismo que en las estaciones septentrionales y occidentales, estando menos marcada la época húmeda de finales de los años setenta. Por último, las estaciones centrales y orientales se diferencian del resto por no presentar períodos secos y húmedos tan marcados ni continuos en el tiempo. Destaca, en estas últimas estaciones, como años más húmedos 1989 y 1996-1997 y como años más secos 1980 y 1998, seguido de 1193-1994.

Por tanto, para el período de tiempo considerado (1975-2002), la tendencia general es hacia el descenso de las precipitaciones, principalmente en las estaciones con mayor influencia de frentes del Atlántico, frente a un ligero aumento de las precipitaciones de aquellas estaciones con mayor influencia de frentes Mediterráneos. El crecimiento continuo de la variabilidad de la precipitación junto con la alternancia de períodos secos y húmedos, con mayor señal de los períodos secos, y descenso de las precipitaciones, incrementa los procesos de desertificación en una cuenca semiárida. Estos resultados coinciden con lo observado por numerosos investigadores en el SE de España (Summer et al., 2001; Martín-Rosales, 2007; Jiménez-Sánchez, 2007; Jiménez-Sánchez et al., 2008; Maheras, 1988; Vicente Serrano, 2006; Esteban Parra et al., 1998; Chazarra-Bernabé y Almanza-Mata, 2002) y en el Norte de África (Touazi et al., 2004), sin embargo discrepan con el resultado obtenido por otros investigadores como Lázaro et al. (2001), entre otros.



### **CAPÍTULO III**

## **$^{18}\text{O}$ AND $^2\text{H}$ COMPOSITION OF PRECIPITATION AND GROUNDWATER IN THE SEMIARID GUADIANA MENOR BASIN, SOUTH EAST SPAIN**



## **$^{18}\text{O}$ and $^2\text{H}$ Composition of Precipitation and Groundwater in the Semiarid Guadiana Menor Basin in Southeast Spain.**

F. Fernández-Chacón<sup>a</sup>, C. Kohfahl<sup>b</sup>, J. Benavente<sup>c</sup>, J.C. Rubio-Campos<sup>a</sup>, J. Jiménez<sup>a</sup>, H. Meyer<sup>d</sup>, H. Hubberten<sup>d</sup> and A. Pekdeger<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Instituto Geológico y Minero de España, Oficina de Proyectos de Granada, Urbanización Alcázar del Genil 4, Edificio Zulema bajo, 18006 Granada, Spain.

<sup>b</sup> Freie Universität Berlin, Institute of Geological Sciences, Malteserstr 74-100, D-12249 Berlin, Germany. Tel+49 308 3870742. E-mail: kohfahl@zedat.fu-berlin.de (C. Kohfahl).

<sup>c</sup> Departamento de Geodinámica e Instituto del Agua, Universidad de Granada, Water Research Institute, c/ Ramón y Cajal 4, 18071 Granada, Spain.

<sup>d</sup> Alfred Wegener Institute, Telegrafenberg A43, D-1<sup>o</sup>4473 Potsdam, Germany.

### **ABSTRACT**

We have characterized the precipitation and groundwater at the head of a semi-arid river basin in SE Spain in terms of the isotopes  $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$ . This basin is an ideal site for such a study because fronts from the Atlantic and the eastern and western Mediterranean all converge here. Much of the land is farmed and irrigated both by groundwater and runoff water collected in reservoirs. To sample precipitation we set up a network of 39 stations, with which we were able to collect the rain and snowfall from 29 separate events between July 2005 and April 2007 and take monthly samples during the periods of maximum recharge of the aquifers. To characterize the groundwater we set up a control network of 43 points (23 springs and 20 wells) to sample the main aquifers and both the thermal and non-thermal groundwater. We also sampled 2 shallow-water sites (a reservoir and a river). The isotope composition of the precipitation forms a local meteoric water line (LMWL) characterized by the equation  $\delta^2\text{H}=7.72\delta^{18}\text{O}+9.90$ , with mean values for  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  of  $-10.28\text{‰}$  and  $-69.33\text{‰}$  respectively, and  $12.89\text{‰}$  for the d-excess value. To correlate the isotope composition of the rainfall water with groundwater we calculated the weighted local meteoric water line, characterized by the equation  $\delta^2\text{H}=7.40\delta^{18}\text{O}+6.75$ , which takes into account the quantity of water precipitated during each event. These values of  $(d\delta^2\text{H} / d\delta^{18}\text{O}) < 8$  and d-excess  $(\delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}) < 10$  in each curve bear witness to the “amount effect”, an effect which is more manifest between May and September, when the ground temperature is higher. Other effects noted in the basin were those of altitude and the continental influence. The isotopic signature of the groundwater are represented by the equation  $\delta^2\text{H}=4.79\delta^{18}\text{O}-18.64$ . The groundwater is richer in heavy isotopes than the rainfall, with mean values of  $-8.48\text{‰}$  for  $\delta^{18}\text{O}$  and  $-59.27\text{‰}$  for  $\delta^2\text{H}$ . The isotope enrichment processes detected include a higher rate of evaporation from detrital aquifers than from carbonate ones, the effects of recharging aquifers from irrigation water and/or from reservoirs and enrichment in  $\delta^{18}\text{O}$  from thermal water.

Key words: stable isotopes, precipitation, local meteoric water line, groundwater, southeast Spain.

### 3.1. INTRODUCTION

Since the 1960s an understanding of the isotope composition of water has become an essential element in characterizing hydrogeological processes, and the isotope composition of atmospheric precipitation has become a key tool for hydrogeologists, meteorologists and climatologists alike. The isotopes most commonly referred to are those of the water molecule itself,  $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$ , because of their value in tracing water and the processes that affect it (Gat and Matsui, 1991). The relationship between the isotopes of water and d-excess ( $\delta^2\text{H}-8\delta^{18}\text{O}$ ) can be used to explore the origins of precipitation, the fronts that contribute to recharging the aquifers in the basin in question, the rates of recharge and the processes influencing final isotope composition. The d-excess value is arrived at during evaporation of the water forming the vapour in the clouds and does not vary significantly during the later development of the cloud mass; it thus constitutes a highly valuable indicator of the area where the water vapour was produced (Rindsberger et al., 1983; Cruz San Julián et al., 1992; Celle-Jeanton et al., 2001). High d-excess values are associated with a deficit in humidity over the ocean, whereas low values point to high atmospheric humidity (Clark and Fritz, 1997). Values of around 10‰ indicate waters of Atlantic origin, whilst values closer to 22‰ indicate waters from the eastern Mediterranean (Gat and Carmi, 1970, 1987; Celle-Jeanton et al., 2001; Vandenschrick et al., 2002), although some authors have proposed a value of 20‰ (IAEA, 2001; Bowen and Revenaugh, 2003; Aouad et al., 2004) or even 32‰ (Gat and Carmi, 1970; Gat and Dansgaard, 1972; Gat and Carmi, 1987; Rindsberger et al., 1983). On the other hand, values close to 14‰ (or 13.7‰ according to Celle-Jeanton et al., 2001) would indicate waters proceeding from the western Mediterranean (Gat and Carmi, 1970; Vandenschrick et al., 2002; Andreo et al., 2004).

The isotope composition of oxygen and hydrogen in rainwater undergoes both geographic and seasonal variations due to the effect of isotopic fractionation caused by oceanic evaporation and condensation processes during the atmospheric transport of water vapour (Dansgaard, 1964; Gat and Gonfiantini, 1981). This reaction depends upon temperature as there is a correlation between  $\delta^{18}\text{O}$  in the rainwater and the temperature of the environment, such that an increase in temperature is associated with a higher heavy-isotope content in the precipitating water (Dansgaard, 1964; Siegenthaler and Oeschger, 1980). The isotope composition at any given sampling point is determined by a series of climatic, meteorological and physico-chemical factors that shape its “history” from oceanic evaporation onward (Plata, 1994).

The southeastern Iberian Peninsula is a particularly interesting area for the development of research into isotopes. Situated along the Eurasian-African plate boundary, between the Mediterranean sea and the Atlantic ocean, it presents a complex orography including the Betic Cordilleras. This southwest-northeast trending Alpine orogeny features striking variations in altitude in a matter of some few kilometres. Although the climate is predominantly Mediterranean, the spatial distribution of the mountain chains gives rise to numerous zones of diverse local climates. Despite the obvious appeal of this context for research into isotopes, however, very few such studies have been carried out in the region (Cruz-San Julián et al., 1992, Andreo et al., 2004, Kohfal et al., 2008a).

The first precipitation samples taken in the Iberian peninsula for the purpose of isotope analysis were obtained by the IAEA in 1962 through its global monitoring network, the International Atomic Energy Agency and World Meteorological



Organization (IAEA-WMO). With the incorporation of the Gibraltar station into its control network this was subsequently expanded after 1978.

The main aim of this study was to use isotopic tools to characterize the recharge patterns of the semi-arid Guadiana Menor basin. We investigated the isotope content of the precipitation and determined the local meteoric water line (LMWL). We then compared the LMWL with the local groundwater line (LGWL) to determine recharge due to precipitation and the effects of reservoirs and irrigation on this particular hydrological system.

### 3.2. STUDY AREA

The river Guadiana Menor basin is the westernmost sub-basin of the river Guadalquivir, in southern Spain and covers a surface area of 7,192 km<sup>2</sup>. It is bordered by high mountainous reliefs with altitudes of some 600 m a.s.l. in the central part, 3,138 m a.s.l. in Sierra Nevada, 2,045 m a.s.l. in the mountain ranges to the east, 2,036 m a.s.l. in the ranges to the north and about 1,400 m a.s.l. in the easternmost reliefs (Fig.3.1).

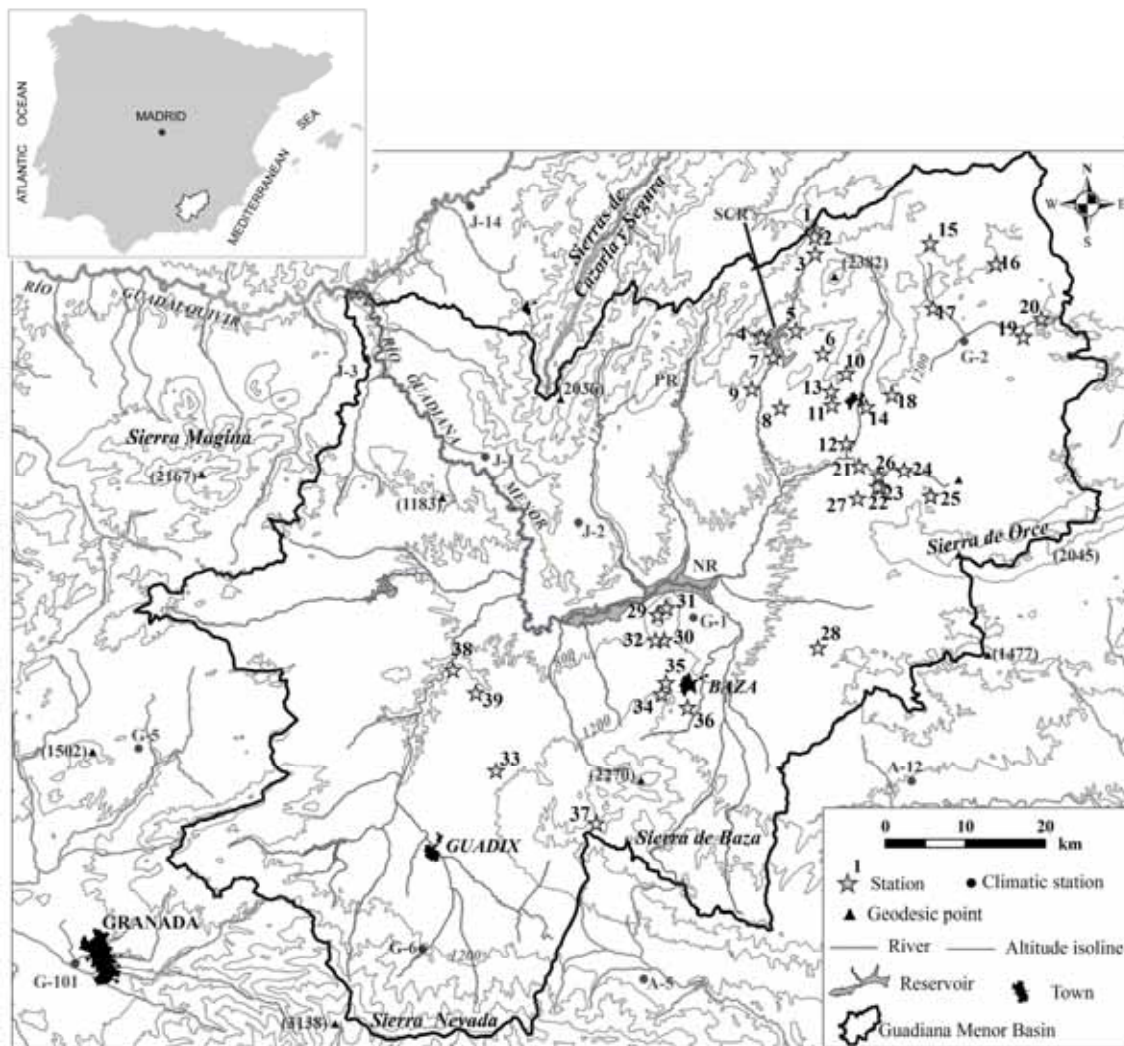


Fig. 3.1. Location of the Guadiana Menor basin, topography and precipitation sampling stations used (NR: Negrátin reservoir; PR: Portillo reservoir; and SCR: San Clemente reservoir).

The Guadiana Menor basin has a semiarid climate and is subject to considerable drought stress due to intensive agricultural activity and because of a recent increase in the number and length of periods without rain. Lying between 80 km and 200 km from the Mediterranean coast it harbours a great variety of aquifers, from the geological and hydrogeological standpoint, and groundwaters of widely varying temperatures (from 10 °C to 45 °C), which have hardly been studied to date.

In southern and southeastern Spain precipitation derives from both the Atlantic and Mediterranean, although in the Guadiana Menor basin the abrupt features of the relief and the great altitude of the ranges to the northwest (Cazorla and Segura) and southwest (Sierra Nevada) limit the influence of the Atlantic fronts (Cruz-San Julián et al., 1992; Plata, 1994). In a study of the southeast of the Peninsula, Plata (1994) suggested that Atlantic fronts represented 66-69% of the total volume of precipitation and that Mediterranean fronts accounted for 11-21%.

According to data from the Junta de Andalucía weather stations, the average rainfall in the study area is around 355 mm/y and occurs mainly in the winter (Fig. 3.1). The aquifers found here are of limestones, dolomites and calcarenites to the northwest and dolomites and limestones to the south; in both cases they are surrounded by detrital materials (conglomerates, gravel, sand and lime) with which a hydraulic connection normally exists (Fig.3.1).

Intensive agricultural activity takes place in the basin, particularly over recent years, for the most part upon detrital materials surrounding the carbonate outcrops.

### 3.3. METHODS

From September 2005 to April 2007 a total of 98 precipitation samples were obtained in the central, eastern and northeastern zones of the Guadiana Menor basin from 39 stations (Table 3.1), of which 27 were situated in the northeastern section and 12 in the central area of the basin, in order to carry out a representative sampling of each slope at different altitudes (Fig. 3.1). Over a two-year period 29 individual storm events were sampled at 2 to 19 different locations (Table 3.2). Furthermore, monthly rainfall in May 2006 and April 2007 was analysed at 11 and 19 stations respectively. At station 37, twenty-seven individual events were recorded, from September 2005 until April 2007. The criteria used for the selection of the sampling network of individual and monthly events were (i) even spatial distribution, (ii) different altitudes and (iii) easy access. Monthly samples were taken in May and April, the most important period for recharging the aquifers.

Table 3.1. Location of rainwater stations (see also Fig. 3.1). Maximum, minimum and mean values (as a function of the quantity of precipitation) of the isotope composition of rainfall at the head of the Gaudiana Menor basin.

Number of Station	Site	X (UTM)	Y (UTM)	Altitude (m)	N° Analyses	Amount of							
						Precipitation (mm)	<sup>18</sup> O Max	D Max	<sup>18</sup> O Min	D Min	Weighted <sup>18</sup> O	Weighted D	Weighted d-excess
1	Cañalonguillo	535932	4206383	1760	4	17.08	-2.89	-16.10	-10.74	-75.36	-10.42	-72.94	10.44
2	Puerto de la Losa	535814	4205597	1685	2	102.00	-3.38	-18.33	-9.00	-57.89	-6.25	-38.54	11.48
3	Cruce Puerto-PDF	535850	4203491	1330	2	66.80	-9.83	-67.18	-13.87	-103.88	-10.72	-75.26	10.50
5	Casa en Ruinas	533459	4193825	1140	2	81.50	-9.30	-62.17	-16.03	-112.01	-11.73	-80.14	13.69
6	Mazagrande	536814	4190993	1080	1	14.70	-7.05	-45.67	-7.05	-45.67	-7.05	-45.67	10.70
7	Aparcamiento	530598	4190520	1074	1	14.70	-15.41	-106.40	-15.41	-106.40	-15.41	-106.40	16.87
8	Canteras	531521	4184131	1020	2	44.10	-12.68	-92.48	-15.32	-108.49	-14.44	-103.15	12.70
9	Carretera Duda	527942	4186508	1030	1	14.70	-14.44	-99.99	-14.44	-99.99	-14.44	-99.99	15.53
10	Cerro Perico Ruíz	539733	4188451	1404	4	119.90	-4.28	-23.68	-13.34	-97.53	-8.01	-52.16	11.92
11	Parpacén	537979	4184452	922	2	44.10	-12.75	-92.98	-13.64	-94.81	-13.35	-93.59	13.18
12	Ctjo. los Nogales	539750	4179775	855	3	8.80	-2.94	-12.56	-7.01	-46.10	-3.81	-19.66	10.81
13	Desvío Puerto	537850	4186200	1000	2	67.80	-9.62	-65.56	-15.16	-105.14	-10.91	-74.72	12.54
14	Fuencaliente	542250	4184250	912	1	14.70	-14.35	-93.15	-14.35	-93.15	-14.35	-93.15	21.68
15	Cortijo Moya	550231	4204850	1267	2	102.00	-4.39	-24.34	-9.17	-62.15	-6.83	-43.65	10.99
16	Cortijo Porche	558450	4202240	1160	1	14.70	-12.72	-95.95	-12.72	-95.95	-12.72	-95.95	5.77
17	Pedania Lóbreaga	550568	4196635	1076	3	62.20	-6.60	-44.68	-13.88	-89.07	-10.07	-68.11	12.41
18	Cortijo San Juan	545443	4185741	1070	5	126.80	-4.17	-23.56	-14.24	-102.08	-8.02	-54.07	10.03
19	Bugéjar	561863	4193083	1050	2	66.80	-9.59	-64.14	-13.64	-99.79	-10.48	-71.98	11.74
20	Collado Cobatillas	564155	4195282	1151	1	102.00	-9.37	-62.71	-9.37	-62.71	-9.37	-62.71	12.25
21	Río Orce	541380	4176927	840	1	44.10	-15.22	-105.64	-15.22	-105.64	-15.22	-105.64	16.11
22	Cerro Taales	544086	4174133	1070	2	66.80	-7.66	-52.73	-11.65	-80.12	-8.54	-58.76	9.55
23	Llano Taales	543678	4174222	990	2	21.60	-11.70	-86.52	-14.14	-92.34	-12.48	-88.38	11.45
24	Cementerio	546983	4176377	960	2	102.00	-4.16	-22.43	-7.99	-53.60	-6.11	-38.35	10.56
25	Sierra Umbría	550276	4173044	1290	2	102.00	-4.58	-22.85	-7.98	-49.65	-6.32	-36.54	14.03
26	Fuencaliente Orce	543780	4175600	885	1	14.70	-14.32	-93.81	-14.32	-93.81	-14.32	-93.81	20.78
27	Cortijo Victor	541150	4172750	945	1	14.70	-15.75	-109.80	-15.75	-109.80	-15.75	-109.80	16.19
28	Don Ramón	536200	4154100	995	1	14.70	-14.51	-97.33	-14.51	-97.33	-14.51	-97.33	18.77
29	Pico del Jabalcón	516149	4158153	1484	3	116.70	-4.30	-21.25	-12.20	-85.55	-7.32	-45.20	13.33
30	Llanos de Catín	516968	4155096	993	2	102.00	-3.10	-14.83	-8.24	-52.78	-5.72	-34.21	11.58
31	Curva Jabalcón	517295	4159059	1160	1	52.10	-6.03	-40.82	-6.03	-40.82	-6.03	-40.82	7.41
32	Fuente Grande	515898	4155072	877	1	21.60	-15.00	-102.06	-15.00	-102.06	-15.00	-102.06	17.96
33	Cortijo Conejo	495990	4138650	1130	1	14.70	-15.06	-102.14	-15.06	-102.14	-15.06	-102.14	18.32
34	La Atalaya	516665	4148257	1110	2	94.00	-3.70	-16.72	-11.86	-81.04	-5.55	-31.36	13.07
35	Llanos de Cuquillo	517200	4149650	1025	2	59.00	-7.69	-53.58	-15.11	-103.02	-8.56	-59.36	9.12
36	Siete Fuentes	519920	4146552	905	1	14.70	-12.13	-87.06	-12.13	-87.06	-12.13	-87.06	9.98
37	Las Juntas	508500	4132120	1100	27	153.21	-2.35	-1.09	-16.52	-123.46	-7.61	-47.65	13.23
38	Cerro la Raja	490606	4151266	815	2	116.70	-5.66	-37.23	-8.83	-57.98	-7.28	-47.83	10.44
39	Mirador Gorafe	493475	4148375	990	1	14.70	-8.66	-56.36	-8.66	-56.36	-8.66	-56.36	12.94
Mean a.p.a.						2225.39							
Max							-2.35	-1.09					
Min									-16.52	-123.46			
Weighted in the Basin											-10.28	-69.33	12.90

Table 3.2. Isotope analysis of precipitation from 2005 to 2007 in the order of the events.

N° Station	Sampling Date	Altitude (masl)	Amount of				N° Station	Sampling Date	Altitude (masl)	Amount of Precipitation			
			Precipitation (mm)	δ18O (‰)	δ2H (‰)	d- excess (‰)				(mm)	δ18O (‰)	δ2H (‰)	d- excess (‰)
1	24 Jul-2005	1760	0.10	-3.97	-23.40	8.34	25	all May-2006	1290	49.90	-4.58	-22.85	13.82
1	10 Aug-2005	1760	0.39	-2.89	-16.10	7.01	29	"	1484	"	-4.30	-21.25	13.14
1	8 Sep-2005	1760	16.29	-10.74	-75.36	10.54	30	"	993	"	-3.10	-14.83	9.98
12	13/17 Sep-2005	855	1.80	-7.01	-46.10	10.02	34	"	1110	"	-3.70	-16.72	12.85
37	"	1100	0.40	-6.80	-42.47	11.91	38	"	815	"	-5.66	-37.23	8.09
6	"	1080	3.20	-7.05	-45.67	10.70	37	01 Sep-2006	1100	0.20	-5.95	-40.75	6.83
10	"	1404	3.20	-8.05	-48.89	15.53	14	26/29 Jan-2007	912	6.90	-14.35	-93.15	21.68
17	"	1076	3.20	-6.60	-44.68	8.12	17	"	1076	"	-13.88	-89.07	21.95
18	"	1070	3.20	-7.39	-47.61	11.53	18	"	1070	"	-14.24	-92.33	21.57
1	04 Oct-2005	1760	0.10	-5.85	-35.68	11.13	23	"	990	"	-14.14	-92.34	20.76
37	12 Oct-2005	1100	14.90	-9.48	-61.61	14.19	26	"	885	"	-14.32	-93.81	20.78
37	11 Nov-2005	1100	0.10	-8.12	-43.53	21.43	28	"	995	"	-14.51	-97.33	18.77
37	21 Nov-2005	1100	3.70	-7.03	-38.75	17.49	32	"	877	"	-15.00	-102.06	17.96
10	29/31 Jan-2006	1404	14.70	-13.34	-97.53	9.19	33	"	1130	"	-15.06	-102.14	18.32
3	"	1330	"	-13.87	-103.88	7.08	35	"	1025	"	-15.11	-103.02	17.86
4	"	1120	"	-13.46			37	"	1100	"	-12.12	-79.77	17.18
8	"	1020	"	-12.68	-92.48	8.92	5	"	1140	29.40	-16.03	-112.01	16.20
11	"	922	"	-12.75	-94.81	7.19	7	"	1074	"	-15.41	-106.40	16.87
16	"	1160	"	-12.72	-95.95	5.77	8	"	1020	"	-15.32	-108.49	14.58
18	"	1070	"	-13.76	-102.08	8.00	9	"	1030	"	-14.44	-99.99	15.53
19	"	1050	"	-13.64	-99.79	9.33	11	"	922	"	-13.64	-92.98	16.17
22	"	1070	"	-11.65	-80.12	13.08	13	"	1000	"	-15.16	-105.14	16.17
23	"	990	"	-11.70	-86.52	7.08	21	"	840	"	-15.22	-105.64	16.11
29	"	1484	"	-12.20	-85.55	12.05	27	"	945	"	-15.75	-109.80	16.19
32	"	877	"	-10.87			37	20 Feb-2007	1100	4.80	-16.52	-123.46	8.72
34	"	1110	"	-11.86	-81.04	13.81	37	01 Mar-2007	1100	0.20	-13.61	-98.39	10.49
36	"	905	"	-12.13	-87.06	9.98	37	26 Mar-2007	1100	2.10	-7.71	-48.21	13.50
37	09 Feb-2006	1100	0.20	-13.86	-107.01	3.88	37	29 Mar-2007	1100	0.80	-16.02	-113.77	14.37
37	19 Feb-2006	1100	8.80	-10.12	-69.15	11.81	37	04 Apr-2007	1100	6.30	-10.17	-62.67	18.71
37	05 Mar-2006	1100	10.90	-12.06	-89.63	6.85	37	11 Apr-2007	1100	5.10	-4.07	-12.55	19.97
37	11 Mar-2006	1100	0.10	-11.58	-79.93	12.71	2	all Apr-2007	1685	52.10	-9.00	-57.89	14.14
37	18/20 Mar-2006	1100	9.60	-7.32	-52.67	5.87	3	"	1330	"	-9.83	-67.18	11.46
37	"	1100	5.80	-9.18	-63.70	9.78	5	"	1140	"	-9.30	-62.17	12.27
37	15 Apr-2006	1100	9.20	-2.35	-1.09	17.70	10	"	1404	"	-10.07	-66.83	13.77
37	22 Apr-2006	1100	21.00	-6.13	-34.26	14.77	13	"	1000	"	-9.62	-65.56	11.44
37	23 Apr-2006	1100	3.01	-9.82	-66.01	12.58	15	"	1267	"	-9.17	-62.15	11.20
37	28 Apr-2006	1100	10.50	-4.73	-26.37	11.45	17	"	1076	"	-9.77	-66.77	11.41
37	03/05 May-2006	1100	11.60	-4.44	-20.98	14.52	18	"	1070	"	-9.30	-65.07	9.21
12	"	855	3.50	-2.94	-12.56	10.96	19	"	1050	"	-9.59	-64.14	12.42
12	"	855	"	-3.03	-13.16	11.08	20	"	1151	"	-9.37	-62.71	12.25
37	"	1100	"	-4.62	-21.82	15.15	22	"	1070	"	-7.66	-52.73	8.56
37	11 May-2006	1100	0.20	0.52	5.17	0.99	24	"	960	"	-7.99	-53.60	10.30
37	30/31 May-2006	1100	2.00	-5.96	-35.91	11.81	25	"	1290	"	-7.98	-49.65	14.22
37	"	1100	11.30	-4.94	-26.47	13.05	29	"	1484	"	-8.83	-56.76	13.88
2	all May-2006	1685	49.90	-3.38	-18.33	8.71	30	"	993	"	-8.24	-52.78	13.13
10	"	1404	"	-4.28	-23.68	10.56	31	"	1160	"	-6.03	-40.82	7.41
15	"	1267	"	-4.39	-24.34	10.78	35	"	1025	"	-7.69	-53.58	7.96
18	"	1070	"	-4.17	-23.56	9.80	38	"	815	"	-8.83	-57.98	12.69
24	"	960	"	-4.16	-22.43	10.83	39	"	990	"	-8.66	-56.36	12.94



The technical procedure carried out for sampling the precipitation waters for isotope analysis was as follows. A one-litre polyethylene bottle with a funnel covered with mesh to impede the entry of external elements was used to monitor short-duration storm events. These bottles were gathered just a few hours after the storm so that the isotope contents would not be altered by evaporation processes within the recipient. For cumulative stormy episodes over a one-month period, a five-litre polyethylene bottle with a mesh-protected funnel, containing paraffin to impede evaporation was used (OIEA, 1996). The recipients were installed at different altitudes on various slopes in secluded areas free of trees and large shrubs and were held in place using stones to prevent them from tipping over.

Between July 2005 and April 2007, 45 groundwater points were sampled: 23 springs, 20 wells and 2 shallow waters (Table 3.3 and Fig. 3.2). This groundwater sampling involved substantial active springs and wells with known lithological columns and depths, distributed over different aquifers throughout the eastern, northeastern and central areas of the Guadiana Menor river basin, from the recharge zones (carbonate aquifers) to the discharge zones (detrital aquifers).

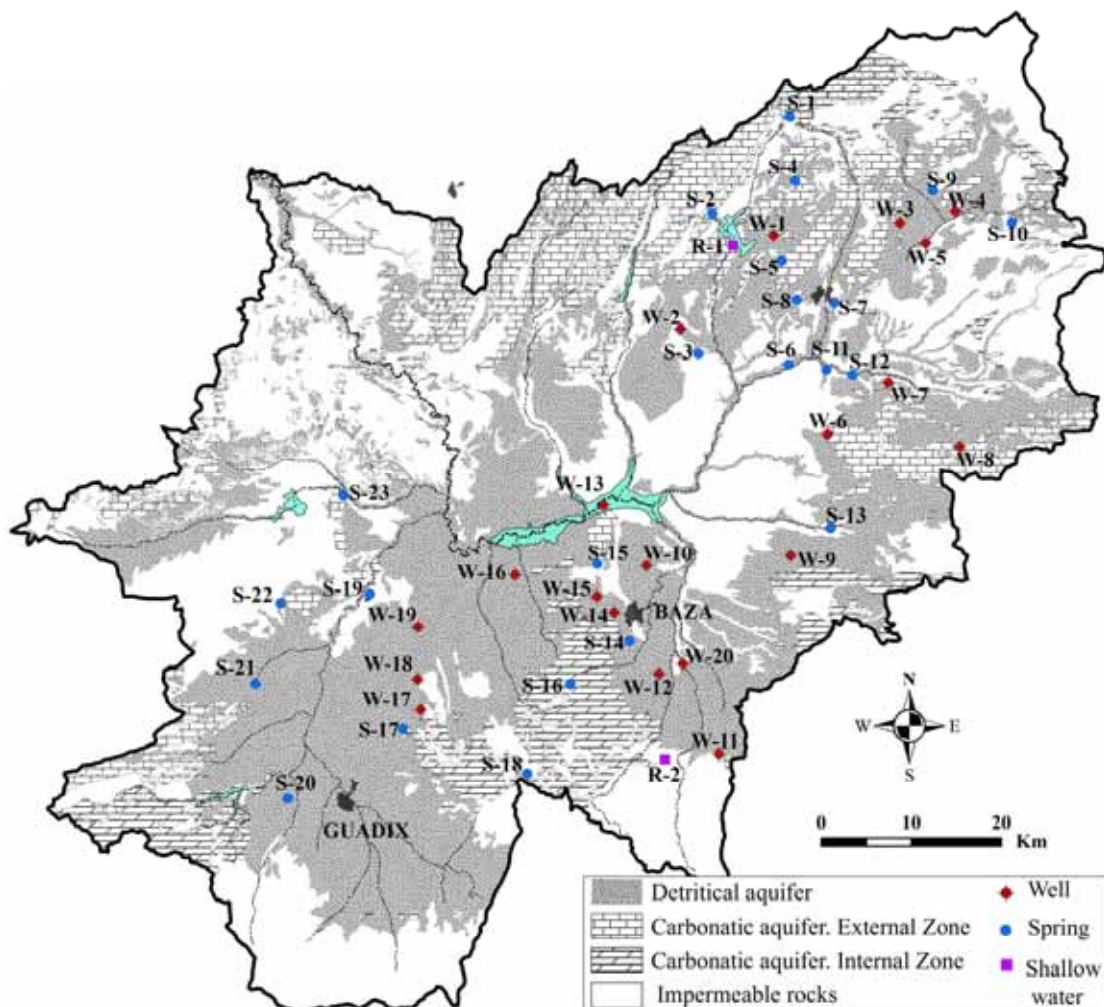


Fig. 3.2. Hydrogeological map of the Guadiana Menor basin, showing aquifer research and the points sampled.

All the water samples were put into hermetic 50 ml polyethylene flasks and kept cold until being subject to isotope analysis at the Alfred Wegener Institut (AWI) in Potsdam (Germany), using Finnigan Mat Delta-S mass spectrometers and the equilibrium method (Meyer et al., 2000). Measurement precision is approximately 0.1‰ for  $\delta^{18}\text{O}$  and 0.8‰ for  $\delta^2\text{H}$ . AWI laboratory standards were used, calibrated with reference to the Vienna standard mean ocean water (V-SMOW). The results of isotope composition are expressed as per mille deviations from the internationally accepted V-SMOW standard (Gonfiantini, 1978). Analytical error is  $\pm 0.07\text{‰}$  for  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\pm 0.7\text{‰}$  for  $\delta^2\text{H}$ .

Table 3.3. Results of the isotope analysis of groundwater and shallow water.

Label	Aquifer	Q (l/s)	18O	D	d-excess
S-1	Carbonatic	25	-9.01	-59.70	12.40
S-2	Carbonatic	20	-8.90	-59.25	11.98
S-3	Detritic	0.25	-8.04	-57.15	7.17
S-4	Carbonatic	25	-9.22	-61.56	12.20
S-5	Detritic	7	-8.48	-58.57	9.27
S-6	Detritic	0.5	-8.66	-59.65	9.63
S-7	Detritic	75	-8.09	-56.88	7.88
S-8	Detritic	15	-8.86	-62.15	8.70
S-9	Carbonatic	0.2	-8.02	-55.66	8.46
S-10	Detritic	3	-7.99	-54.90	8.98
S-11	Detritic	7	-8.53	-58.81	9.45
S-12	Detritic	25-140	-8.61	-58.65	10.20
S-13	Detritic	8-21	-7.73	-56.22	5.59
S-14	Detritic	200	-9.39	-62.62	12.47
S-15	Carbonatic	10	-8.97	-61.30	10.62
S-16	Carbonatic	1	-9.38	-63.94	11.07
S-17	Carbonatic	10	-9.42	-66.77	8.57
S-18	Carbonatic	2	-9.55	-65.20	11.21
S-19	Carbonatic	25	-8.51	-57.48	10.58
S-20	Detritic	25	-9.90	-68.03	11.14
S-21	Detritic	5	-7.20	-55.48	2.12
S-22	Detritic	0.1	-6.99	-54.83	1.07
S-23	Carbonatic	2	-8.17	-58.48	6.78

Label	Aquifer	Deep (m)	18O	D	d-excess
W-1	Carbonatic	>85	-8.04	-58.75	5.59
W-2	Carbonatic	100	-6.92	-52.48	2.92
W-3	Carbonatic	127	-7.67	-55.30	6.07
W-4	Carbonatic	120	-7.65	-53.55	7.65
W-5	Detritic	90	-6.40	-48.11	3.06
W-6	Detritic	125	-8.89	-60.85	10.30
W-7	Carbonatic	90	-8.58	-60.26	8.38
W-8	Carbonatic	250	-8.78	-59.90	10.34
W-9	Detritic	120	-8.67	-59.23	10.11
W-10	Detritic	23	-8.37	-57.45	9.53
W-11	Carbonatic	100	-8.90	-60.61	10.62
W-12	Detritic	90	-9.24	-62.88	11.06
W-13	Carbonatic	135	-8.95	-60.34	11.23
W-14	Carbonatic	225	-9.28	-62.50	11.70
W-15	Carbonatic	175	-7.99	-58.56	8.52
W-16	Detritic	120	-8.94	-61.31	10.25
W-17	Carbonatic	410	-9.69	-68.69	8.80
W-18	Detritic	60	-7.31	-56.39	2.06
W-19	Detritic	110	-8.38	-62.23	4.80
W-20	Detritic	100	-9.15	-61.69	11.54

Label	Aquifer	Q (l/s)	18O	D	d-excess
R-1	Carbonatic		-7.02	-50.31	5.86
R-2	Carbonatic	100	-9.14	-62.68	10.42

### 3.4. RESULTS AND DISCUSSION

#### 3.4.1 Precipitation

Early research into the isotope content of precipitation in southeastern Spain was carried out by Cruz-San Julián et al. (1992), who focused on a northwest-southeast Cazorla-Mediterranean coast transverse. Integration of their data revealed that the aquifers were recharged mainly during the winter months with precipitation proceeding mostly from Atlantic fronts, and that in the study zone evaporation could occur before rainwater was absorbed by the soil.

Two years later Plata (1994) led a study of the isotope composition of precipitation and groundwater spanning the entire Iberian peninsula. All these data were used to produce the first meteoric water line of the Iberian peninsula at a regional level:  $\delta^2\text{H} = (7.79 \pm 0.62) \delta^{18}\text{O} + (10.02 \pm 2.75)$ . This study also reported the partial evaporation of cloud water as well as evaporation during its fall to the earth throughout the peninsula. The authors drew up the first map showing the distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  in groundwater, highlighting the great influence of orographic systems on the distribution of isotope values, and defined the main entry points of cloud fronts into the peninsula:

to the west (from fronts generated in the Atlantic to the northwest of the peninsula over Galicia, and to the southwest by way of the Gulf of Cádiz) and to the east and northeast from fronts generated in the Mediterranean (Plata, 1994).

In a situation of increased drought stress in south/southeast Spain, largely due to the expansion of agriculture and tourism, but aggravated by a general decline in precipitation, the first isotope studies to characterize the hydrogeology of local aquifers were carried out in the early years of this century (Vandenschrick et al., 2002; Andreo et al., 2004; Front et al., 2007). The local meteoric water lines obtained to date in southeast Spain are “ $\delta^2\text{H}=7.13\times\delta^{18}\text{O}+9.75$ ” with  $R^2=0.95$  (Cruz-San Julián et al., 1992) and “ $\delta^2\text{H}=7.00\times\delta^{18}\text{O}+6.05$ ” with  $R^2=0.88$  (Andreo et al., 2004).

Over the study period, mean precipitation amounted to approximately 355 mm/y (for the hydrologic years 2001-2006) ([www.juntadeandalucia.es/...](http://www.juntadeandalucia.es/...)), increasing from 180 mm in the hydrological year 2004 to 375 mm in 2006 (Fig. 3.3). Agroclimatic stations at intermediate altitudes were used, and thus did not record precipitation at high altitudes ([www.juntadeandalucia.es/...](http://www.juntadeandalucia.es/...)). On the basis of this premise and in view of the histogram, the recharge period is in Autumn and Spring (Fig. 3.3).

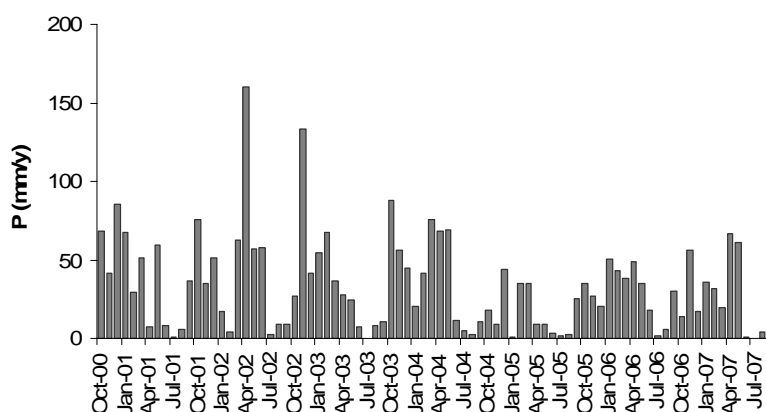


Fig. 3.3. Evolution of precipitation in the basin from 2001 to 2006 (hydrological year) ([www.inm.es/es/eltiempo/observacion/satelite/masas](http://www.inm.es/es/eltiempo/observacion/satelite/masas)).

-STABLE ISOTOPES AND LOCAL METEORIC WATER LINE.

Figure 3.4 and Table 3.2 illustrate the  $\delta$  values, ranging from -2.35‰ to -16.52‰ for  $\delta^{18}\text{O}$ , with a weighted mean value of -10.28‰; from -1.09‰ to -123.46‰ for  $\delta^2\text{H}$ , with a mean of -69.33‰; and from 21.68‰ to 5.77‰ for d-excess, with a mean of 12.90‰ (Table 3.1).

The corresponding equations of the meteoric water lines shown in Figure 3.4 are compiled in the following:

Equations obtained in this research:

- 1) LMWL  $\delta^2\text{H}=7.72\delta^{18}\text{O}+9.90$ , where  $R^2=0.98$
- 2) WLMWL  $\delta^2\text{H}=7.40\delta^{18}\text{O}+6.75$ , where  $R^2=0.99$

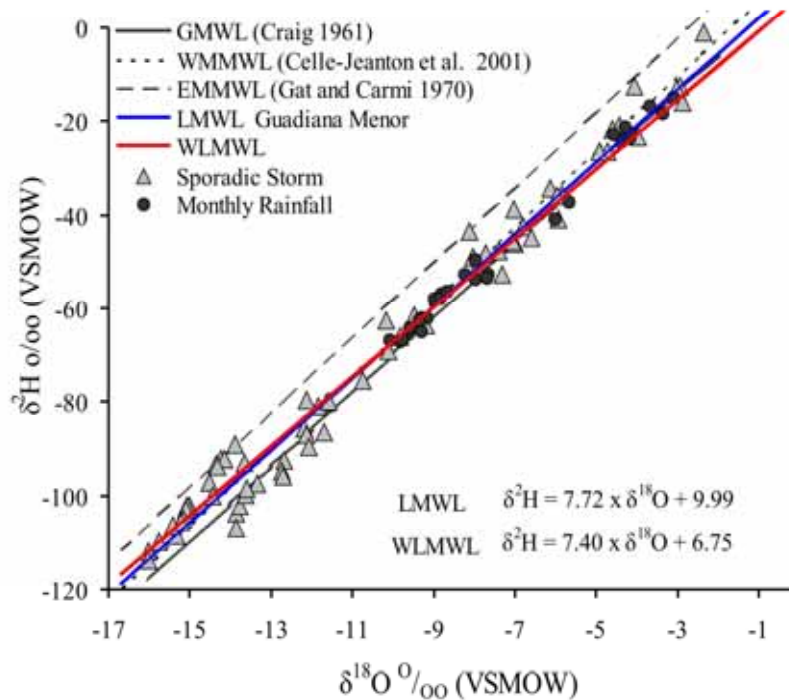


Fig. 3.4. Diagram of  $^2\text{H}$  versus  $^{18}\text{O}$  of the precipitation samples collected in the Guadiana Menor basin from July 2005 to April 2007. Global meteoric water line (GMWL), western Mediterranean meteoric water line (WMMWL), eastern Mediterranean meteoric water line (EMMWL), local meteoric water line (LMWL) and weighted local meteoric water line (WLMWL).

Reference equations:

- |   |  |
|---|--|
| 3) GMWL (global meteoric water line)        | $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$   |
| 4) WMMWL (western Mediterranean water line) | $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 13.7$ |
| 5) EMMWL (eastern Mediterranean water line) | $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 22$   |

The LMWL was derived using 96 unweighted rainwater samples out of 98 (Table 3.2) because two samples contained a mistake in the determination of  $\delta^2\text{H}$ . The WLMWL was determined using the average stable isotope composition at each sampling location weighted for rainfall quantity (Table 3.1).

The  $d\delta^2\text{H}/d\delta^{18}\text{O}$  curve for these two lines is shallower than that for the GMWL and WMMWL (Fig. 3.4), due to the rainfall events that occurred in spring and summer (Table 3.2). These events reflect evaporation processes mainly between the months of May and September (with a concomitant enrichment in stable heavy isotopes) due to the higher temperature and the effect of the quantity of rainfall (amount effect), an effect which is more manifest at this time of the year than in winter. The “amount effect” is characterized by an enrichment in heavy isotopes brought about by the evaporation of rain drops between leaving the cloud and reaching the earth, and/or an exchange of isotopes between the raindrops and atmospheric vapour (Friedman et al., 1964; Dansgaard, 1953, 1961; Ehhalt et al., 1963; Gedzelman et al., 1987), reaching at times positive values of  $\delta^{18}\text{O}$  (Delgado et al., 1991) in Granada. The fact that the curve of the mean weighted values has a shallower slope than that of the LMWL indicates the amount effect.



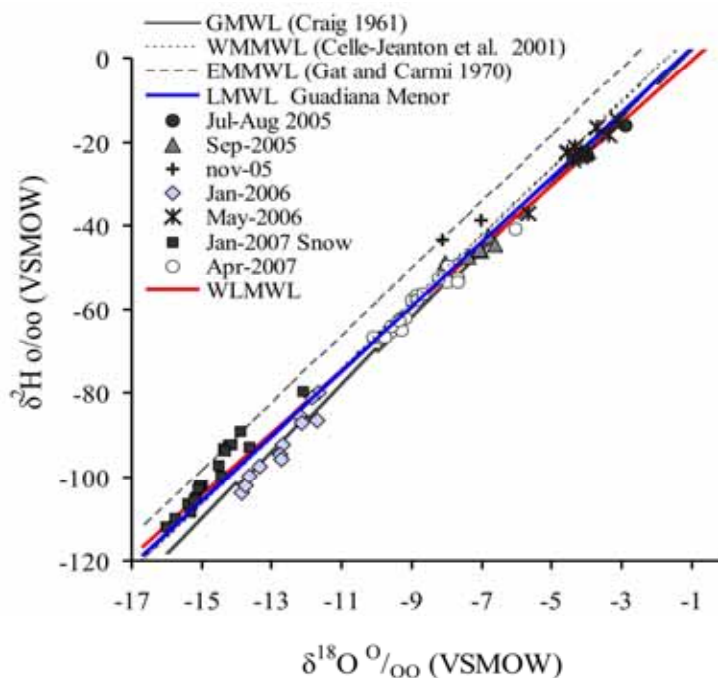


Fig. 3.5.  $\delta^2\text{H}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  data for sporadic storms and monthly rainfall.

Most of the points are situated between the GMWL and WMMWL, whilst just five samples (corresponding to the months of May, July, August and September) plot below the GMWL (Table 3.2 and Fig. 3.5). Heavy-isotope enrichment processes during the summer months make it difficult to determine the origin of the weather fronts; d-excess depends upon changes in both  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  and during these months analytical uncertainty in this parameter can be quite high compared to its natural variability.

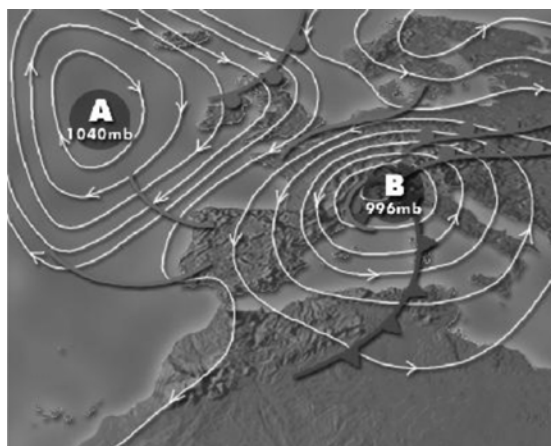


Fig. 3.6. Isobar maps for the storm on 22 January 2007 ([www.aemet.es](http://www.aemet.es)).

The samples collected in winter, on the other hand, are more depleted in heavy isotopes. Low surface temperatures inhibit isotope enrichment by the amount effect during these months. The snow samples from 2007 show the most negative values, plotting between the WMMWL and the EMMWL. This points to an eastern Mediterranean origin, which is corroborated by the meteorological situation, a low pressure area centred on the Mediterranean, as shown in Figure 6. In contrast, the rain samples corresponding to 28-31 January 2006 are aligned along the GMWL, indicating an Atlantic origin, which concurs with a low-pressure area over the Gulf of Cadiz ([www.inm.es/es/eltiempo/observacion/satelite/masas](http://www.inm.es/es/eltiempo/observacion/satelite/masas)). It is noteworthy that precipitation in the form of snow is produced by an additional kinetic isotopic fractionation, which may increase the d-excess in the water of the snowflake (Jouzel and Merlivat, 1984).

Precipitation in another meteorological event plots between the GMWL and the WMMWL, reflecting Atlantic and western Mediterranean origins, with a predominance of the former (Table 3.2 and Fig. 3.5). On the other hand, the individual rainfall event of November 2005 seems to be eastern Mediterranean in origin (Table 3.2 and Fig. 3.5). The general influence of the Atlantic and the western Mediterranean is corroborated by the weighted average d-excess value of 12.89, which is between the 10 of the GMWL (Craig, 1961a,1961b) and the 13.7 of the WMMWL (Celle-Jeanton et al., 2001).

Table 3.4. Values of the curve from the equation of the LMWL (a) obtained by other researchers in the western (Iberian Peninsula) and central sectors (Italy and Tunisia) of the Mediterranean.

Country	Reference	Site	a	b	R <sup>2</sup>
Península Ibérica	Cruz-San Julián et al., 1992	SE Spain All area	7.13	9.75	0.95
		Cazorla (1989-1990)	8.26	23.50	0.94
		Baza (1989-1990)	6.23	4.46	0.93
		Segura (1989-1990)	8.49	20.06	0.96
		Gador (1989-1990)	7.56	13.37	0.99
		Lújar (1989-1990)	6.56	4.76	0.98
		Doñana (1989-1990)	7.19	5.96	0.97
	Plata 1994	Península Iber. (1962-1988)	7.79±0.62	10.02±2.75	0.95
	Vandenschrick et al., 2002	Barcelona	7.29	7.29	0.88
		Madrid	7.53	5.49	0.96
Gibraltar		6.19	3.29	0.83	
Andreo et al., 2004	Málaga (1995-1997)	7.00	6.05	0.88	
Research 2009	LMWL Guadiana Menor	7.72	9.99	0.98	
	WLMWL Guadiana Menor	7.40	6.75	0.99	
Italy	Longinelli et al., 2003	N Italy (1992-2001)	7.71	9.40	0.98
		Central Italy (1992-2001)	7.05	5.61	0.95
		S. Italy (1992-2001)	6.97	7.32	0.95
	Paternoster et al., 2008	S. Italy (2002-2004)	6.56	4.12	0.94
Tunisie	Celle-Jeanton et al., 2001	Sfax (1992-1998)	6.70±0.3	3.50±1.3	
		Tunis (1992-1998)	6.40±0.5	5.20±1.7	
		Tunisia (1968-1998)	5.60±0.2	-(0.80±0.7)	

The curve and d-excess concur with other local meteoric water lines found by authors in the western (Iberian Peninsula) and central sectors of the Mediterranean (Italy and Tunisia) (see Table 3.4).

### -SEASONAL VARIATIONS

Riesefeld and Chang (1963a, 1963b) were the first to observe seasonal fluctuations in the isotope contents of precipitation, finding that winter precipitation is lighter than that of the summer (Riesefeld and Chang, 1963a, 1963b; Saxena, 1987). These fluctuations are more marked in places far from the coastal stations, whereas in zones with maritime climates, the seasonal variations are comparatively minor. In temperate climates, where variations in temperature and precipitation follow seasonal trends, there tends to be a parallel variation in the isotope contents.

To detect seasonal effects upon isotope composition we chose station 37, which provided 27 samples from September 2005 to April 2007 (Fig.3.7). The value of  $\delta^{18}\text{O}$  shows a clear seasonal trend (as does  $^2\text{H}$ ), with heavier isotope compositions in warm periods and lighter ones in cold periods. This effect is caused by variations in the earth-

surface temperature between the winter and summer months. No seasonal dependency can be seen as far as d-excess is concerned (Fig.3.7).

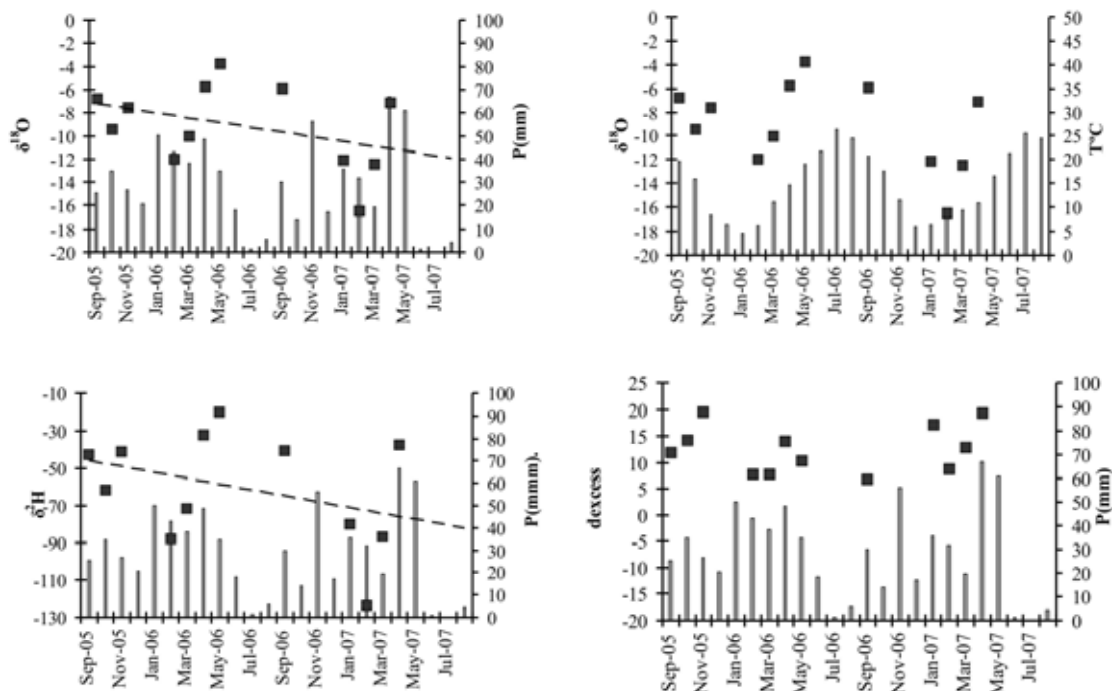


Fig. 3.7. Seasonal variations in  $\delta^{18}\text{O}$  with precipitation and temperature and in  $\delta^2\text{H}$  and d-excess with precipitation (www.juntadeandalucia.es/...) for the Las Juntas station 37(see Fig.3.1) from 2005 to 2007. Points represent monthly mean weighted  $^{18}\text{O}$  values of rainfall. The columns in the left- and right-hand graphs represent precipitation and temperature respectively.

Figure 3.7 reveals a decreasing tendency in the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values over the study period, which is due to a drop in average monthly temperatures in the first months of 2007 compared to the first months of 2006 (www.aemet.es). The seasonal effect is also visible for the entire sampling period at the other sampling locations described in Figure 3.5.

The graph representing d-excess versus precipitation at station 37 clearly shows the influence of rainfall deriving from the Atlantic and the western and eastern Mediterranean, in which fronts arrive from different directions according to no definite pattern.

### -CONTINENTAL EFFECT

This effect is another of the factors mentioned in the Introduction that influences the final isotope composition of the precipitation at any one place, and is related to the history of the clouds that generate the precipitation. As they travel over continents cloud masses become depleted in heavy isotopes due to the preferential condensation of this type of molecule. Thus, the precipitation from a single cloud front is more and more negative in  $\delta$  values the farther it gets from the sea (Clark and Fritz, 1997).

Due to the complicated orography of the entire area, the presence of fronts originating in both the Atlantic and the Mediterranean and the existence of other

modifying effects upon the isotope composition (e.g. the altitude effect), the continental effect may be somewhat hidden, but nevertheless, its presence can be detected in rainfall events such as that which took place between 28 and 31 January 2006, produced by a low-pressure cell above the Gulf of Cádiz deriving from the Atlantic (www.inm.es). In the  $\delta^2\text{H}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  graph, these samples are located along the GMWL (Fig. 3.5). A comparison of stations at similar altitudes reveals a clear trend of decreasing  $\delta^{18}\text{O}$  values as the distance from the Atlantic ocean widens in a southwest to northeasterly direction (Fig. 3.8). For example, stations 18, 4 and 34, and 29 and 3 show a decrease in  $\delta^{18}\text{O}$  of about 1.6 to 1.9‰ over a distance of some 60 km.

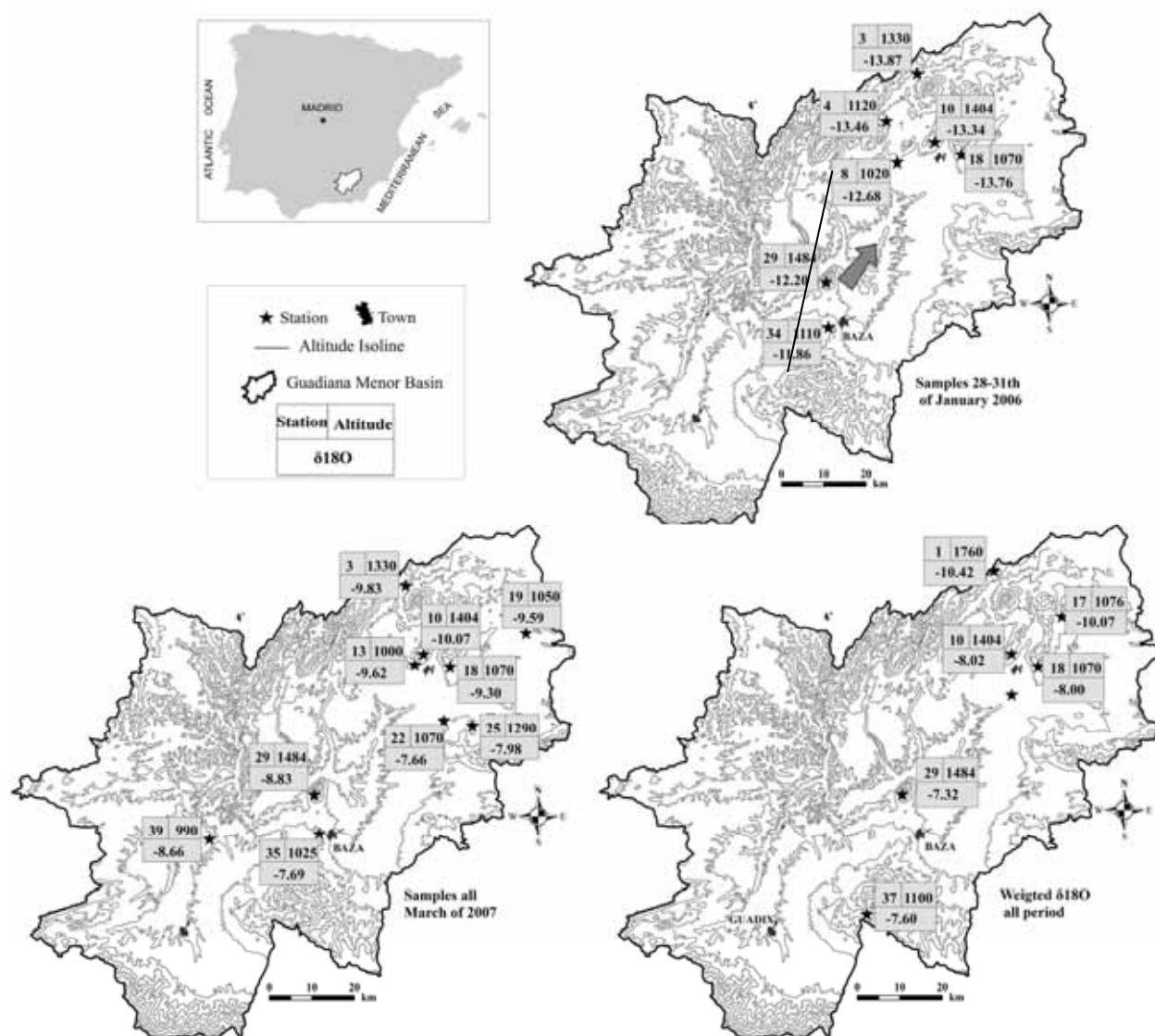


Fig. 3.8 Continental effect indicated by rainwater samples collected in January 2006, April 2007 and all the sampling period at the stations providing the most samples.

The continental effect is also detectable to a greater extent when studying the monthly rainfall record, such as that carried out in March 2007 (Fig. 3.8), and the mean  $\delta^{18}\text{O}$  contents from the stations providing most rainfall data. It is in these cases particularly that the rainfall recharge water is found to be richer in heavy isotopes in the southeast of the basin and poorer at its northeastern edge, due to the entry of fronts from the Mediterranean. The mixture of precipitation from the Mediterranean (richer in heavy

isotopes towards the southeast) and that from the Atlantic (poorer in heavy isotopes as the clouds travel east-northeastwards) recharge the aquifers on the southeast edge of the basin with waters richer in heavy isotopes, compared with the waters along the northeastern edge.

### -ALTITUDE EFFECT

The decrease in heavy isotopes contained in the rainwater at the higher sampling stations, known as the altitude effect, is caused by the gradual rainout of orographically uplifted air masses. The magnitude of this effect depends upon the morphology of the area and the specific meteorological conditions leading to the formation of precipitation. Published values for the  $\delta^{18}\text{O}$ -altitude relationship vary between  $-0.15$  and  $-0.7\text{‰}$  per 100 m for  $\delta^{18}\text{O}$  and  $-1.2$  and  $-5.6\text{‰}$  per 100 m for  $\delta^2\text{H}$  (Moser and Stichler, 1974; Gat, 1980; Niewodniczanski et al., 1981; Holdsworth et al., 1991). Longinelli and Selmo (2003) reported a gradient of  $0.2\text{‰}/100$  m for Italy. The values of  $\delta^{18}\text{O}$ -altitude gradients compiled by Clark and Fritz (1997) range from  $0.2\text{‰}/100$  to  $0.3\text{‰}/100$ .

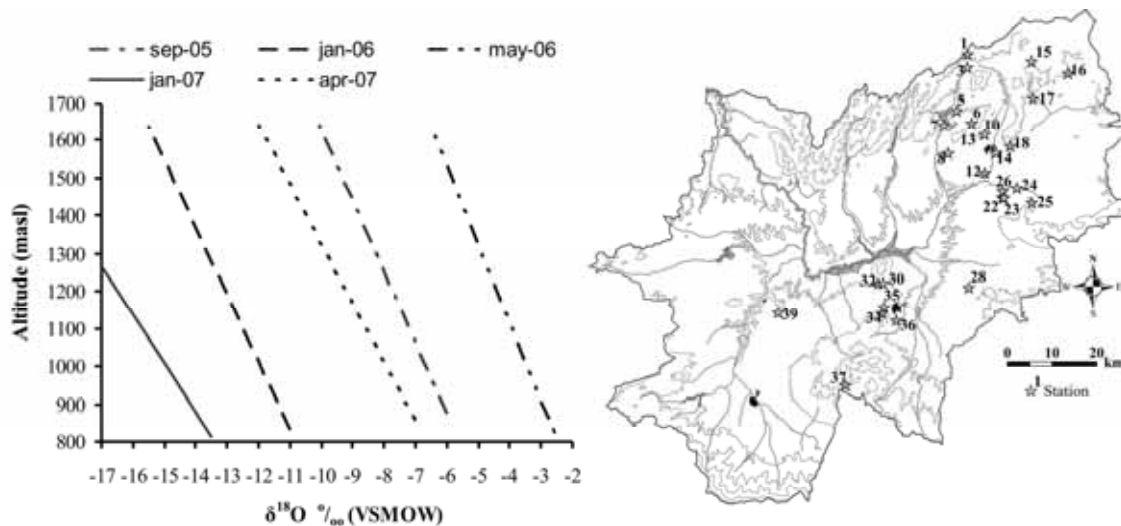


Fig. 3.9.  $\delta^{18}\text{O}$  for precipitation samples collected during precipitation events in September 2005 and January 2006 and 2007, together with the monthly samples collected in May 2006 and April 2007.

The altitude curve obtained from one single rainfall event is insufficient to calculate the quantities of groundwater recharge, due mainly to the seasonal effect mentioned elsewhere in this study. This is clearly revealed in the representation of those rainfall events recorded at the highest number of stations (Fig. 3.9). Therefore, because of the variability in precipitation levels in semi-arid climates, sampling for two years is not enough to obtain a reliable mean altitude curve. To draw the altitude curves we chose for each rainfall event the stations that present the highest correlation coefficient, sited along a line trending south-southwest to north-northeast (Fig. 3.9).

Despite the complex orography of the basin, the five altitude curves tend to be parallel. The gradient obtained for  $\delta^{18}\text{O}$  varies within a range of  $0.52$  to  $0.76\text{‰}$  per 100 m (Table 3.5), with a mean value of  $0.60\text{‰}$  per 100 m, which is close to the value obtained in the Sierra de Baza after a rainfall event in April 1990, for which the curve was one of  $0.57\text{‰}$  per 100 m, (Cruz-San Julián et al., 1992).



Table. 3.5. Equation for the altitude curves of the rainfall events represented by the highest number of samples and altitude gradients obtained.

Storm event	Equation	Stations	R <sup>2</sup>	Gradient
sep-05	y = -190.37x - 266.66	1,6,10,12,17,18,37	0.84	0.52‰ per 100 m
jan-06	y = -179.48x - 1140.4	3,8,10,16,23,32,36	0.77	0.56‰ per 100 m
may-06	y = -208.48x + 288.29	10,12,15,18,24,25,30,34,37	0.55	0.52‰ per 100 m
jan-07	y = -130.6x - 952.78	5,7,8,14,26,28,35	0.89	0.76‰ per 100 m
apr-07	y = -157.15x - 241.75	3,5,10,15,22,24,30,35,39	0.75	0.63‰ per 100 m

### 3.4.2 Groundwater

To study the isotope content of the groundwater, we chose 20 wells, 23 springs and 2 shallow waters, constituting the most representative points of each aquifer (Table 3.3 and Fig. 3.2).

The isotope values of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  in the groundwater vary from -9.90 to -6.40‰ and -68.69 to -48.11‰, with mean values ranging from -8.48 to -59.27‰ respectively. The values of d-excess range from 12.47 to 1.07‰, with a mean of 8.63 ‰, with lower values found for the well samples (8.23‰) than for the spring samples (9.02‰). Groundwater reflects the weighted mean isotopic precipitation signature in the recharge area. The isotope composition of the groundwater, in which the mean d-excess is lower than 10‰, is richer in heavy isotopes than the mean of the rainwater, which reaches a mean value of 12.90‰ (a value that indicates the predominance of rain from the Mediterranean rather than the Atlantic).

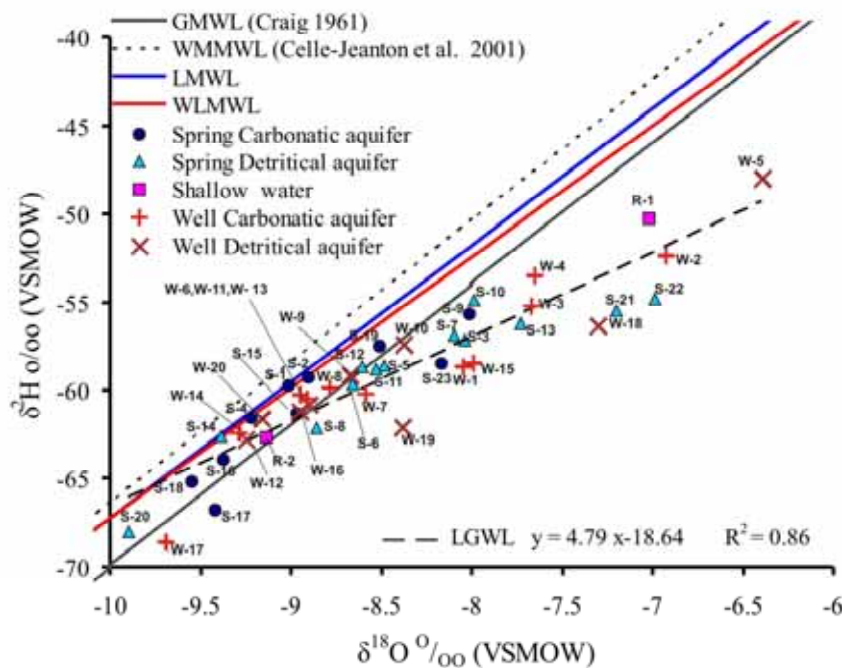


Fig. 3.10.  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  relationships of groundwater for different aquifers and shallow water. LGWL=local ground water line. For the location of the sampling points see Figure 3.2.

The representation of the  $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$  values for the isotope composition of the groundwater and shallow water allowed us to obtain the LGWL of the aquifers sampled in the study. The resulting equation is  $\delta^2\text{H}=4.79\delta^{18}\text{O}-18.64$  ( $R^2=0.86$ ). The LGWL is characterized by a shallower curve than those obtained for the LMWL and WLMWL, which suggests different evaporation processes from those observed until now, the signature of which is added to the effects of isotope enrichment already seen in the rainfall water.

In Figure 3.10 the groundwater and shallow water samples analysed are distinguished by different symbols according to the type of point sampled (well, spring or shallow water) and by different colours according to the aquifer.

It can be seen in Figure 3.10 that a series of groundwater and shallow-water points fall between the LMWL and the GMWL, although most of the samples are to the right of the GMWL, suggesting additional evaporation processes.

A comparison of the composition of the springs that drain the carbonate aquifer (S-18, S-16, S-4 and S-1, at 1,610, 1,378, 1,510 and 1,470 m.a.s.l. respectively) reveals that the groundwaters become richer in heavy isotopes from the west-southwest towards the east-northeast, a trend which goes against that found in the precipitation waters, which are subject to the continental effect.

If we look at the changes in the isotope content of the springs along a line trending southeast-northwest between points S-13 and S-3 we can see an impoverishment towards the north and northwest, between springs S-13 and S-12, which coincides with the evolution of fronts coming from the Mediterranean and moving north-northwestward, and thus with the continental effect.

According to recent climatic studies carried out in the basin by Fernández-Chacón, during the last 28 years there has been a tendency towards less rainfall arriving from the Atlantic and more from the Mediterranean. This has led to the aquifers in the northeast of the basin, which are more affected by Mediterranean fronts, becoming slightly more enriched in heavy isotopes than those on the north face of the Sierra de Baza and Sierra Nevada, where the Mediterranean influence is less.

The altitude effect on precipitation is also quite evident in the groundwater on comparing springs S-18 y S-17, S-16 y S-15, S-4 y S-6 and well W-8 with S-12, among others, which reveals isotope enrichment from the recharge zones of carbonate aquifers to the centre of the basin and the detrital-aquifer discharge zones.

Significant farming activity takes place above the detrital aquifer, particularly in the Llano de Puebla to the northeast of the basin, which has resulted in intense exploitation of both the carbonate and detrital aquifers. The wells in these aquifers contain the highest levels of heavy isotopes, with a maximum at W-5, which draws its water from the detrital aquifer (Fig. 3.2, Table 3.3 and Fig. 3.10). This point, together with W-3, W-4 and W-18, are those that show most signs of evaporation effects, which reflects an additional recharge from the reflux of excess irrigation water that has undergone intense evaporation before filtering back into the detrital aquifer.

Another area of considerable farming activity lies to the east-southeast of the town of Baza. The wells we chose to sample have an average depth of some 100 m. The water from these wells, however, shows no signs of evaporation. On the contrary it proved to be very depleted in heavy isotopes, possible because of significant groundwater recharge from the Sierra de Baza compared to the quantity of recharge by the infiltration of rainwater.

On the other hand, the sample taken from the San Clemente reservoir (R-1, Fig. 10) showed a strong influence of evaporation, typical of lakes and reservoirs with a large expanse of water (Mayr et al., 2007; Kohfahl et al., 2008b). This reservoir is situated on the carbonate aquifer and so loses water by filtration to the aquifer beneath it. This implies an additional recharge to the latter aquifer and so in wells lower down (W-2, for example) the water also shows signs of evaporation and enrichment in heavy isotopes.

In the aquifers studied we also found subterranean thermal waters, reaching temperatures of 26°C (S-23) and 34.7°C (S-19 and W-13) in the carbonate aquifer and between 20°C and 41.5°C in the detrital aquifer (S-20, W-9, S-7, S-8 and S-11). The highest temperatures are associated with points at tectonic accidents between the palaeogeographic domains of the Internal and External zones of the Betic Cordilleras (S-7, S-8, S-12, W-9 and S-23) whilst the coolest thermal springs are associated with tectonic contact zones between subdomains within the Internal and External zones. Thus, when interpreting the isotope content of the groundwaters drained or exploited at these points it is important to bear in mind the additional isotope enrichment deriving from the matrix of the aquifer, a process that inevitably modifies the  $\delta^{18}\text{O}$  content *versus* that of  $\delta^2\text{H}$  (Clark and Fritz, 1997).

Until now we have described how the water from the carbonate reliefs around the edges of the basin at higher altitudes are more depleted in isotopes than that of the detrital aquifer situated above the former at lower levels and more towards the centre of the basin (e.g S-21, S-22 y W-18) (Fig. 3.2 y Fig. 3.10). Nevertheless, at the centre there are also small carbonate outcrops drained and exploited by spring S-19 and well W-13 respectively, samples from which plot between the WLMWL and GMWL (Fig. 3.10). S-19 drains groundwater at 780 m.a.s.l. whilst the piezometric level of the water drawn from W-13 is 620 m.a.s.l.

According to our observations, it would be normal to expect that at points S-19 and W-13, at the centre of the basin, the water would be significantly affected by evaporation and thus very rich in heavy isotopes, just like the water from spring S-22, which is recharged solely by rainwater and not by farming activity. Nevertheless, the isotope composition at neither of the two former points suggests *a priori* any such evaporation and consequent isotope enrichment effect. This is due to the fact that both carbonate outcrops are fed at depth by hidden water supplies from the Sierra de Baza at higher altitudes and undergo no evaporation processes apart from those affecting the rainwater. When calculating the quantity of recharge in S-19 and W-13 it is necessary to bear in mind that both are fed to some extent by thermal water, the isotope composition of which has been modified by enrichment in  $\delta^{18}\text{O}$  *versus*  $\delta^2\text{H}$  in the rock forming the aquifer and also possibly by the mixing of recharge waters within the Sierra de Baza and others filtering into the carbonate aquifer lower down.

### 3.5. CONCLUSIONS

Certain conclusions can be drawn from this study.

-Precipitation reaches the Guadiana Menor basin, mainly in the winter months, from three different sources, which are, in order of importance: (i) the Atlantic ocean; (ii) the western Mediterranean sea; (iii) the eastern Mediterranean sea.

-To characterize the isotope composition of the precipitation waters that recharge the aquifers in the region the WLMWL is more suitable than the LMWL because it takes the quantity of rainfall into account.

-The WLMWL and LMWL show a lower curve than the GMWL, WMMWL and EMMWL, above all the WLMWL. This reflects the influence of various modifying effects which bring about an enrichment in heavy isotopes. One example of this is the “amount effect”, which takes place mainly from May to September, when increases in the ambient temperature cause rain to evaporate while falling earthwards and/or undergo an exchange with atmospheric vapour. This effect hinders our ability to determine the origin of the weather fronts because it modifies the d-excess values.

-Apart from the effects of amount and ambient temperature, we also observed seasonal and altitudinal variations in the isotope composition of the rainfall, coinciding with those reported in the literature. The altitude gradients obtained for  $\delta^{18}\text{O}$  are high, ranging between 0.52 and 0.76‰.

-The final effect on the rainwater in this basin that we have identified is the continental effect. The mixture of fronts deriving both from the Atlantic and the Mediterranean determines the existence of a zone in the southeast where the waters are quite rich in heavy isotopes, a zone in the north-northeast where the waters are relatively depleted of these isotopes and an intermediate zone in the west-central part of the basin on the northern flank of the Sierra de Baza.

-The groundwaters, for their part, are in general richer in heavy isotopes than the precipitation water, particularly on the slopes of the mountains and at lower levels towards the centre of the basin. This can be put down to the fact that most of the groundwater has undergone additional evaporation processes, including evaporation in the aquifer itself (more so in the detrital aquifer than in the carbonate one), recharge from irrigation excesses, the water from which presents strong signs of evaporation, and/or effects caused by additional recharge from water deriving from reservoirs.

-Through the isotope composition of the groundwater and precipitation we have been able to detect the existence of hidden subterranean recharging from the carbonate aquifers, mainly from the Sierra de Baza, into the neighbouring detrital aquifers or even into other carbonate aquifers in the centre of the basin, such as the Jabalcón and the Cerro de la Raia on the flank of which springs S-





## **CAPÍTULO IV**

### **CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LAS MASAS DE AGUA SUBTERRÁNEA DEL SECTOR NORTE DE LA CUENCA (DUDA-LA SAGRA, HUÉSCAR PUEBLA Y LA ZARZA)**



#### 4. 1. UTILIZACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

En el área delimitada por las MAS Duda-La Sagra, Huéscar-Puebla y La Zarza se asientan los municipios de Huéscar, Puebla de Don Fadrique y parte de Vélez Blanco y de Castril. Además de las poblaciones que son cabecera de municipio, existen una serie de pedanías como Puente de Duda, Fátima, Las Almontaras, Almaciles, Bugéjar y Topares. Ello genera una demanda de agua, tanto para abastecimiento público como para regadío (Fig. 4.1). La población en esta zona asciende a 11.750 habitantes, en la cual destaca el municipio de Huéscar con 8.225 habitantes.

Las zonas de regadío ocupan una extensión total de 5.660 has (según datos del inventario de regadíos realizado por la Junta de Andalucía para el 2002) repartidas por los municipios de Huéscar y Puebla de Don Fadrique, donde el 92% y 15% de los recursos utilizados son de origen superficial y el 8% y 85% son de origen subterráneo, respectivamente.

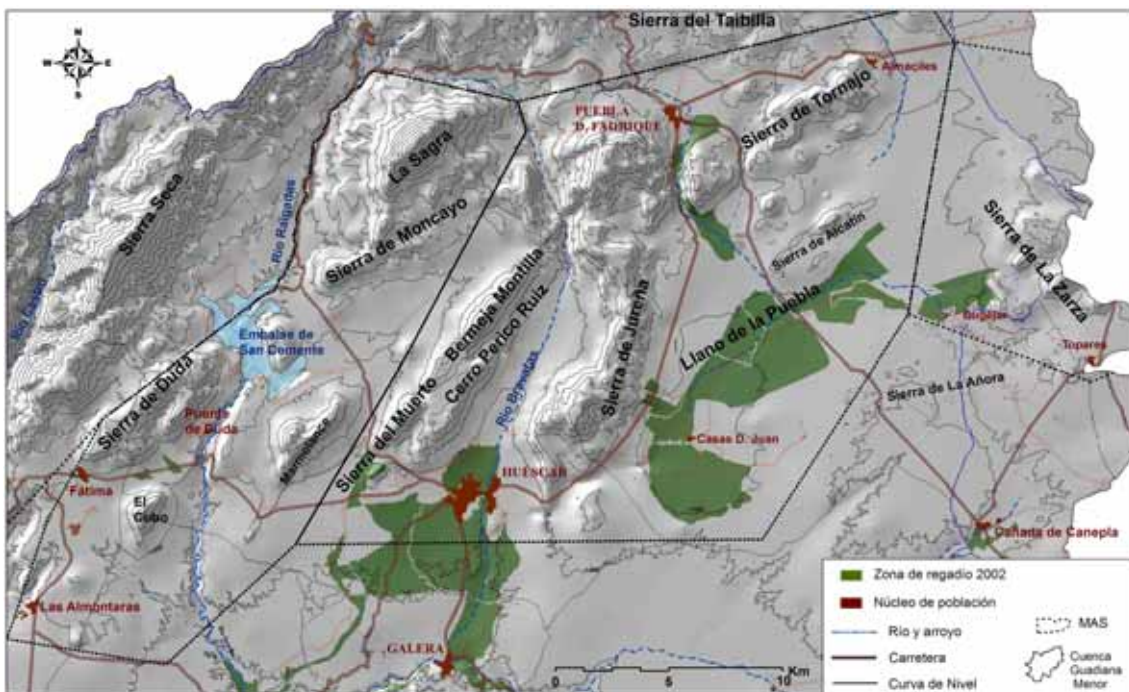


Fig. 4.1. Mapa con las zonas de regadío de los municipios englobados dentro de las MAS Duda-La Sagra, Huéscar-Puebla y La Zarza (Junta de Andalucía-ITGE, 2002).

#### 4.2 RED PIEZOMÉTRICA Y DE MUESTREO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS DURANTE EL PERÍODO 2005-2007

En total se han considerado 155 puntos de agua, repartidos por el Sector de Sierra Seca (MAS Quesada-Castril) y MAS Duda-La Sagra, Huéscar-Puebla y La Zarza (Base de Datos del IGME, del CEDEX y del AWI). Se ha incluido el Sector de Sierra Seca, por presentar una serie de manantiales con importante descarga hacia el río Guardal, aguas arriba del Embalse de San Clemente, interesantes de caracterizar hidroquímica e isotópicamente por constituir una entrada en el sistema acuífero de la MAS Duda-La

Sagra diferente de la lluvia. La ubicación de dichos puntos pueden ser consultada en el mapa hidrogeológico de la Fig. 4.2

### 4.3 FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO

Para la descripción del funcionamiento hidrogeológico de los diferentes acuíferos en el Sector Norte, debido a la presencia de varias MAS y a la complejidad geológica e hidrogeológica, se ha optado por caracterizar cada MAS por separado.

El **Sector de Sierra Seca**, que se encuentra dentro de la MAS Quesada-Castril, se caracteriza por presentar acuíferos pertenecientes al dominio Prebético Interno con gran variabilidad de secuencias litológicas y cambios laterales de facies. Esta MAS se encuentra afectada por una importante compartimentación, lo cual da como resultado acuíferos independientes que se agrupan en diferentes Subunidades (CHG-IGME, 2001j).

Dentro de la cuenca del Guadiana Menor se localiza una subunidad denominada Subunidad de Pliegues-Falla, constituida por tres grandes sectores que coinciden con tres grandes antiformes:

- Sector de Sierra del Pozo
- Sector de Castril
- Sector de Sierra Seca

De los tres sectores mencionados, tan solo se ha tenido en cuenta el Sector de Sierra Seca. Este sector, a su vez, se divide en dos acuíferos: *Acuífero de Castril de la Peña* y *Acuífero de Sierra Seca*. Finalmente, se ha considerado el Acuífero de Sierra Seca, por ser el que presenta descargas hacia el río Guardal, aguas arriba de su paso por la MAS Duda-La Sagra. Las cotas de descarga de los manantiales se localizan a 1.100-1.200 m s.n.m. Este acuífero lo integran materiales carbonáticos cretácicos del Prebético (Fig. 1.17 y Fig. 1.18).

Para la evaluación de la recarga del *Acuífero de Sierra Seca* se ha utilizado el coeficiente de infiltración obtenido por el IGME (2000). Según la aplicación de este coeficiente, la recarga procedente de la infiltración del agua de lluvia asciende a 27 hm<sup>3</sup>/año (CHG-IGME, 2001j).

La **MAS Duda-La Sagra**, descrita inicialmente en el Capítulo 1, ha sido dividida en dos Subunidades con funcionamiento independiente, la Subunidad Sierra de la Sagra y la Subunidad Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo. La alimentación se produce por la infiltración del agua de lluvia, salvo en la Subunidad Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo, donde a dicha recarga se le suma el agua procedente de las filtraciones del Embalse de San Clemente. En cuanto a las descargas, principalmente tienen lugar a través de manantiales, aunque a lo largo de la Subunidad Sierra de Duda-Loma de Perro-Sierra Moncayo se localizan varios sondeos de explotación (Fig. 4.2)







En esta MAS se dispone del balance hídrico que se resume en la Tabla 4.1 (CHG-IGME, 2001a; ITGE, 1999b).

Tabla 4.1. Balance hídrico de la MAS Duda-La Sagra (CHG-IGME; 2001a).

MAS Duda-La Sagra		hm <sup>3</sup> /año
Entradas	Infiltración de lluvia	10
	<b>Total</b>	<b>10</b>
Salidas	Manantiales	8
	Extracciones por bombeo	0,25
	Descargas ocultas hacia el río Guardal	1,75
<b>Total</b>	<b>10</b>	

La **MAS Huéscar-Puebla**, descrita en el Capítulo 1, presenta una alimentación procedente de la infiltración del agua de lluvia sobre los afloramientos permeables y por infiltración de la escorrentía de la cuenca endorreica del Llano de la Puebla y en la zona septentrional, en las proximidades del núcleo de población de Puebla de Don Fadrique. Las descargas naturales tienen lugar a través de los manantiales PH-9 y PH-10, ubicados en el acuífero detrítico miopliocuaternario conectado hidráulicamente al acuífero carbonático subbético, y en la zona septentrional a través de los manantiales ubicados en el acuífero detrítico cuaternario. Esta MAS se encuentra afectada por una intensa explotación, localizada principalmente en el Llano de la Puebla (Tabla. 4.2). Además, tienen lugar descargas ocultas hacia los materiales detríticos adyacentes.

Tabla 4.2. Balance hídrico de la MAS Huéscar-Puebla (CHG-IGME, 2001b).

MAS Huéscar-Puebla		hm <sup>3</sup> /año
Entradas	Infiltración de lluvia	24,0
	Infiltración de la escorrentía en el Llano de la Puebla	6
<b>Total</b>	<b>30</b>	
Salidas	Manantiales y sondeos surgentes	16
	Extracciones por bombeo	7,2
	Descargas ocultas	6,8
<b>Total</b>	<b>30</b>	

Por último, la **MAS La Zarza**, ubicada en la parte más oriental del Sector Norte, presenta una alimentación procedente de la infiltración del agua de lluvia sobre los afloramientos permeables (Tabla 4.3). El acuífero carbonático subbético presentan una descarga natural a través del manantial de Bugéjar (ZL-3) (Fig. 4.2), que constituye el principal punto de descarga hacia la cuenca del Guadiana Menor. En la actualidad este manantial está afectado por el bombeo de varios sondeos localizados en la zona de recarga. Además, destacan otras descargas naturales que drenan el acuífero Mioceno

inferior, como los manantiales ZL-1 (hacia la cuenca del Guadiana Menor), ZL-7 y ZL-8 (hacia la cuenca del Segura), con caudales inferiores al ZL-3.

Tabla. 4.3 Balance hídrico de la MAS La Zarza (CHG-IGME, 2001c).

MAS La Zarza		hm <sup>3</sup> /año
Entradas	Infiltración de lluvia	4,0
	<b>Total</b>	<b>4</b>
Salidas	Manantiales	1
	Extracciones por bombeo	0,3
	Descargas ocultas	2,7
<b>Total</b>		<b>4</b>

## 4.4 EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA E HIDROMÉTRICA

### 4.4.1. Sondeos y Manantiales Utilizados

El control mensual del nivel piezométrico y de las descargas de los manantiales principales se inició con el IGME en 1968, dentro del programa de investigaciones del Proyecto del Guadalquivir y se continuó hasta 1998.

El control piezométrico mensual-bimestral se inició en 8 sondeos: S-8, S-15, S-16, S-17, S-18, S-19, S-20 y S-22. En 1970 y 1975 se incorporaron a la red de medida los sondeos S-9, S-10 y S-14, en los cuales se registraron pocos registros ya que fueron instalados para su explotación agrícola. En 1981 se incorporaron los sondeos S-26, S-27 (ambos construidos por particulares) y el sondeo de abastecimiento a Puebla de Don Fadrique (S-28) y en 1984 los sondeos S-11 y S-12. En 2001 el control piezométrico fue retomado por la CHG, con la construcción y posterior incorporación de cuatro nuevos piezómetros: S-29, S-30, S-31 y S-32. Las medidas se han prolongado hasta la actualidad, con la incorporación, a principios de 2007, de los dos últimos piezómetros: S-34 y S-35 (Fig. 4.3).

En la Tabla 4.4 se indican los sondeos que se han utilizado para el estudio de la evolución temporal del nivel piezométrico, cuya distribución puede consultarse en la Fig. 4.3. La información aportada por estos sondeos ha proporcionado una buena base para la caracterización temporal de la variación del nivel piezométrico en los acuíferos principales, evolución que posteriormente podrá ser contrastada con la evolución de las precipitaciones de la zona y con la composición físico-química de las aguas subterráneas.

Como información complementaria a la ya existente, se consideró oportuno realizar dos campañas de piezometría: la primera en Octubre de 2005 y la segunda en Abril de 2006. En estas campañas fueron considerados todos los sondeos existentes en la zona en los que era posible la realización de medidas de nivel piezométrico. El objetivo principal fue el de intentar caracterizar la evolución espacial del nivel piezométrico, tanto al inicio del período de explotación agrícola como al final de éste.

Tabla 4.4. Sondeos de investigación en los que se posee un registro piezométrico.

Nº Sondeo	Z (m s.n.m.)	Acuífero	Período de Registro
S-8	957	Detrítico miopliocuaternario	1969-2007
S-11	962	Carbonático subbético	1984-2007
S-12	956	Carbonático subbético	1984-2007
S-14	960	Detrítico miopliocuaternario	1970-1974
S-15	957	Detrítico miopliocuaternario	1969-1976
S-16	991	Carbonático subbético	1969-1978
S-17	1032	Carbonático subbético	1969-1996
S-18	1006	Carbonático subbético	1969-1998
S-19	1004	Carbonático subbético	1969-1998
S-20	1088	Carbonático subbético	1969-1994
S-22	1074	Carbonático subbético	1969-2007
S-26	1158	Detrítico miopliocuaternario	1981-1986
S-27	1185	Detrítico cuaternario	1981-1994
S-28	1200	Detrítico miopliocuaternario	1981-2006
S-29	1081	Carbonático subbético	2002-2007
S-30	1004	Carbonático subbético	2001-2007
S-31	1015	Carbonático subbético	2001-2005
S-32	1020	Carbonático subbético	2001-2007
S-34	1081	Carbonático subbético	2007
S-35	997	Carbonático subbético	2007

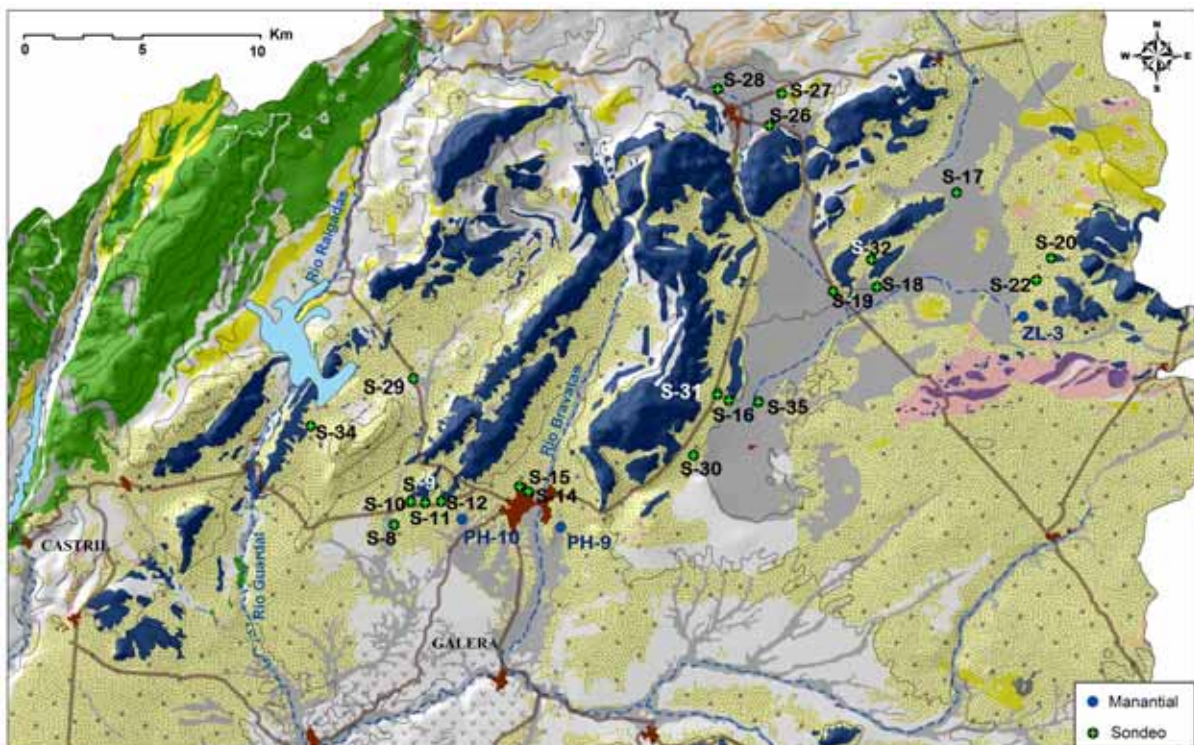


Fig. 4.3. Red de control piezométrica e hidrométrica existente en los acuíferos de la cabecera del Guadiana Menor.

#### 4.4.2. Evolución Temporal del Nivel Piezométrico

Para la obtención de una visión general de la evolución del nivel piezométrico en los acuíferos de las diferentes MAS, se han seleccionado los siete piezómetros más representativos: tres con medidas desde 1969 hasta 2007 (S-8, S-18 y S-22), uno con medidas desde 1980 hasta 2007 (S-28) y tres con medidas sólo desde 2001 hasta 2007 (S-29, S-30 y S-32). La ubicación de estos sondeos se puede ver en la Fig. 4.3 y las características en la Tabla 4.4. Las evoluciones de todos ellos aparecen representadas en la Fig. 4.4, donde cabe señalar una disminución de la cota del nivel piezométrico desde N-NE hacia el S-SW.

En función de la situación del nivel piezométrico, de su evolución temporal y del contexto geológico-tectónico e hidrogeológico de la zona, se ha considerado conveniente estudiar las evoluciones temporales y espaciales del nivel piezométrico por MAS y atendiendo, a su vez, a la diferenciación por subunidades y/o sectores acuíferos.

##### **-MAS Duda-La Sagra**

La *Subunidad Sierra de la Sagra*, como ya se ha comentado en el apartado 4.3, presenta una recarga que procede íntegramente de la infiltración del agua de lluvia sobre el acuífero carbonático subbético de La Sagra. La descarga tiene lugar a través del manantial SD-1 que constituye la descarga principal (Fig. 4.2), localizado a 1.510 m s.n.m. y con un caudal de descarga superior a 25 l/s. Al Norte de esta sierra se han localizado dos manantiales de menor entidad, SD-2 y SD-3 (Fig. 4.2), ubicados a 1.410 y 1.435 m s.n.m. respectivamente, estos manantiales representan la cota de descarga de un pequeño acuífero formado por materiales detríticos miopliocuaternarios desconectado hidráulicamente del acuífero carbonático subbético de La Sagra.

La *Subunidad Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo*, como se ha comentado en el apartado 4.3, presenta una recarga procedente de la infiltración del agua de lluvia sobre los afloramientos permeables a la que se suma una recarga de agua superficial procedente de las filtraciones en el Embalse de San Clemente (CHG-IGME, 2001a) cuya salida se produce aguas abajo del embalse. Para describir como se produce la descarga de este sector se comentarán las sierras que lo componen por separado.

Por un lado, al NE de la subunidad se localiza la Sierra de Moncayo. Esa está constituida por un acuífero carbonático subbético que se encuentra aislado por los materiales margosos de la Unidad Tectónica (Fig. 1.7 y Fig. 1.10). Dicho acuífero presenta una superficie total de 3 km<sup>2</sup> y un espesor que en algunas zonas llega a ser inferior a 60 m. Hacia el S-SE los carbonatos se encuentran recubiertos por materiales detríticos miopliocuaternarios. Las descargas se producen por manantiales ubicados a lo largo de su borde SE, con caudales cada uno inferiores a 0,25 l/s. Destaca el manantial SD-4, localizado a cota 1.200 m s.n.m., que constituye su principal descarga visible a cota más baja. Además, se supone la existencia de descargas ocultas a cotas inferiores dirigidas hacia el acuífero detrítico miopliocuaternario, con el que se encuentra en conexión hidráulica.

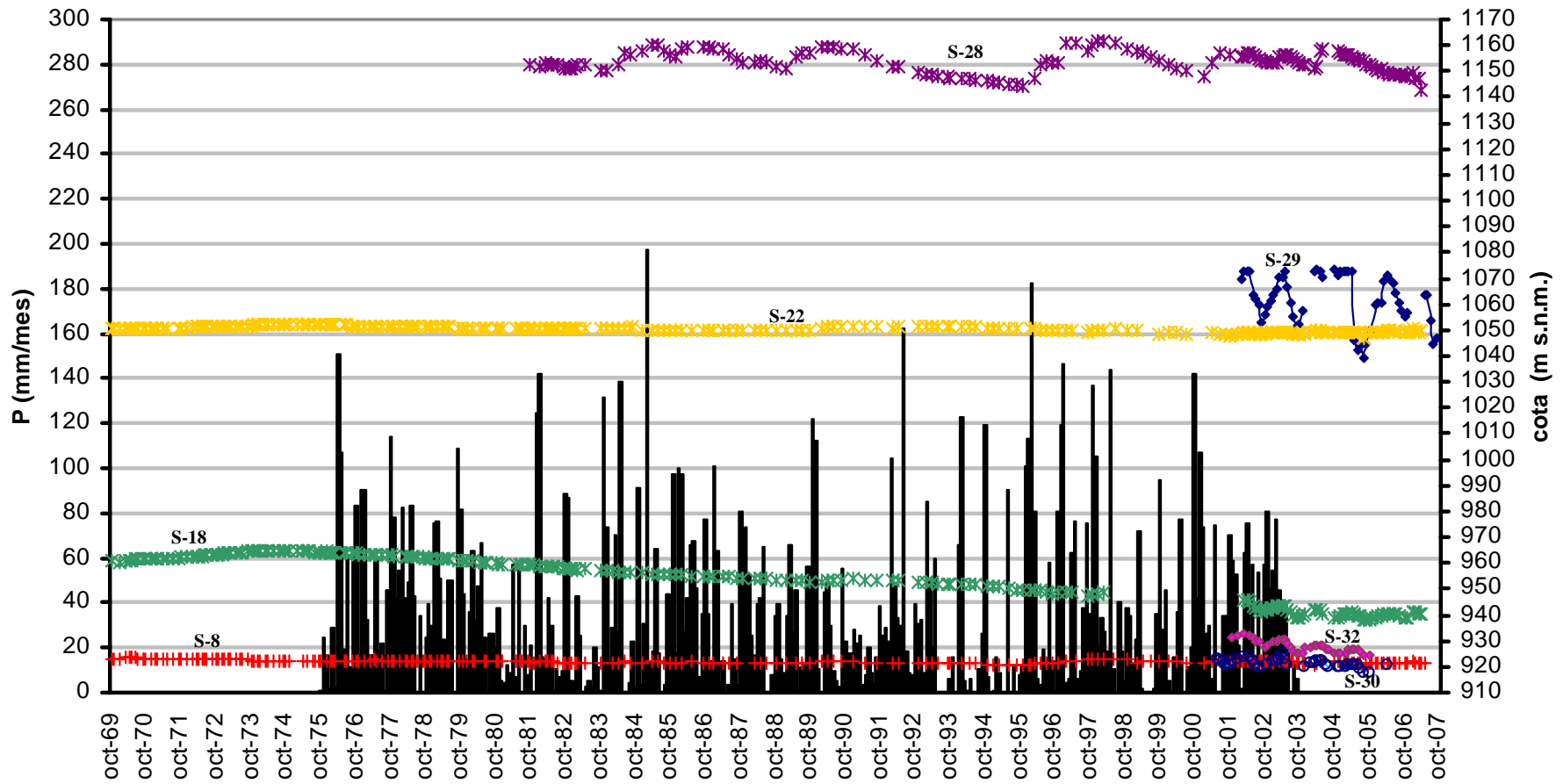


Fig. 4.4. Evolución del nivel piezométrico de los principales acuíferos, a partir de siete piezómetros representativos del área, cuya ubicación aparece en la Fig. 4.3 y sus características principales se recogen en la Tabla 4.4.



Hacia el SW de la subunidad se encuentra la Sierra de Duda (Fig. 4.2). Esta compone un relieve de 13,8 km<sup>2</sup> de superficie, de materiales carbonáticos subbéticos y brechas calcáreas y calizas bioclásticas del Mioceno superior, ambos en conexión hidráulica. En la recarga de estos afloramientos permeables no se descarta la influencia de las filtraciones procedentes del embalse, principalmente en su margen derecha (Fig. 4.2). Las descargas visibles se producen a través de los manantiales ubicados en la pedanía de Puente de Duda, SD-7, SD-8 y SD-9, localizados entre 980 y 960 m de cota y con un caudal de descarga conjunto inferior a 1,5 l/s (Fig. 4.2). Las descargas no visibles se producen hacia el acuífero detrítico miopliocuaternario que recubre la falda SE del acuífero carbonático subbético de Sierra de Duda.

La Loma del Perro y el Cerro de la Capellanía se encuentran formando parte de la misma escama tectónica y de la subunidad acuífera (Fig. 1.7 y Fig. 4.2). Los acuíferos están constituidos por materiales carbonáticos subbéticos permeables y por materiales carbonáticos y detríticos miopliocuaternarios que recubren parte de los acuíferos anteriores, ambos en conexión hidráulica. El acuífero carbonático subbético de ambas sierras presenta una extensión de 6 km<sup>2</sup> en la Loma del Perro y de 7 km<sup>2</sup> en el Cerro de la Capellanía. Debido al hecho de que 1 km<sup>2</sup> de afloramientos carbonáticos subbéticos de la Loma del Perro se encuentran recubiertos por el embalse, este acuífero es el que recibe la recarga adicional procedente de las filtraciones de dicho embalse. Las descargas se producen a través de una serie de manantiales ubicados aproximadamente a 900 m s.n.m., a lo largo del afloramiento carbonático del río Guardal (Fig. 4.2).

Anteriormente a la construcción del embalse, en las cercanías del cortijo de Los Ruíces se ubica el manantial que lleva su nombre (con nº IGME 223830014, próximo a la estación SD-22, Fig. 4.2). El caudal de descarga era variable, y estaba comprendido entre 15 y 100 l/s. Posteriormente a la construcción del embalse, aguas arriba del cortijo de los Ruíces, surgieron una serie de manantiales con un caudal estimado de 100 a 500 l/s. Este incremento en las descargas del acuífero al río hizo que el caudal de éste aumentara aguas abajo, hasta el punto de cubrir la cota de surgencia del manantial Los Ruíces.

Ante el importante aumento del caudal del río, la CHG construyó una estación de aforos en el cortijo de los Ruíces, la cual ha sido utilizada para el muestreo de agua superficial (SD-22, Fig. 4.2). A su vez, la CHG ha estado realizando aforos a lo largo del afloramiento carbonático del río, si bien no se ha podido disponer de los datos.

En la parte NE de los relieves de La Loma del Perro y Cerro de la Capellanía se localizan varios sondeos: SD-11, SD-12, SD-13 y SD-14 (Fig. 4.2). Éstos explotan tanto el acuífero detrítico miopliocuaternario (SD-11 y SD-13) como el carbonático subbético (en el sondeo SD-12, reprofundizado en 2005, el cual pasó de explotar el acuífero detrítico a explotar el acuífero carbonático subbético, y el sondeo SD-14).

De los citados sondeos se dispone de información piezométrica en el momento de su construcción y de las medidas recogidas en las campañas de piezometría de Septiembre de 2005 y Abril de 2006. A excepción del sondeo SD-14 (Tabla 4.4, Fig. 4.2 y Fig.4.3), del cual se dispone de un registro piezométrico más amplio, al constituir un piezómetro que, desde su construcción en 2001, está siendo controlado por CHG.

Tabla 4.5. Cotas piezométricas medidas en Septiembre de 2005 y Abril de 2006 al SE de Sierra de Moncayo (Fig. 4.2).

Nº Sondeo /Nº Tesis	Z	Acuífero	Sep-05	Abr-06
S-5 / (SD-12)	1085	Carbonatado subbético	1048,6	1077,0
S-29 / (SD-14)	1081	Carbonatado subbético	1044,0	1070,9
SD-13	1092	Detrítico miopliocuaternario	1089,7	-
SD-11	1140	Detrítico miopliocuaternario	-	1130,0

El nivel piezométrico del acuífero detrítico miopliocuaternario se localiza a mayor cota respecto a los demás acuíferos, como se puede ver en la Tabla 4.5.

Al SW de la MAS Duda-La Sagra se localizan los afloramientos carbonáticos subbético que constituyen los relieves del Cerro del Cubo y Cerro del Diablo (Fig. 1. 7 y 4.2), con una extensión de 2 y 5 km<sup>2</sup>, respectivamente. El sustrato de estos afloramientos lo constituyen materiales de la Unidad Olitostromica y/o materiales del dominio Prebético, compuestos principalmente por facies margosas que actúan como sustrato impermeable (Fig. 1. 7). La recarga de estos acuíferos se produce por el agua de lluvia y la descarga se lleva a cabo de forma oculta hacia los materiales detríticos miopliocuaternarios. En el borde más meridional de la MAS se localiza el manantial SD-10, que indica una cota de descarga de 880 m s.n.m. Este manantial, que se sitúa a 56 m por debajo de la cota piezométrica del sondeo SD-19 (936,58 m s.n.m), ha experimentado un fuerte descenso de su caudal y ha pasado de drenar 15 l/s en 1966 a drenar 0,5 l/s en 2007.

Dentro de la Subunidad Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo se localizan los dos únicos piezómetros controlados actualmente por CHG: S-29 y S-34. El período de medida del que se dispone se ciñe a los últimos 6 años para el sondeo S-29 y a medio año para el sondeo S-34. Para la correlación del nivel piezométrico con la pluviometría de la zona, al no disponer de suficiente información de estaciones meteorológicas del INM para los últimos años, ha sido necesario utilizar las estaciones agroclimáticas de la Junta de Andalucía: G-1, G-2, J-1, J-2 y J-14 (Capítulo 3). Se ha de tener en cuenta que dichas estaciones se encuentran ubicadas en zonas bajas y llanas, por lo que puede que no reflejen lo que ocurre a cotas más elevadas.

La evolución del nivel del piezómetro S-29 es paralela a la precipitación, con descensos de nivel que llegan hasta los 33 m en el año hidrológico 2004 (Fig. 4.5). Los fuertes descensos que se observan a finales de primavera y verano están provocados por los descensos en las precipitaciones en el período estival e inicio del período de bombeo. La máxima cota alcanzada por el nivel piezométrico ha sido de 1.073 m s.n.m. en Octubre de 2004 y la mínima cota piezométrica de 1039 m s.n.m. en Agosto de 2005.

El sondeo S-34 presenta el nivel a 160-140 m por debajo del nivel del sondeo S-29, a cota comprendida entre 896 y 900 m s.n.m. Este piezómetro registra variaciones de tan solo 4 m para el mismo año en el que el sondeo anterior experimenta descensos de 20 m. Este hecho unido a la diferenciación entre las cotas piezométricas indica que ambos sondeos se ubican en el acuífero carbonático subbético, pero en dos

afloramientos carbonáticos desconectados hidráulicamente. La cota del sondeo S-34 (Fig. 4.5) coincide con la cota de descarga de la Subunidad a lo largo del río Guardal.

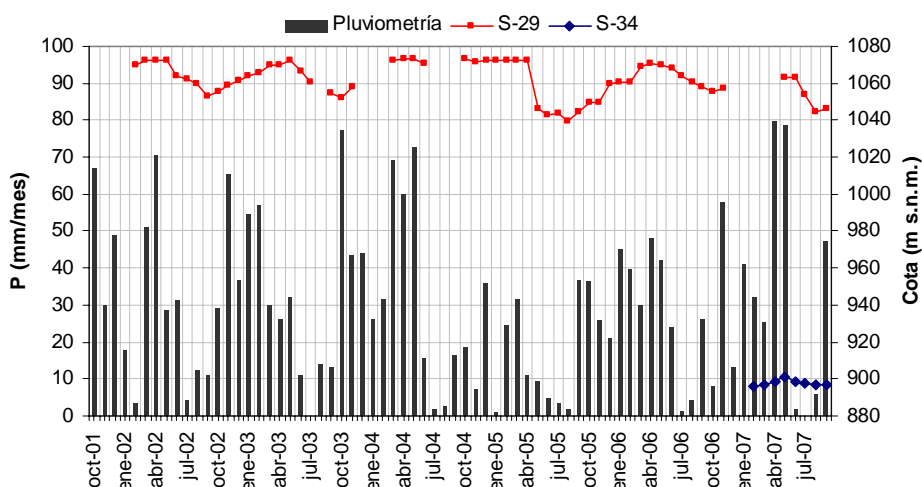


Fig. 4.5. Evolución piezométrica de sondeos localizados en la Subunidad Sierra de Duda, junto con la evolución de la precipitación media calculada a partir de las estaciones de la Junta de Andalucía.

**-MAS Huéscar-Puebla**

Esta MAS presenta un gran número de sondeos en los cuales se ha realizado el control del nivel piezométrico desde 1969 hasta la actualidad (Tabla 1.1, Tabla 4.4 y Fig. 1.9). Los piezómetros presentan diferentes períodos de medida y muestran diferencias importantes en sus cotas piezométricas Fig. 4.4.

En el Capítulo 1, dentro del apartado de tectónica y geometría de los materiales acuíferos, se indicó la geometría de las sierras del Muerto-Bermeja-Montilla y Jureña (Fig. 1.11), en el corte II-II'. En dicho corte se pone de manifiesto la desconexión hidráulica entre ambas sierra. Este hecho fue ya mencionado en los primeros estudios que llevó a cabo la FAO y el IGME en 1974, basándose en la evolución hidrométrica de los dos principales manantiales: Parpacén (PH-10) y Fuencaliente (PH-9). Posteriores estudios reiteraron la hipótesis de desconexión entre ambas sierras y se intentó trazar la línea divisoria entre ambos afloramientos carbonáticos (CHG, 2004, CEDEX, 2006).

Por este motivo, se ha considerado oportuno representar la evolución piezométrica de los distintos piezómetros en función de su situación geográfica y características comunes (Fig. 4.6, 4.22 y 4.23), junto con la evolución pluviométrica de la estación 5069, procedente del INM, tratada y completada en el Capítulo 2. Esta estación se localiza a 1.100 m de altitud, en el borde NE de la Sierra de Montilla y caracteriza la zona donde tiene lugar la recarga de los acuíferos carbonáticos subbéticos.

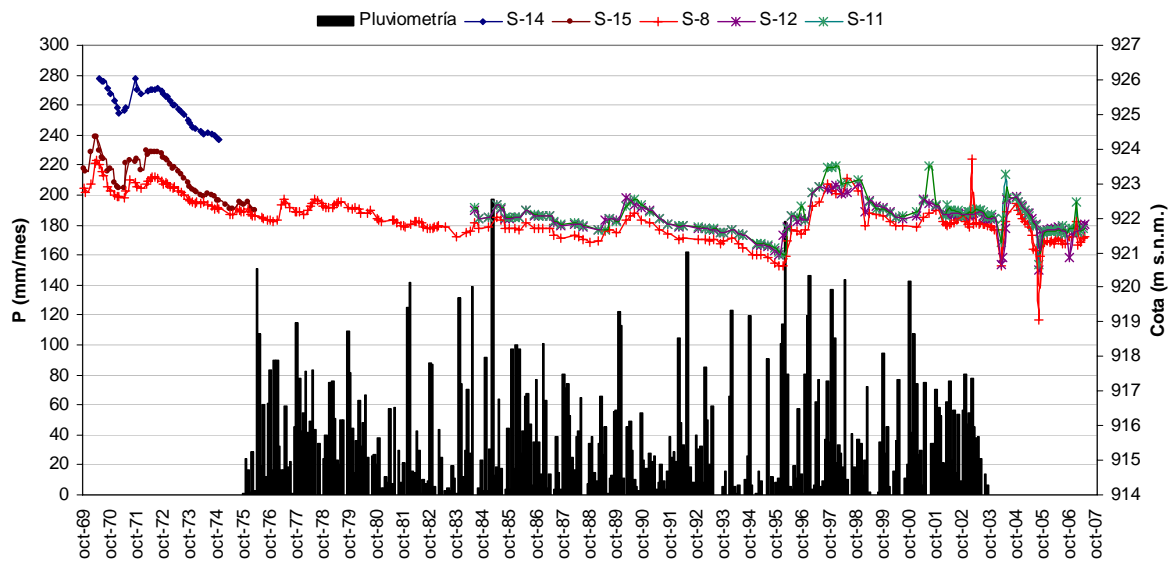


Fig. 4.6. Evolución piezométrica de sondeos localizados en las proximidades de Huéscar, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5069.

Tras comparar las evoluciones representadas en las Fig. 4.6, 4.7 y 4.8, se puede identificar una clara diferencia tanto en las cotas piezométricas como en las tendencias.

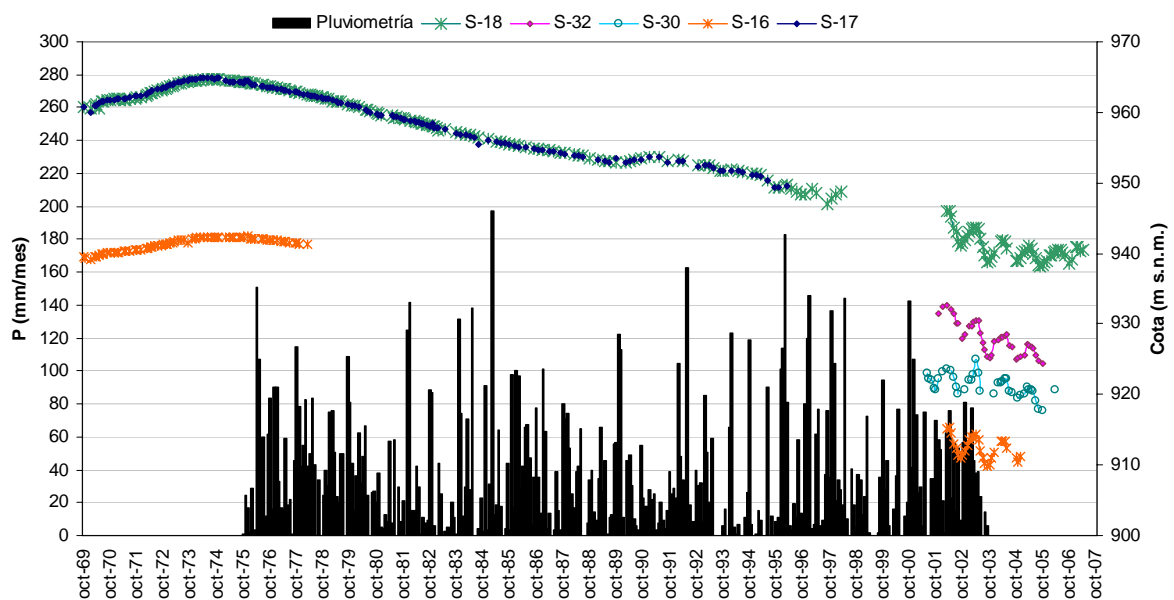


Fig. 4.7. Evolución piezométrica de sondeos localizados en el Llano de la Puebla, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5069.

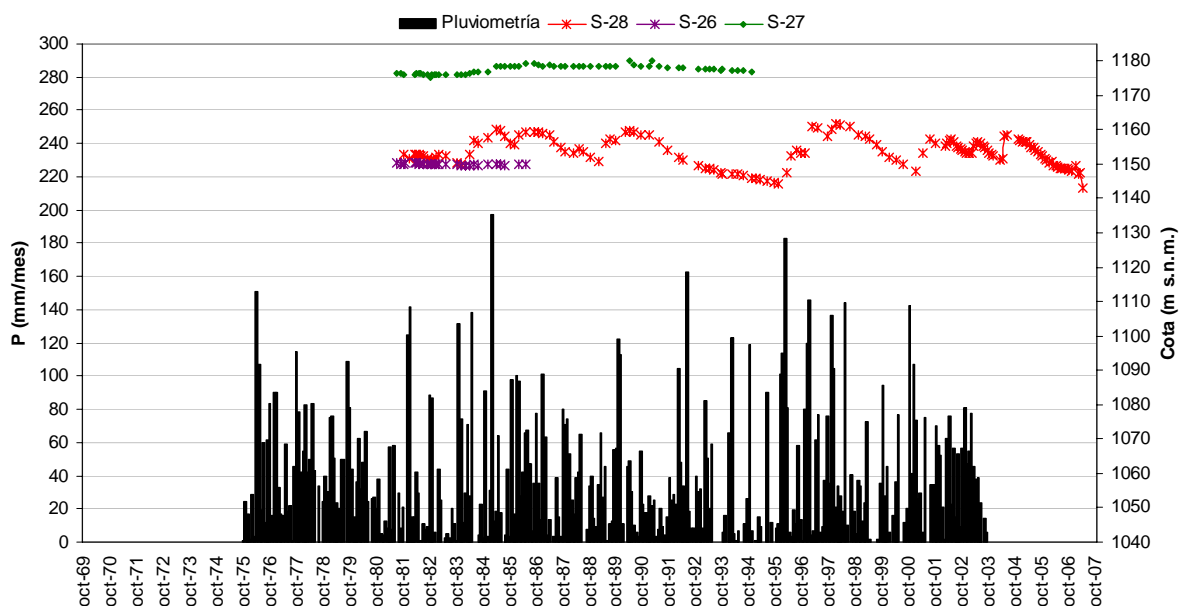


Fig. 4.8. Evolución piezométrica de sondeos localizados en las proximidades de Puebla de Don Fadrique, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5069.

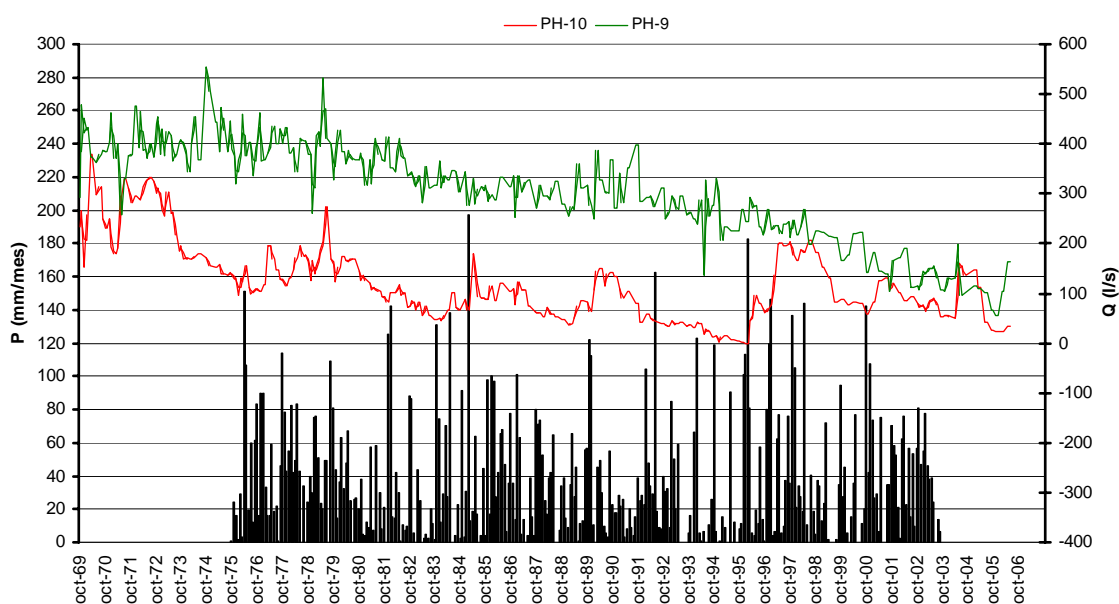


Fig. 4.9. Evolución del caudal de los manantiales principales en la MAS Huéscar-Puebla, junto con la evolución de la precipitación en la estación pluviométrica 5069.

Si a la información piezométrica se le suma la información aportada por las evoluciones hidrométricas de los manantiales principales, Fuencaliente (PH-9) y Parpacén (PH-10) (Fig. 4.9), ambos próximos y ubicados en materiales detríticos miopliocuaternarios en conexión hidráulica con el acuífero carbonático subbético, se observa que el régimen de descarga es diferente. El caudal de Fuencaliente presenta mayor regularidad que el de Parpacén (CHG-IGME, 2001b, IGME, 1997). La evolución del manantial de Parpacén es similar a la evolución piezométrica de los sondeos localizados al SW de Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla (Fig. 4.6 y Fig. 4.9). La



evolución que presenta el manantial de Fuencaliente es similar a la evolución piezométrica de los sondeos distribuidos por la cuenca endorreica del Llano de la Puebla (Fig. 4.7 y Fig. 4.9).

La información piezométrica e hidrométrica aporta la primera prueba de desconexión hidráulica entre los afloramientos carbonáticos de la Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla y de la Sierra Jureña, situados en ambas márgenes del río Bravatas. A partir de las evoluciones piezométricas e hidrométricas y de la información geológica y tectónica recopilada (Fig. 1.7 y Fig. 1.11), se propone la división de esta MAS en tres sectores diferentes con comportamiento hidrogeológico independiente (Fig. 4.10): *Sector de Huéscar*, *Sector del Llano de la Puebla* y *Sector de Puebla de Don Fadrique* (Fernández-Chacón, 2006; Fernández-Chacón et al., 2006).

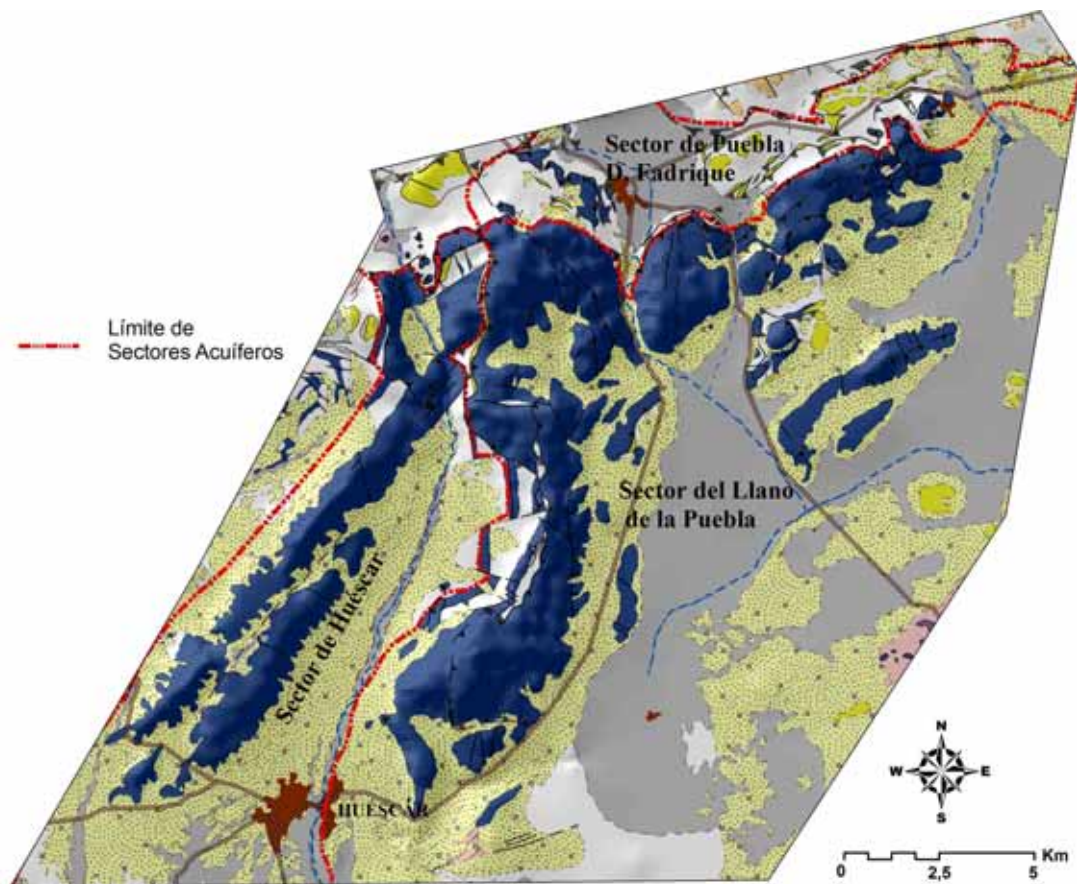


Fig. 4.10. Delimitación de Sectores Acuíferos dentro de la MAS Huéscar-Puebla.

Esta diferenciación en *Sectores* no invalida la subdivisión ya propuesta en trabajos anteriormente realizados en la zona por el IGME, que dividen la MAS en dos subunidades acuíferas atendiendo a criterios litológicos (IARA-IGME, 1988, DGOH-IGME, 1993b, CHG-IGME, 2001b): *Subunidad de Huéscar-Puebla*, que corresponde a la totalidad de la formación carbonática subbética, y *Subunidad Detrítica*, que corresponde al relleno detrítico miopliocuaternario que rodea a la subunidad anterior y con la que se encuentra conectada hidráulicamente.

Sector de Huéscar

Este sector comprende los relieves carbonáticos de la Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla y los depósitos miopliocuaternarios localizados en las faldas de dicha sierra. Los límites lo forman al Oeste el Barranco de la Virgen, al Norte y Este el Río Bravatas (Fig. 4.10, Fig. 1.10 y Fig. 1.11 Corte II-II') y al Sur el cambio de facies entre los materiales detríticos y los materiales margoso-yesíferos (Formación Baza) de centro de cuenca.

La descarga natural tiene lugar principalmente al NW, a través del manantial PH-1 (Rambla de la Virgen), con caudal medio de 10 l/s y una cota de surgencia de 1.030 m s.n.m., y al Sur, a través del ya citado manantial de Parpacén, localizado a 920 m s.n.m., con caudal medio de 118 l/s. Estas descargas se encuentran influenciadas por explotaciones ubicadas en la falda Sur de la sierra carbonática

En la Fig. 4.11 se presentan las evoluciones piezométricas de 5 sondeos (S-8, S-11, S-12, S-14 y S-15). La cota piezométrica más baja se localiza en el sondeo S-8 y la más alta en el sondeo S-14, con una diferencia de cota de 2,5 m. Ambos se ubican en el acuífero detrítico miopliocuaternario, pero el sondeo S-8 se localiza en la parte más meridional. Tanto el acuífero detrítico como el carbonático subbético presentan evoluciones similares (Fig. 4.6 y 4.11) que coinciden con la evolución de la precipitación en la estación 5069.

En el registro piezométrico pueden observarse ciclos anuales de ascenso en el otoño y primavera y descenso en la época estival. Además, se aprecian ciclos mayores de 6-7 años de ascenso y descenso del nivel que se hacen más marcados en los últimos 4 años (Fig. 4.11). Los descensos máximos observados en este sector están comprendidos entre 2,5 a 3 m.

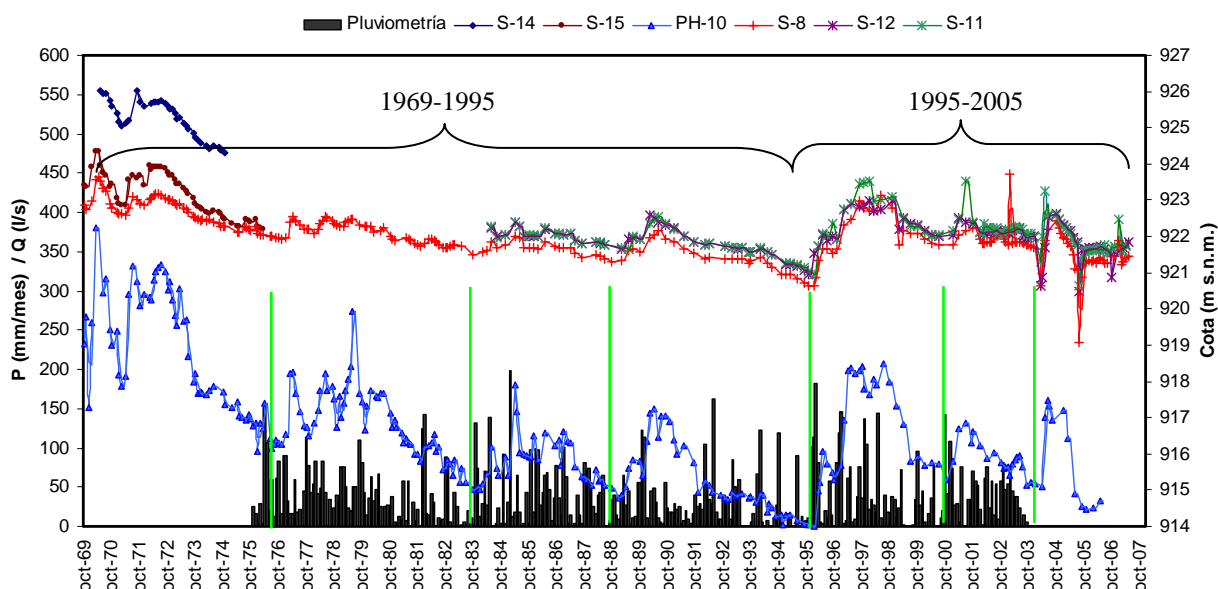


Fig. 4.11. Evolución piezométrica de los sondeos localizados en el Sector de Huéscar, junto con la evolución del caudal del manantial de Parpacén (PH-10) y de la precipitación en la estación 5069. Las líneas verticales de color verde marcan subciclos de 5 a 7 años de duración y las llaves separan los dos grandes ciclos observados.

La evolución hidrométrica que presenta el manantial de Parpacén es idéntica a la evolución piezométrica de los sondeos anteriormente comentados (Fig. 4.11). Se observan 2 grandes ciclos de ascenso y descenso del caudal. El primer ciclo va desde el año hidrológico 1969 hasta 1995, período en el que el manantial pasa desde 379 l/s (en Marzo de 1970) a 0 l/s (en Enero de 1996) y el segundo va desde el año hidrológico 1995 hasta el 2005, donde el caudal varía de 200 l/s (en Marzo de 1997) a 22 l/s (en Noviembre de 2005). Por otro lado, dentro de los dos ciclos mayores se observan subciclos de 5 a 7 años de duración, reflejando períodos cortos de años húmedos y años secos.

#### Sector del Llano de la Puebla

Este sector se encuentra formado por los relieves carbonáticos de Sierra Jureña, Tornajos y Alcatín y los depósitos detríticos miopliocuaternarios de la cuenca endorreica de los Llanos de la Puebla (Fig. 4.10). Los límites de este sector son al Oeste el río Bravatas, al Norte el cabalgamiento de los materiales carbonáticos subbéticos sobre los materiales de la Unidad Tectónica y al SE y Este los materiales limosos y margosos miopliocuaternarios y afloramientos de la Unidad Olitostromica (Sierra de la Añora). La tectónica en este sector ha sido más intensa que en el sector anterior y se caracteriza por la existencia de mayor número de escamas de materiales subbéticos que cabalgan hacia el NW (Fig. 1.11 Corte II-II').

La posición del nivel piezométrico en este sector está determinada por la cota del manantial de Fuencaliente (PH-9). Este manantial, al igual que el manantial Parpacén (PH-10) drena el acuífero detrítico miopliocuaternario en conexión hidráulica con el acuífero carbonático subbético. Se ubica en el Borde Sur de Sierra Jureña, a 917 m s.n.m. y presenta un caudal medio de 257 l/s (8 hm<sup>3</sup>/año, durante el período de 1969 a 2005). El nivel piezométrico en este sector se encuentra fuertemente condicionado por los sondeos de explotación localizados en el Llano de la Puebla (Fig. 4.2).

El registro piezométrico que se posee de este sector se ciñe al control de los sondeos S-16, S-17, S-18, S-30, S-31, S-32 y S-35 (Tabla 1.1, Tabla 4.4, Fig. 4.3 y Fig. 4.7), todos ellos relacionados con el acuífero carbonático subbético.

Los sondeos que presentan mayor cota piezométrica son el S-17 y S-18 (Fig. 4.7), la Sierra de Alcatín, y el sondeo que presenta menor cota es el S-16, al Sur del Cerro del Curica. Aunque el registro mayor del que se dispone es de 11 años (S-16), muy inferior, por tanto, al registro de los sondeos S-17 y S-18, de 27 y 34 años respectivamente, se puede identificar una evolución idéntica en los tres sondeos. Esta evolución es diferente a la evolución de las precipitaciones y por tanto diferente a la observada en el Sector de Huéscar. Esta independencia entre la evolución piezométrica y la pluviométrica sugiere la influencia de los niveles detríticos del acuífero miopliocuaternario sobre el acuífero carbonático subbético.

Durante el período comprendido entre Octubre de 1969 hasta Octubre de 1974, se produjo un ascenso de 3-4 m en los sondeos S-16, S-17 y S-18 (Fig. 4.7). A partir de octubre de 1974 se inicia un descenso de nivel que continuó hasta 1996-1997 para los sondeos S-17 y S-18, fechas en las que el registro terminó. Para el período de Octubre

de 1974 a Noviembre de 1995 el descenso en ambos fue de 18 m. Posteriormente, en Marzo de 2002 se retomó el control en los sondeos S-16 y S-18 y el nivel se localizó a 27 m, en el sondeo S-16, y 32 m, en el sondeo S-18, por debajo de la cota medida en 1974 (fecha del inicio del descenso). A partir de 2002 y hasta el 2003 la tendencia en la evolución piezométrica era igualmente de descenso acusado. Sin embargo, a partir de 2003 el nivel empezó a mantenerse estable con variaciones interanuales.

En el último período de 2002-2007 se aprecia una ciclicidad anual muy marcada, que no ha sido observada en años anteriores (Fig. 4.7). Durante el período 1969-1988 el nivel ascendió y descendió progresivamente sin observarse ciclos anuales. A partir de 1989 se empieza a observar una cierta ciclicidad anual, con máximos en Enero y/o Marzo y mínimos en Septiembre, la cual se hace más marcada en los años hidrológicos de 1994, 1995 y 1996 (no se ha incluido el año hidrológico 1997 por existir una laguna de datos importante).

La tasa de ascenso piezométrico anual desde 1969 hasta 1974 fue de 0,5 a 0,9 m/año según los puntos S-16, S-17 y S-18. La tasa de descenso, para los mismos sondeos durante el período 1974-1996, fue de 0,3 a 0,7 m/año. Los mayores valores de descenso se alcanzan en el período 2002-2007, concretamente entre 2002 y 2003, con descensos comprendidos entre 3,5 y 5 m. Las tasas de descenso obtenidas para el período 1974-1996 se aproximan a las obtenidas en otros trabajos (CHG, 1994; CHG-IGME, 2001b), en los cuales se calculó una tasa de descenso generalizado de 0,5 m/año.

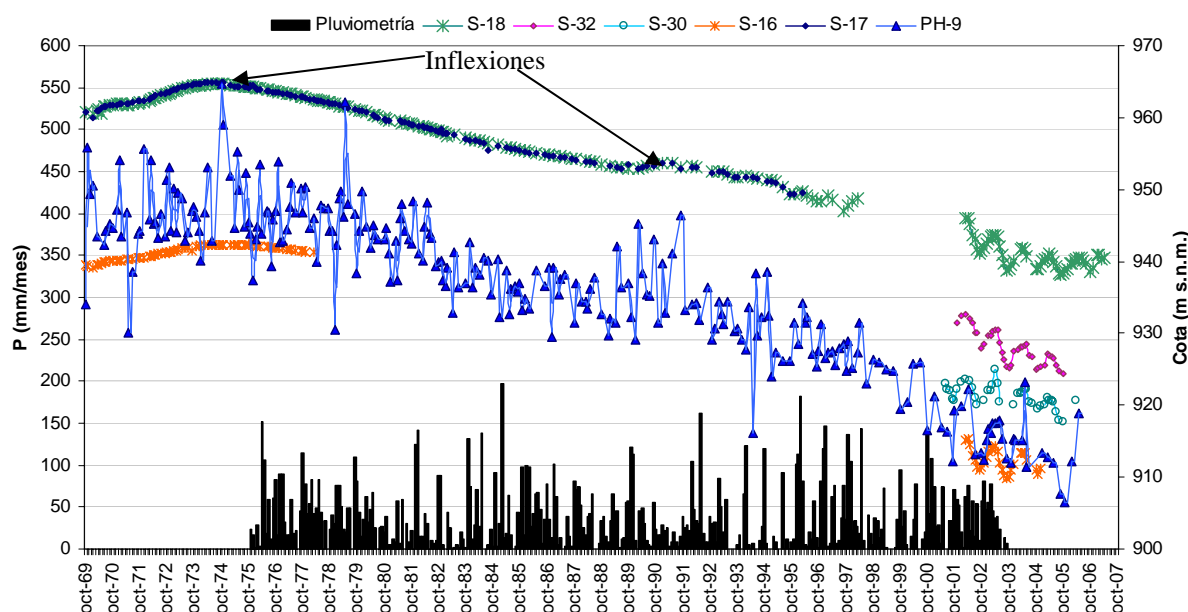


Fig. 4.12. Evolución piezométrica de los sondeos localizados en el Sector del Llano de la Puebla, junto con la evolución del caudal del manantial Fuencaliente (PH-9) y de la precipitación en la estación 5069.

Los descensos obtenidos para los últimos años presentan alta correlación con el volumen de explotación en el sector. Los mayores descensos se producen en el año 2002, coincidiendo con un volumen de explotación de 10,4 hm<sup>3</sup>/año. A partir de 2003 el

volumen de explotación disminuyó a 8,7 hm<sup>3</sup>/año y en 2007 a 4,5 hm<sup>3</sup>/año y con ello, paralelamente, disminuyó la tasa de descenso del nivel piezométrico.

En la Fig. 4.12 se representa la evolución hidrométrica del manantial de Fuencaliente, junto con la evolución piezométrica y pluviométrica de la estación 5069. A pesar de estar la evolución hidrométrica influenciada por variaciones cíclicas anuales, la tendencia general es descendente, similar a la evolución piezométrica en el Llano de la Puebla. El caudal del manantial experimenta un ascenso desde 1969 hasta 1974 y a partir de 1975 se inicia una tendencia descendente que se continua hasta la actualidad. El descenso es más acusado a partir del año hidrológico 1997, aunque en el año 1989 se aprecia una ligera inflexión. Además, se observa una evolución estacional con máximos en la época de recarga y mínimos en la época estival. Este manantial ha sufrido un importante descenso en el caudal de descarga ya que ha pasado de drenar 12,7 hm<sup>3</sup>/año, en 1972, a drenar 3,4 hm<sup>3</sup>/año, en 2005.

Sector de Puebla de Don Fadrique

En este sector se incluyen los afloramientos de la Unidad Tectónica, la cual engloba escamas de materiales carbonáticos subbéticos y del Mioceno inferior que se encuentran rodeados por materiales detríticos miopliocuaternarios y cuaternarios (Fig. 1.7, Fig. 4.2 y Fig. 4.10).

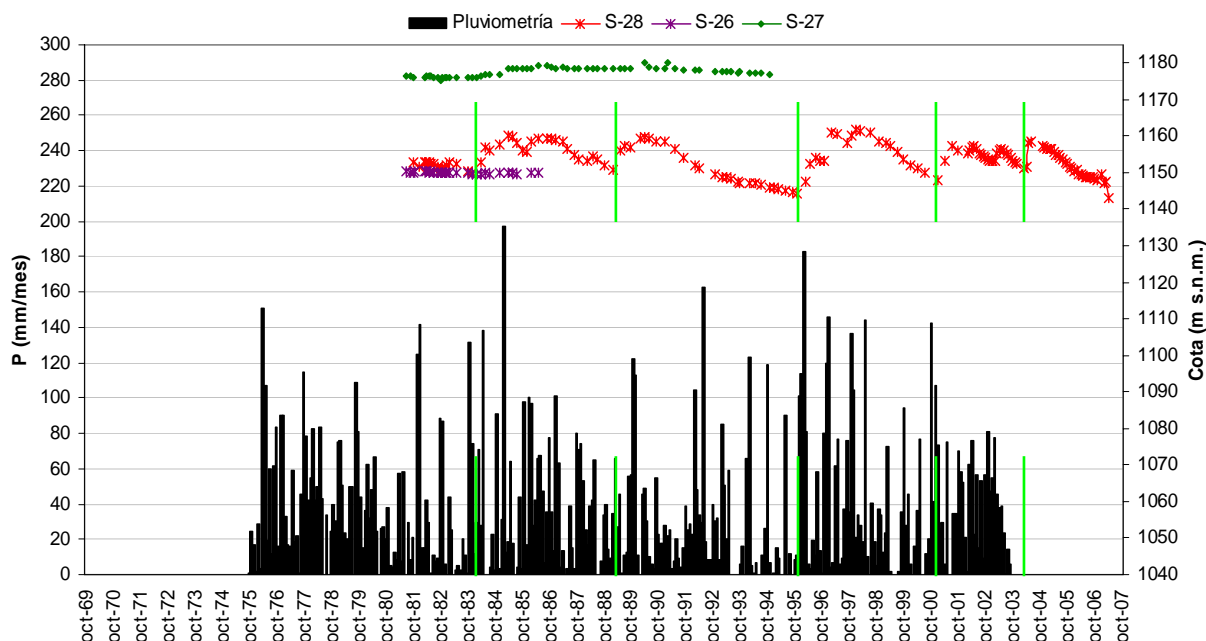


Fig. 4.13. Evolución piezométrica de los sondeos localizados en el Sector de Puebla de Don Fadrique. En el sondeo S-28 se han separado los ciclos observados con líneas verdes verticales.

En la Fig. 4.8 y Fig. 4.13 se ha representado la evolución piezométrica de los sondeos en el acuífero detrítico miopliocuaternario y cuaternario. La evolución más interesante es la que presenta el sondeo S-28 por su mayor profundidad. Este sondeo presenta ciclos en la evolución del nivel piezométrico coincidentes con la variación de la precipitación, al igual que se ha observado en las evoluciones piezométricas e hidrométricas de los acuíferos del Sector de Huéscar (Fig. 4.11). La diferencia entre las evoluciones de



ambos sectores radica en la tasa de descensos. Mientras que en el Sector de Huéscar las variaciones en el nivel piezométrico son de 3 m, en el Sector de Puebla de Don Fadrique los descensos y ascensos de nivel son de 10 a 17 m (Fig. 4.4). A su vez, dentro de este sector destaca el año 1995 como el año en el cual el nivel piezométrico alcanzó la cota más baja del período de registro.

**-MAS La Zarza**

Esta es la MAS más oriental de todas. Los piezómetros de control se localizan en la parte occidental de la Sierra de La Zarza y perforan el acuífero carbonático subbético, en las proximidades del límite con la MAS Huéscar-Puebla (Fig. 4.2 y 4.10). El control piezométrico se ha centrado en los sondeos S-20 y S-22 (Fig. 4.3), cuya evolución puede consultarse en la Fig. 4.14, junto con la descarga del manantial de Bugéjar (ZL-3) y la evolución de la precipitación en la estación 5069.

Ambas evoluciones, piezométrica e hidrométrica, dibujan líneas similares (Fig. 4.14). Durante el período comprendido entre Octubre de 1969 hasta Agosto de 1974 se produjo un ascenso en el nivel piezométrico, este ascenso coincidió con el aumento del caudal de descarga del manantial de Bugéjar, el cual alcanzó un valor de 60 l/s. A partir de esa fecha las evoluciones piezométrica e hidrométrica presentaron una tendencia descendente hasta Octubre de 1988, con un descenso del nivel piezométrico de 2,3 m y una disminución del caudal del manantial de 36 l/s. En 1989 se materializó una ligera recuperación que se mantuvo hasta Septiembre de 1993. A partir de esa fecha el nivel sufrió un descenso que se mantuvo hasta Septiembre de 2001, fecha en la cual los niveles llegaron a alcanzar su mínimo histórico, con un descenso de 3,5 m, y el manantial sufrió una disminución del caudal de descarga importante, llegando a drenar tan solo 0,9 l/s.

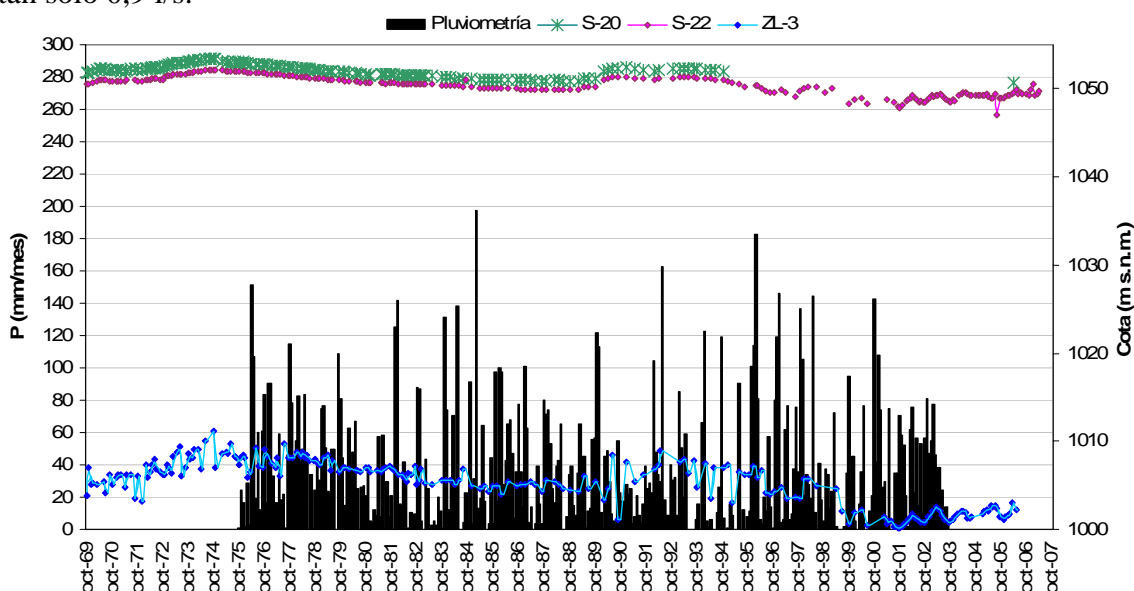


Fig. 4.14. Evolución piezométrica de los sondeos localizados en la MAS La Zarza, junto con la evolución del caudal del manantial de Bugéjar (ZL-3) y de la precipitación en la estación 5069.

Por último, desde 2001 hasta la actualidad la tendencia de los niveles piezométricos y del caudal del manantial de Bugéjar se ha caracterizado por una

tendencia ascendente con variaciones interanuales. El rango de variación en la descarga anual de Bugéjar ha sido de 1,5 hm<sup>3</sup> (en 1973) a 0,1 hm<sup>3</sup> (en 2001).

En la Fig. 4.15, se compara la evolución piezométrica en La Zarza con la evolución piezométrica en el Sector del Llano de la Puebla. Debido a que la cota piezométrica entre ambos acuíferos es diferente, se ha optado por sumar 100 m a la cota piezométrica del Sector del Llano de la Puebla. Esto ha permitido representar ambas evoluciones juntas y ampliar la escala vertical para una mejor observación.

La piezometría en ambas zonas presenta rasgos similares, que a su vez difieren en gran medida de la evolución piezométrica observada en el Sector de Huéscar o en el Sector de Puebla de Don Fadrique. Durante el período 1969-2001 ambas evoluciones son coincidentes, pero mientras que en La Zarza el nivel sufre variaciones comprendidas entre 2 y 3 m, en el Sector del Llano de la Puebla sufre descensos mayores a 15 m. A partir de 2001 ambas evoluciones cambian: en el Llano de la Puebla los niveles siguen una evolución descendente más acusada que en el período anterior y en La Zarza se produce una ligera recuperación del nivel con ascenso hasta 2007. Esta diferencia entre ambas tendencias está determinada por las notables explotaciones en el Llano de la Puebla, sobre todo durante los años 2002 y 2003.

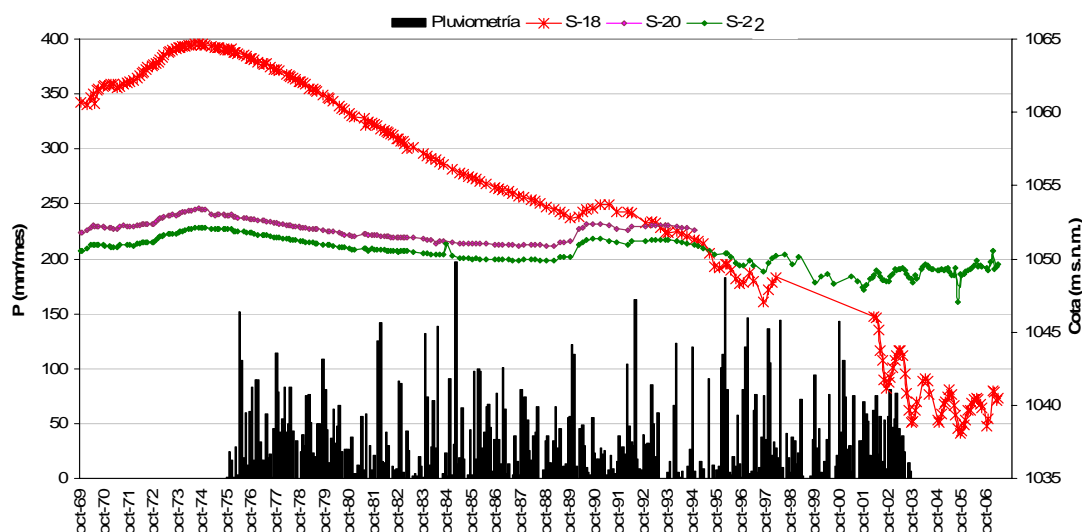


Fig. 4.15. Comparación de la evolución piezométrica de los sondeos S-20 y S-22, en la MAS La Zarza, con la del sondeo S-18, en el Sector del Llano de la Puebla. El nivel de este último ha sido incrementado en 100 m para facilitar la comparación.

#### 4.4.3. Evolución Espacial del Nivel Piezométrico

Desde 1975 se ha estado estudiando la evolución temporal de la piezometría, pero no fue hasta 1998, con la publicación del Atlas Hidrogeológico de Andalucía, que se publicó un primer mapa que reflejó la distribución espacial de la piezometría en los sectores de Huéscar y del Llano de la Puebla conjuntamente, así como la existencia de un flujo de dirección NE-SW, en el Sector del Llano de la Puebla, y de dirección N-S, en el Sector de Huéscar (Fig. 4.16).

En esta investigación se ha actualizado la información y estudiado la variación espacial del nivel piezométrico en la zona. Ello ha sido posible gracias a la actualización previa del inventario de puntos de agua, que ha ayudado a la planificación de dos campañas de medida de nivel piezométrico. Dichas campañas se han realizado en dos épocas distintas, la primera se llevó a cabo en momentos de aguas bajas, en Agosto de 2005, y la segunda campaña fue realizada en momentos de aguas altas, en Abril de 2006. Los sectores en los que se han centrado las medidas de nivel piezométrico han sido los de Huéscar y Llano de la Puebla, por ser las zonas donde se concentran las principales explotaciones agrícolas y los mayores descensos (Fig. 4.16).

En Febrero de 2001, el IGME llevó a cabo una campaña de medidas del nivel piezométrico en el Llano de la Puebla, en Febrero de 2001, fecha previa a la máxima explotación de los acuíferos, la cual tuvo lugar en la época estival de 2002.

Desde 2001 hasta la actualidad la CHG ha estado realizando medidas piezométricas, con periodicidad mensual, en 15-23 sondeos repartidos por el Llano de la Puebla (CHG, 2001). A principios de 2008, este organismo aportó al IGME las mediciones piezométricas realizadas en el Llano de La Puebla (IGME, 2008), información que ha servido para contrastar tanto las medidas realizadas en Agosto de 2005 y Abril de 2006 como las realizadas en Febrero de 2001, siendo todas coincidentes.

La información piezométrica recopilada junto con la cota de descarga de todos los manantiales inventariados por el IGME, con caudal en la actualidad, ha servido para elaborar un mapa al respecto (Fig. 4.16). En dicha figura se presenta la demarcación de los sectores acuíferos diferenciados anteriormente y las isopiezas supuestas en condiciones de nivel estático, es decir, no influenciadas por el bombeo, resultantes de la campaña de piezometría realizada en Agosto de 2005. En los sectores con mayor información se ha podido representar el mapa de isopiezas con una graduación de color.

En la Fig. 4.16 indica la dirección de flujo subterráneo del acuífero de Sierra Seca. La descarga del flanco oriental de esta sierra se produce hacia el río Guardal antes de su paso por la MAS Duda-La Sagra, en las proximidades del Cortijo de la Natividad y en la zona donde actualmente se ubica el embalse de San Clemente.

La descarga de la Subunidad Sierra de La Sagra tiene lugar a través del manantial SD-1, con caudal comprendido entre 50 y 25 l/s, ubicado a cota 1.510 m s.n.m en el borde Sur de dicha subunidad (Fig. 4.16). La descarga se produce hacia los materiales detríticos cuaternarios que se encuentran conectados hidráulicamente con el acuífero carbonático (Fig. 4.16). En este sector también se produce una descarga hacia el Este a través de numerosos manantiales con descargas inferiores al manantial SD-1. La explotación en la Subunidad de la Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo se reduce a un bajo número de sondeos. El control piezométrico de esos sondeos junto con el inventario de manantiales que posee el IGME ha servido para identificar la dirección del flujo subterráneo. En esta subunidad el flujo presenta varias direcciones: NE-SW para las Sierras de Moncayo y Loma del Perro así como el valle de Campofique, N-NW a S-SE en la Sierra de Duda y NW-SE en los relieves carbonáticos del Sur de la MAS Duda-La Sagra.



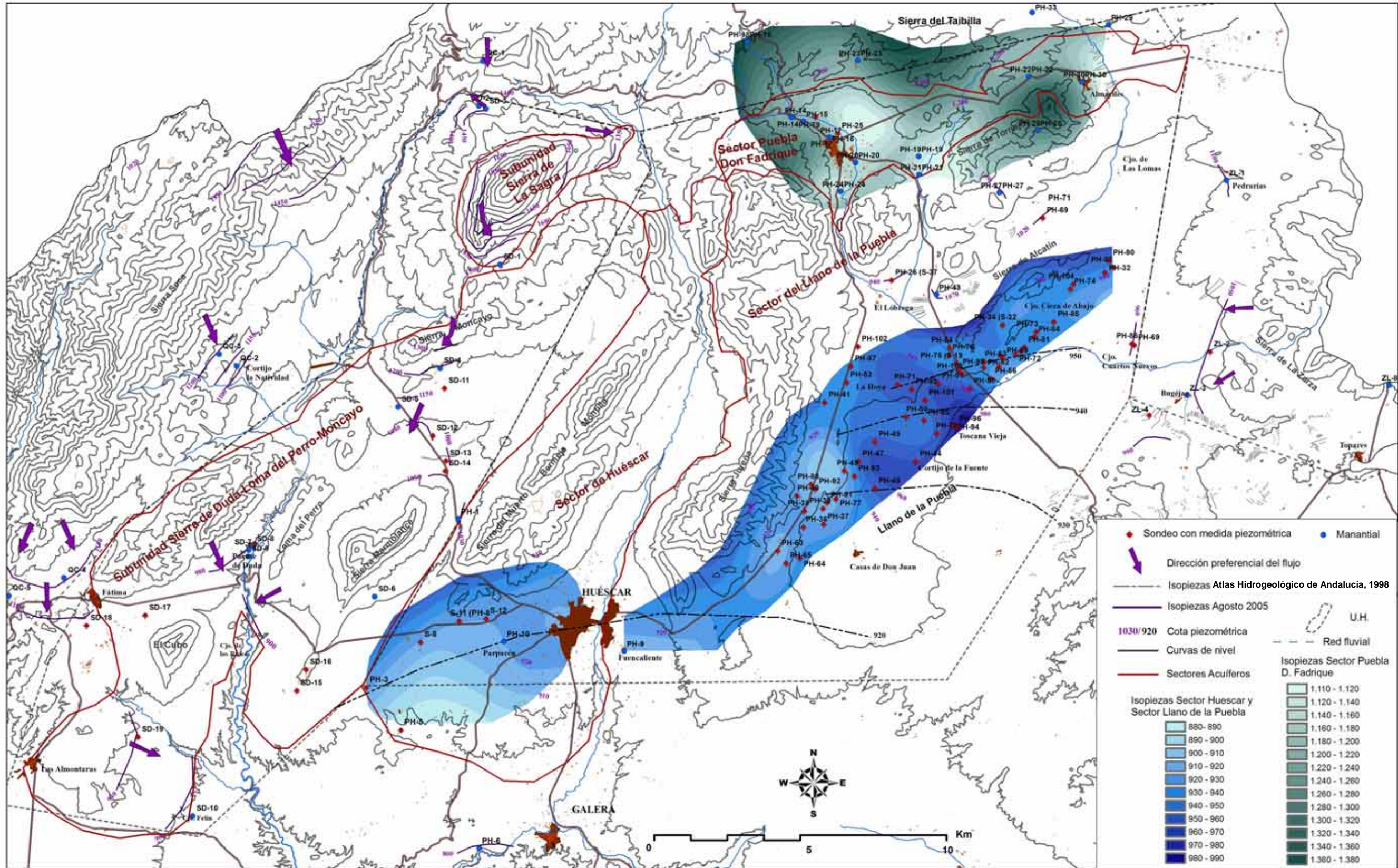


Fig. 4. 16. Mapa de isopiezas del Sector Norte de la cuenca tras la campaña de piezometría realizada en Agosto de 2005. Se han incluido las isopiezas según el Atlas Hidrogeológico de Andalucía (1998), los sondeos con medidas de nivel piezométrico y los manantiales principales.



En los acuíferos de la MAS de Huéscar-Puebla la evolución espacial de la piezometría depende del sector acuífero considerado. Dentro del Sector de Puebla de Don Fadrique, el mapa de isopiezas refleja la existencia de un flujo hacia los materiales detríticos cuaternarios, al Este del municipio de Puebla de Don Fadrique. Este acuífero presenta las cotas piezométricas más bajas del sector y está siendo explotado por un gran número de sondeos de profundidades decamétricas.

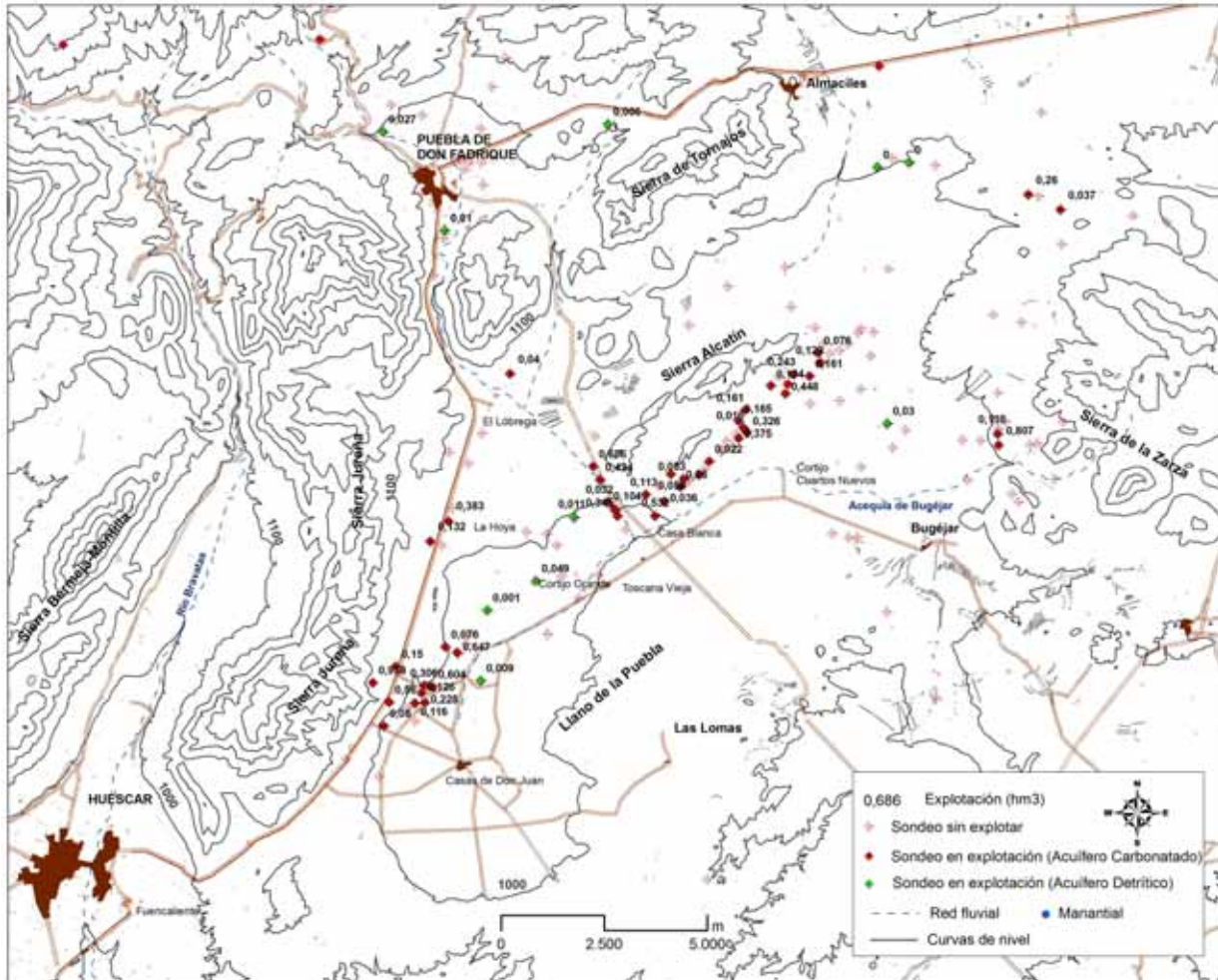


Fig. 4.17. Mapa con la distribución de los sondeos inventariados por CHG en 2002. Se resaltan aquellos sondeos que fueron explotados durante ese año y el volumen de explotación en hm<sup>3</sup> (datos procedentes de CHG).

**-SECTOR DEL LLANO DE LA PUEBLA**

**1. Campaña de Febrero de 2001**

En esta campaña de piezometría realizada por el IGME se midió el nivel de 40 sondeos (Base de Datos del IGME). El mapa de isopiezas elaborado a partir de las mencionas medidas se presenta en la Fig. 4.18. En este mapa se observan niveles piezométricos altos asociados tanto a los relieves carbonáticos subbéticos como al acuífero detrítico miopliocuatrnario localizado en el centro del Llano de la Puebla.



El flujo subterráneo dentro del Llano de la Puebla presenta varias direcciones. Por un lado existe un flujo de dirección NW a SE, del acuífero carbonático subbético al acuífero detrítico miopliocuaternario que rellena la cuenca endorreica del Llano de la Puebla. Por otro lado, existe un flujo principal dentro del sector de dirección NE-SW, debido a que los sondeos localizados al NE asociados a la Sierra Alcatín, presentan mayor cota piezométrica que los sondeos localizados al SW del borde de Sierra Jureña. Por último, con motivo de los importantes descensos en el borde del acuífero carbonático subbético se produce un flujo subterráneo del acuífero detrítico miopliocuaternario del centro del Llano hacia el acuífero carbonático subbético de Sierra de Alcatín al NE y de Sierra Jureña al SW

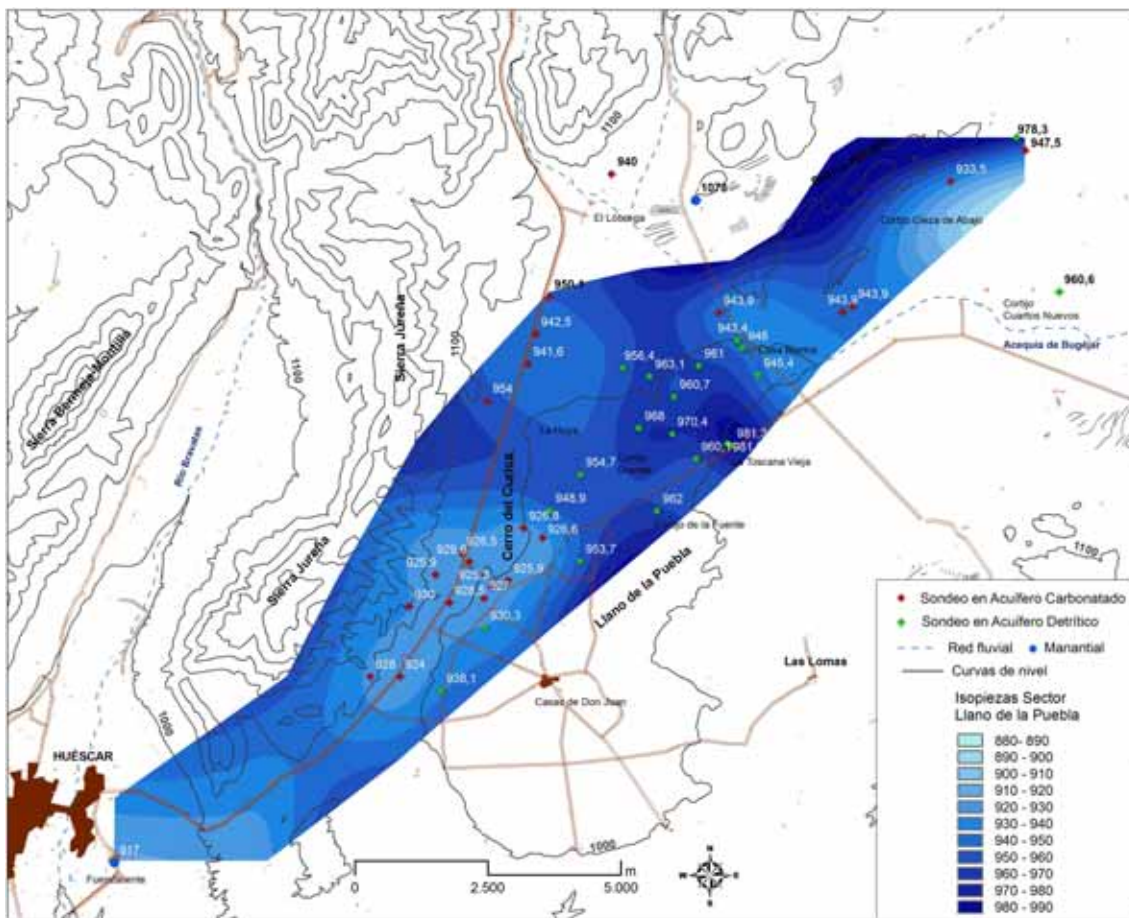


Fig. 4.18. Mapa de isopiezas resultante de la campaña de piezometría realizada en Febrero de 2001, en los sondeos del Llano de la Puebla. En cada punto se ha indicado la cota piezométrica en m s.n.m.

El mapa de isopiezas (Fig. 4.18) permite identificar importantes depresiones asociadas a las faldas de los relieves carbonáticos subbéticos, zonas donde se concentra el mayor número de sondeos en explotación y los mayores volúmenes explotados (Fig. 4.17 y Fig. 4.18). En el acuífero detrítico miopliocuaternario, ubicado hacia el centro del Llano, el número de sondeos en explotación y el volumen explotado es mucho más reducido. Los intensos bombeos asociados al acuífero carbonático subbético han provocado que en el centro del Llano de la Puebla el acuífero detrítico miopliocuaternario quede “colgado” respecto al anterior. En Febrero de 2001 la

diferencia de cotas piezométricas entre ambos acuíferos fue de 58 m al SW de Sierra Jureña y de 38 m al SW de Sierra Alcatín.

Esta parcial desconexión entre el acuífero detrítico miopliocuaternalio y el acuífero carbonático subbético fue observada en un trabajo realizado por el MMA y la CHG (MMA-CHG, 2001). En este trabajo se situó el centro del umbral en la zona de Toscana Vieja (Fig. 4.18), lugar en el cual el nivel piezométrico alcanzó una cota de 981 m. Sin embargo, en el mapa de isopiezas realizado para esta investigación, en la misma fecha, se ha observado otro umbral al SW del Cortijo de la Fuente (Fig. 4.18).

## 2. Campaña de Agosto de 2005

En esta campaña se midió el nivel piezométrico de 26 sondeos (Base de Datos del IGME) cuyos resultados se presentan en el mapa de isopiezas de la Fig. 4.19.

Esta campaña se programó coincidiendo con el momento en el que las aguas subterráneas se situaron a menor cota piezométrica, al corresponder con la etapa final del período anual de bombeo. Además, esta campaña coincidió con un año de sequía.

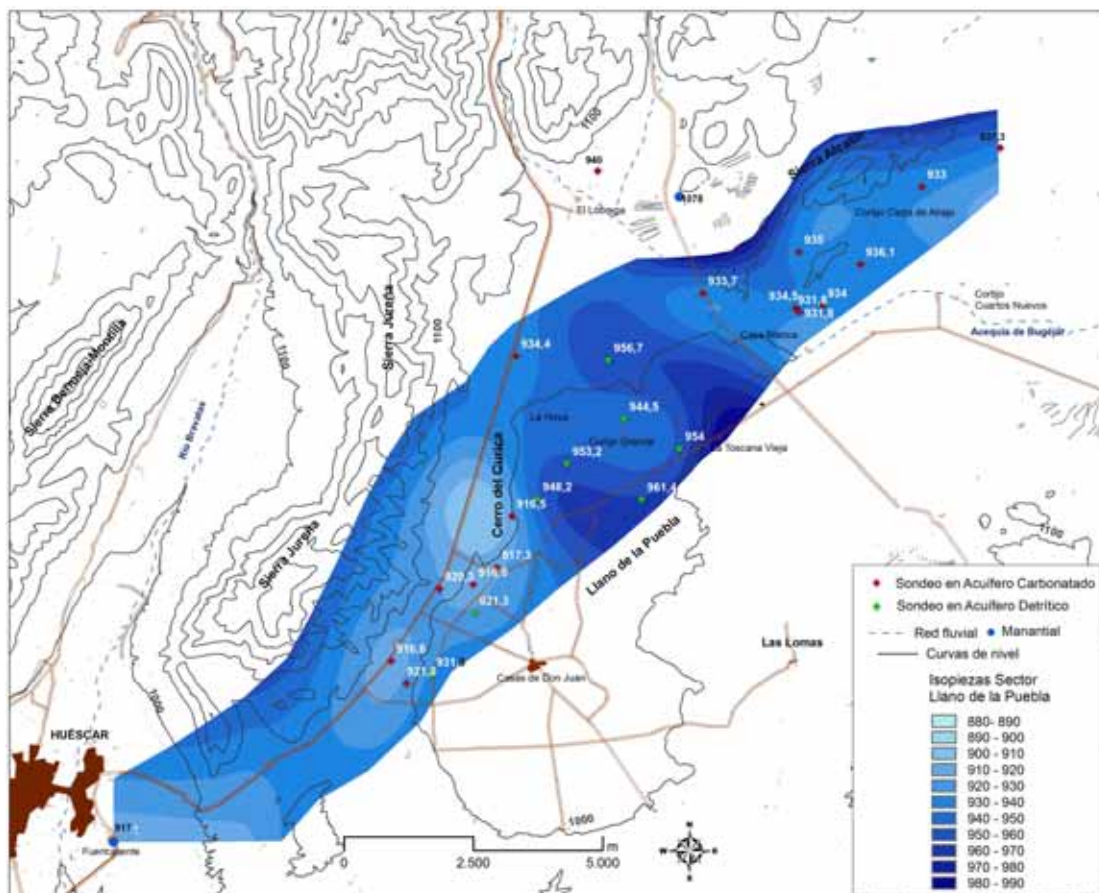


Fig. 4.19. Mapa de isopiezas resultante de la campaña de piezometría realizada en Agosto de 2005, en los sondeos del Llano de la Puebla. En cada punto se ha indicado la cota piezométrica en m s.n.m.

Al comparar los datos piezométricos de Febrero de 2001 con los de Agosto de 2005, se observan descensos importantes en la cota piezométrica de los acuíferos explotados (Tabla 4.6). A pesar de tener lugar una explotación menor en el acuífero detrítico miopliocuaternalio (Fig. 4.17), es en este acuífero donde se alcanzan los mayores descensos entre 2001 y 2005, llegando hasta 23 m en el sondeo PH-50. Este comportamiento refleja que el acuífero detrítico presenta propiedades hidráulicas menos favorables que las del acuífero carbonático subbético, donde, a pesar de presentar volúmenes de explotaciones superiores, los descensos son menores (Tabla 4.6).

Tabla 4.6. Descensos piezométricos producidos en los acuíferos del Sector del Llano de la Puebla entre Febrero de 2001 y Agosto de 2005.

Nº Tesis	Acuífero	Cota n.p. Febrero 2001	Cota n.p. Agosto 2005	Descenso 2001-2005
PH-38	Carbonático subbético	928,5	920,3	8,18
PH-39	Carbonático subbético	927,0	916,6	10,33
PH-49	Carbonático subbético	926,8	916,5	10,30
PH-52	Carbonático subbético	941,6	934,4	7,17
PH-63	Carbonático subbético	924,0	916,6	7,44
PH-87	Carbonático subbético	947,5	937,3	10,24
PH-72	Carbonático subbético	943,9	934,0	9,89
PH-77	Carbonático subbético	925,9	917,3	8,59
PH-37	Detrítico miopliocuaternalio	930,3	921,3	8,96
PH-44	Detrítico miopliocuaternalio	962,0	961,4	0,55
PH-45	Detrítico miopliocuaternalio	954,7	953,2	1,56
PH-47	Detrítico miopliocuaternalio	948,9	948,2	0,75
PH-50	Detrítico miopliocuaternalio	968,0	944,5	23,56
PH-64	Detrítico miopliocuaternalio	938,1	931,9	6,27
PH-71	Detrítico miopliocuaternalio	956,4	956,7	-0,27
PH-78	Detrítico miopliocuaternalio	960,1	954,0	6,11

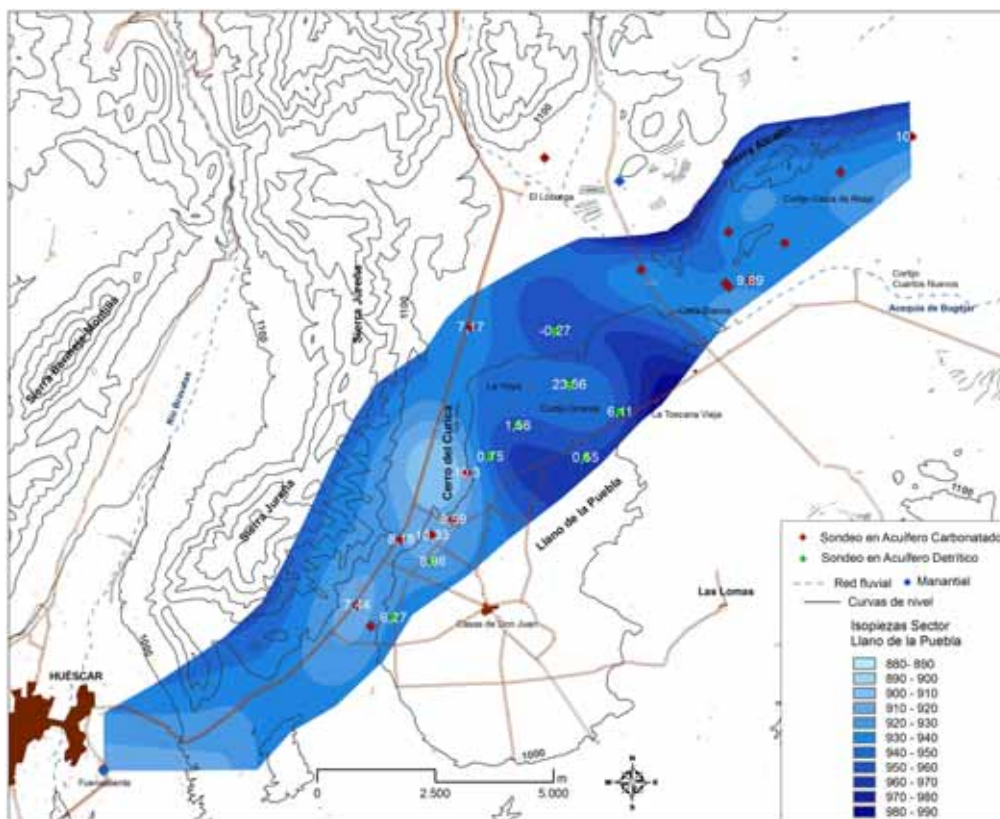


Fig. 4.20. Mapa de isopiezas resultante de la campaña de piezometría realizada en Agosto de 2005, en los sondeos del Llano de la Puebla. Los valores que se han indicado son los descensos observados (Tabla 4.6).



Asociado al acuífero carbonático subbético, destaca la depresión piezométrica localizada entre el Cerro del Curica y Sierra Jureña, que coincide con el lugar de ubicación de un gran número de sondeos con importante volumen de explotación (de hasta 3,8 hm<sup>3</sup> en 2005). Las importantes explotaciones provocaron que, en Agosto de 2005, el nivel piezométrico alcanzara una cota piezométrica inferior a la cota de surgencia del manantial de Fuencaliente. Este hecho se vio reflejado en la evolución hidrométrica de dicho manantial, ya que el caudal drenado alcanzó el mínimo histórico del registro considerado (Fig. 4.12).

### 3. Campaña de Abril de 2006

En la Fig. 4.21 se presentan el mapa de isopiezas resultante de la campaña de piezometría realizada en Abril de 2006. El número de sondeos controlados en el Llano de la Puebla durante dicha campaña fue de 35 (Base de Datos del IGME).

Al comparar el mapa de isopiezas resultante para Abril de 2006 (Fig. 4.21) con el obtenido para Agosto de 2005 (Fig. 4.19), se observa una recuperación en los niveles piezométricos de ambos acuíferos y una reducción en los conos de descenso al SW de Sierra Jureña. Esta recuperación de niveles no ha sido observada al SW de la Sierra de Alcatín, en las proximidades de Casa Blanca, donde la depresión piezométrica es más acusada que en Agosto de 2005.

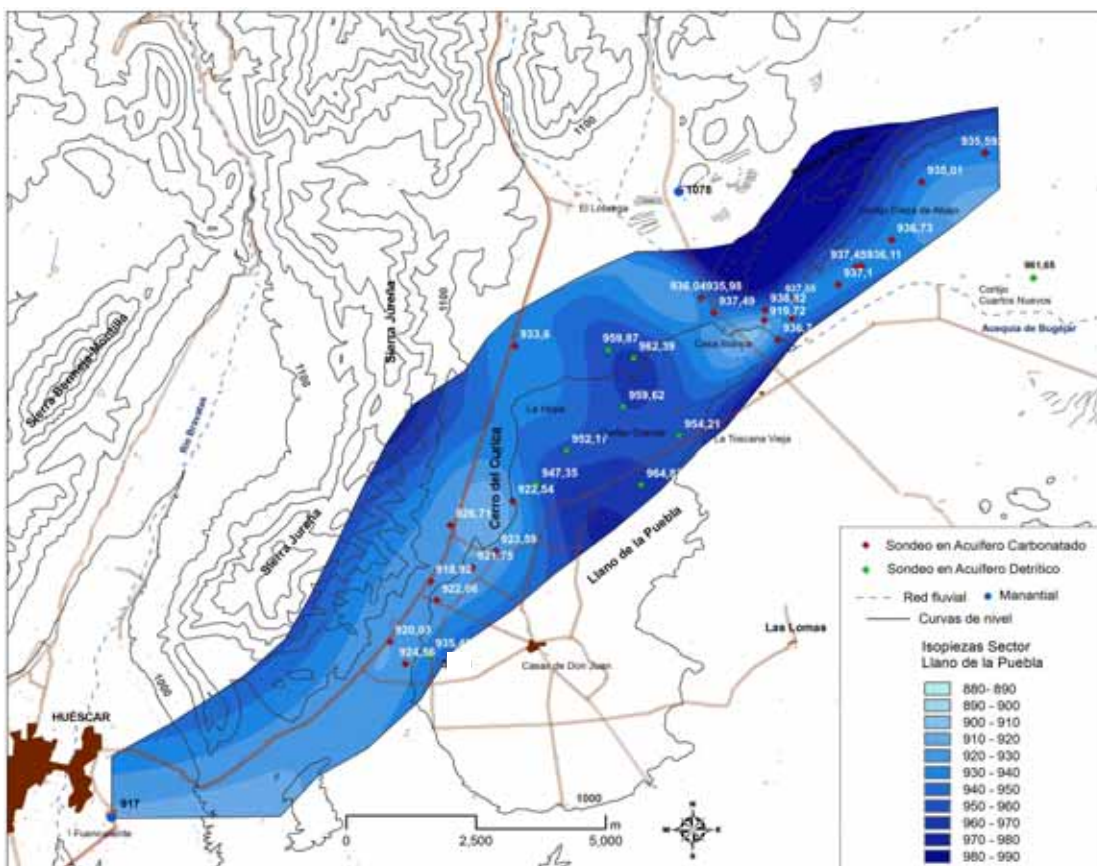


Fig. 4.21. Mapa de isopiezas resultante de la campaña de piezometría realizada en Abril de 2006, en los sondeos del Llano de la Puebla. En cada punto se ha indicado la cota piezométrica en m s.n.m.

En la tabla 4.7 se indican los ascensos de los sondeos medidos en ambas campañas (Agosto de 2005 y Abril de 2006). En general los mayores ascensos se producen en el acuífero carbonático subbético respecto al acuífero detrítico miopliocuaternario, y dentro de éste en la zona SW de Sierra Jureña

Tabla 4.7. Ascensos piezométricos producidos en los acuíferos del Llano de la Puebla entre Agosto de 2005 y Abril de 2006.

Nº Tesis	Acuífero	Cota p. Agosto 2005	Cota p. Abril 2006	Acenso 2005-2006
PH-87	Carbonático subbético	937,3	939,50	2,22
PH-38	Carbonático subbético	920,3	923,92	3,60
PH-39	Carbonático subbético	916,6	921,75	5,13
PH-44	Detrítico miopliocuaternario	961,4	962,83	1,41
PH-45	Detrítico miopliocuaternario	953,2	953,17	0,00
PH-77	Carbonático subbético	917,3	921,59	4,25
PH-47	Detrítico miopliocuaternario	948,2	949,35	1,18
PH-49	Carbonático subbético	916,5	922,54	6,01
PH-78	Detrítico miopliocuaternario	954,0	955,21	1,24
PH-50	Detrítico miopliocuaternario	944,5	959,62	15,15
PH-52	Carbonático subbético	934,4	933,60	-0,83
PH-71	Detrítico miopliocuaternario	956,7	957,87	1,15
PH-57	Carbonático subbético	934,5	937,55	3,03
PH-72	Carbonático subbético	934,0	935,98	1,96
PH-73	Carbonático subbético	936,1	938,11	2,03
PH-74	Carbonático subbético	933,0	935,01	2,04
PH-63	Carbonático subbético	916,6	920,03	3,48
PH-64	Detrítico miopliocuaternario	931,9	935,48	3,63
PH-65 (S-30)	Carbonático subbético	921,8	924,56	2,76

#### 4. Campaña de Septiembre de 2007

En el año 2007 las explotaciones fueron reducidas por CHG a 4,4 hm<sup>3</sup>. En la Fig. 4.22 se presentan los sondeos en explotación junto con el volumen de explotación de cada uno de ellos (Base de Datos de CHG). Durante ese año no se llegaron a realizar más campañas de piezometría para esta investigación. Por este motivo, para la caracterización de la piezometría se han utilizado los datos de Septiembre de 2007 cedidos por CHG, con medidas piezométricas en 12 sondeos del Llano de la Puebla. Los datos piezométricos se presentan en la Tabla 4.8 junto con los valores ya medidos en anteriores campañas.

Tabla 4.8. Cotas piezométricas medidas en Septiembre de 2007 (Base de Datos de CHG). En la misma tabla se indica el valor obtenido para los mismos sondeos en anteriores campañas.

Nº Tesis	Acuífero	Cota p. Febrero 2001	Cota p. Agosto 2005	Cota p. Abril 2006	Cota p. Septiembre 2007
PH-38	Carbonático subbético	928,5	920,3	923,92	922,7
PH-44	Detrítico miopliocuaternario	962,0	961,4	962,83	963,1
PH-49	Carbonático subbético	926,8	916,5	922,54	917,8
PH-52	Carbonático subbético	941,6	934,4	933,60	933,6
PH-71	Detrítico miopliocuaternario	956,4	956,7	957,87	957,6
PH-72	Carbonático subbético	943,9	934,0	935,98	934,3
PH-63	Carbonático subbético	924,0	916,6	920,03	910,7
PH-64	Detrítico miopliocuaternario	938,1	931,9	935,48	932,6
PH-65	Carbonático subbético		921,8	924,56	921,7
PH-73	Carbonático subbético		936,1	938,11	936,4
PH-74	Carbonático subbético		933,0	935,01	933,3
PH-86	Detrítico miopliocuaternario	960,6	961,4	961,7	963,5



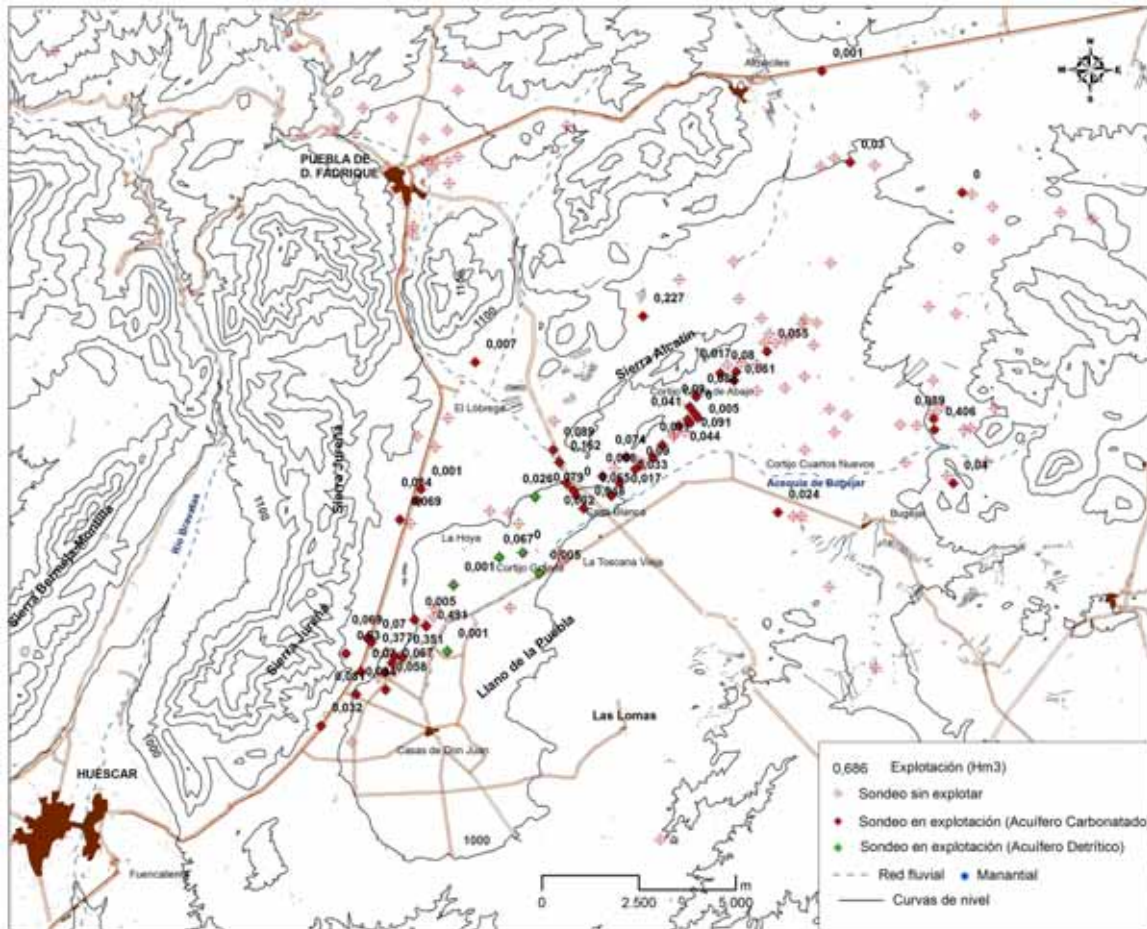


Fig. 4.22. Mapa con la distribución de los sondeos inventariados por CHG en el Llano de la Puebla, donde se han resaltado aquellos que se explotaron en 2007 y el volumen de explotación en  $\text{hm}^3$  (Base de Datos de CHG)

De la tabla anterior se desprende que en el acuífero detrítico miopliocuaternario se produce un ascenso piezométrico asociado a la última campaña de medida, el cual llega a alcanzar un valor de 3 m en el sondeo PH-86, ubicado entre la Sierra de Alcatín y la Sierra de La Zarza (Fig. 4.16).

En cuanto al acuífero carbonático, éste presenta recuperaciones que varían entre 1 y 3 m en la zona comprendida entre Sierra Jureña y Cerro del Curica, en torno a 0,3 m en la Sierra de Alcantín y descensos de hasta 6 m en los sondeos ubicados al SW de Sierra Jureña (Tabla 4.8). El descenso que se observa en 2007 en el sondeo PH-63, puede estar motivado por un error de medida, ya que el valor obtenido no es concordante con la tendencia general de la piezometría de la zona. Se ha de destacar que a lo largo del período 2001-2007 los valores más bajos de nivel piezométrico se produjeron al final de la época estival de 2005.

### -SECTOR DE HUÉSCAR

Para caracterizar la variación espacial de la piezometría en el Sector de Huéscar, se han utilizado las dos campañas de medida de nivel, las realizadas en Agosto de 2005

y en Abril de 2006. Los datos resultantes han sido aproximadamente similares en ambas fechas, como se refleja en la Tabla 4.9.

Tabla 4.9. Cotas piezométricas de los sondeos medidos en el Sector de Huéscar en las campañas de piezometría de Agosto de 2005 y de Abril de 2006.

Nº Tesis	Acuífero	Cota n.p. Agosto 2005	Cota n.p. Abril 2006
PH-3	Carbonático subbético	923,0	923,0
PH-5	Detrítico miopliocuaternario	879,0	-
S-8	Detrítico miopliocuaternario	912,3	914,6
S-12	Carbonático subbético	920,5	926,0
S-11(PH-8)	Carbonático subbético	920,7	922,0
PH-69	Carbonático subbético	-	930,4
PH-10	Detrítico miopliocuaternario	920,0	920,0

En la Fig. 4.16 se ha representado el mapa de isopiezas del Sector de Huéscar para la campaña de Agosto de 2005. Este mapa pone de manifiesto la existencia de un flujo subterráneo de dirección N-S, NW-SE y NE-SW desde el acuífero carbonático subbético hacia el acuífero detrítico miopliocuaternario de borde, con un cono de depresión en el acuífero detrítico en las proximidades del municipio de Huéscar. Como es de esperar las cotas piezométricas mínimas se alcanzaron en los meses estivales y las máximas en los meses de recarga.

#### -MAS DE LA ZARZA

Para la caracterización espacial de la piezometría en esta MAS se dispone de información piezométrica de dos sondeos medidos en Agosto de 2005 y de 11 sondeos medidos en Abril de 2006.

En la Fig. 4.23 se indican las direcciones preferenciales de flujo de los acuíferos presentes en La Zarza. La cota de descarga de la MAS se localiza a 1.050 m s.n.m., coincidiendo con la cota del manantial de Bugéjar (ZL-3) ubicado sobre materiales detríticos miopliocuaternarios conectados hidráulicamente con los distintos afloramientos carbonáticos subbéticos.

Debido a la compleja estructura geológica de los materiales en la Zarza, además del acuífero carbonático subbético también se localiza el acuífero Mioceno inferior, con cota de descarga diferente a la cota del manantial de Bugéjar. Al Norte de la MAS se localiza el manantial de Pedrarias, con caudal comprendido entre 2 y 5 l/s, que presenta una cota de descarga de 1.100 m s.n.m, y al SE de la MAS se localiza el manantial Fuente Macián, cuya cota de descarga se localiza a 1.190 m s.n.m.

Las cotas piezométricas reflejan la existencia de varias direcciones de flujo: una descarga de dirección E-W en la zona occidental de la Sierra de la Zarza, otra descarga de dirección NE-SW en la zona central de la sierra y la última descarga de dirección NW-SE en la proximidades de Topares. La descarga de los acuíferos carbonático subbético y Mioceno inferior se produce a través de los niveles conglomeráticos del relleno miopliocuaternario que recubre el Llano de la Puebla, el cual, hacia el centro del Llano, adquiere mayor espesor (Fig. 4.24).

En el documento elaborado por la CHG junto con el IGME (CHG-IGME, 2001c) se han estimado unas descargas ocultas de la Sierra de la Zarza hacia la MAS de Huéscar-Puebla en torno a  $2,4 \text{ hm}^3/\text{año}$ . Entre los acuíferos carbonáticos subbéticos de Sierra Alcatín y La Zarza se localizan pocos sondeos. Cabe destacar el sondeo PH-86, que explota el acuífero detrítico miopliocuaternario, con cota piezométrica intermedia entre el acuífero detrítico miopliocuaternario del Llano de la Puebla y el detrítico miopliocuaternario del borde de Sierra de La Zarza.

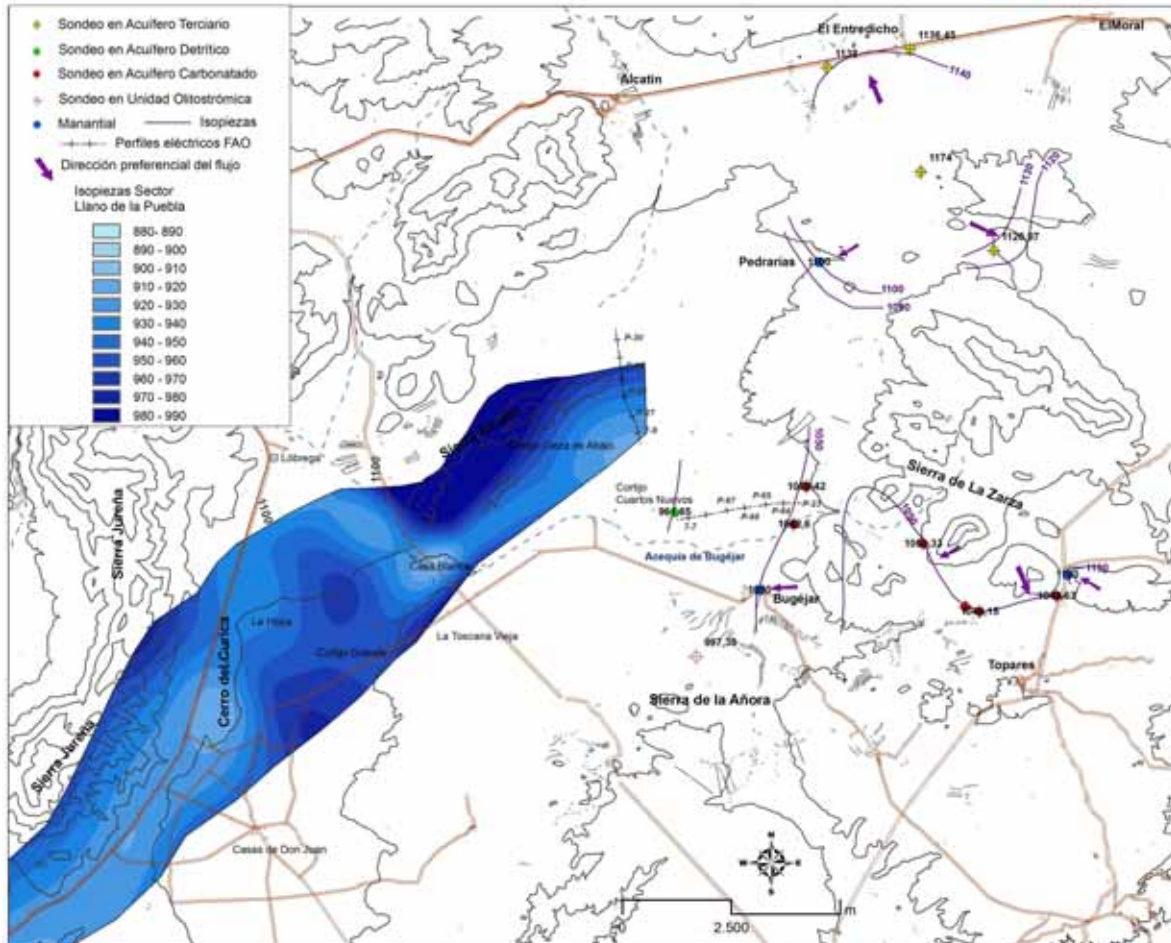


Fig. 4.23. Mapa de isopiezas resultante de la campaña de piezometría realizada en Abril de 2006 en los sondeos de la MAS de La Zarza. Además, se ha incluido el mapa de isopiezas obtenido para esa fecha en los sondeos del Llano de la Puebla y la situación de los perfiles eléctricos realizados por la FAO (FAO-IGME, 1978).

Durante la ejecución del Proyecto del Guadalquivir, se llevó a cabo una extensa campaña de prospección eléctrica. Entre la Sierra de La Zarza y Sierra Alcatín se realizaron varios perfiles, cuyo trazado puede ser consultado en la Fig. 4.23. En dichos perfiles se pudo detectar la existencia de una formación superficial de resistividad comprendida entre 100-400 ohm.m con espesor creciente hacia el centro del Llano de la Puebla, donde llega a alcanzar hasta 200 m de espesor (Fig. 4.24). Bajo esta formación se localiza otra menos resistente (entre 20-50 ohm.m) formada por margas miopliocuaternarias y debajo de éstas, en las proximidades de ambos relieves, se localiza el sustrato caracterizado por una alta resistividad (1000-100 ohm.m).

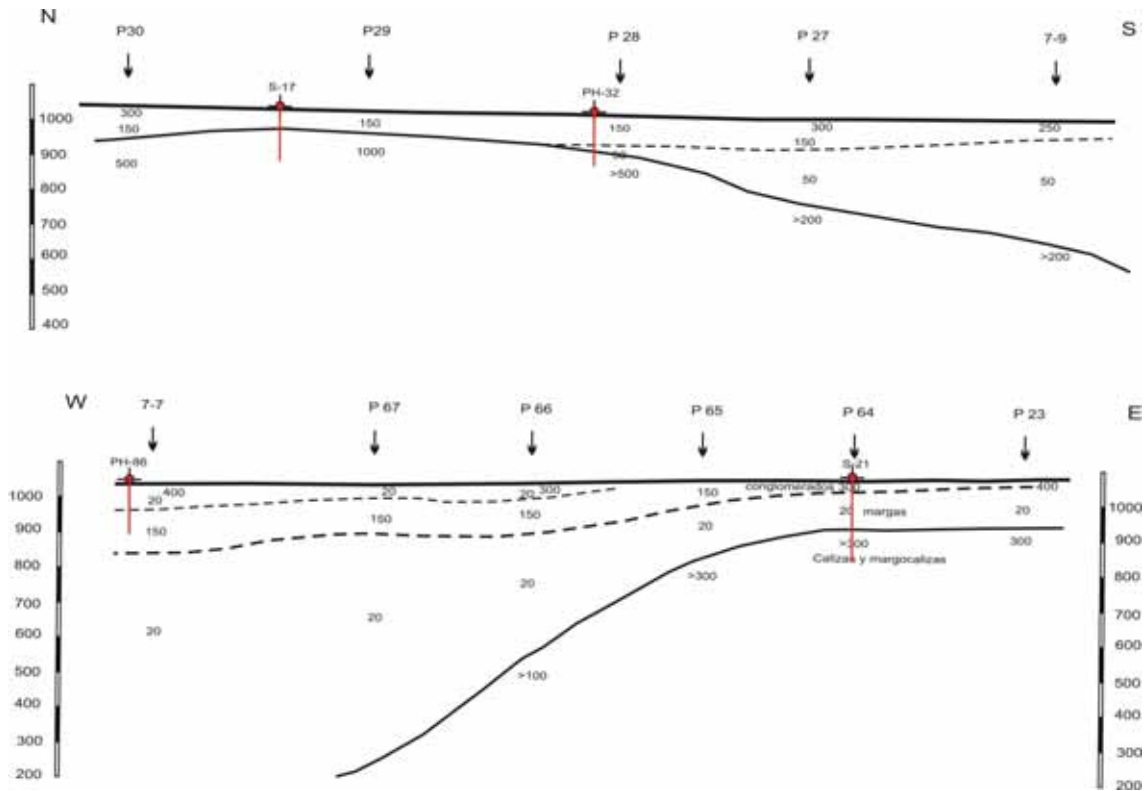


Fig. 4.24. Cortes geoelectricos resultantes de la prospección geofísica realizada por la FAO y el IGME (IGME, 1978).

Al SW de La Zarza se localiza la Sierra de la Añora. Se trata de un afloramiento de materiales pertenecientes a la Unidad Olotostromica donde dominan las facies triasicas. En esta sierra el nivel piezometrico se localiza a 990 m s.n.m., 60 m por debajo de la descarga principal de la MAS de La Zarza (que se ha localizado a 1.050 m s.n.m.). Esta diferencia de cotas puede contribuir a la existencia de un flujo subterraneo, de direccion N-NE a S-SW, desde la Sierra de la Zarza a la Sierra de La Añora.

En el Sector del Llano de la Puebla, como ya se ha comentado anteriormente, existe un umbral piezometrico en el acuífero detritico miopliocuaternalio, en los alrededores de la Toscana Vieja. Tal vez este umbral esté, en cierta medida, alimentado a través de las descargas ocultas de los acuíferos de la MAS La Zarza hacia el acuífero detritico miopliocuaternalio del centro del Llano de la Puebla.

## 4.5 CARACTERIZACIÓN FÍSICO-QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

### 4.5.1. Introducción

En este apartado se aborda el estudio de detalle de las características físico-químicas de las aguas subterráneas, lo que constituye uno de los objetivos principales de esta Tesis Doctoral. El tratamiento de los datos se ha realizado según la MAS en la que se encuentran los puntos muestreados y, en su caso, según el Sector Acuífero diferenciado.

### 4.5.2. Procedencia de los Datos Recopilados

El control de las características físico-químicas del agua subterránea se ha realizado mediante tres campañas de campo, ya comentadas en el Capítulo 1. Además, se ha tenido en cuenta la información disponible en la Base de Batos del IGME, desde 1969 hasta el inicio de la investigación.

Entre los años 2005 y 2007 se llegaron a recoger 223 muestras de aguas subterráneas en 109 puntos (Base de Datos del IGME, del CEDEX y de la Universität of Berlin): 41 manantiales, 57 sondeos (prácticamente la totalidad con columna litológica, profundidad de la obra, profundidad de la bomba y localización de la zona ranurada conocidas), 1 sondeo artesiano, 3 piezómetros y 7 estaciones para el muestreo de aguas superficiales, tanto procedentes del río Guardal (aguas arriba y aguas abajo del embalse de San Clemente) como almacenada en dicho embalse (Fig. 4.2). Desde el primer momento se intentó que los puntos seleccionados para el muestreo estuvieran repartidos por toda el área de estudio lo más homogéneamente posible y sirvieran para caracterizar las aguas subterráneas de todos los acuíferos definidos.

Las muestras recogidas durante la campaña de Agosto-Septiembre de 2005 han servido para caracterizar hidroquímicamente las aguas subterráneas en los momentos en los que se estaba produciendo la máxima explotación, con los niveles piezométricos situados a la mínima cota de su registro y bajo la influencia de un período bastante seco. Por otro lado, las muestras recogidas en las campañas de Abril-Mayo de 2006 y Abril de 2007 han proporcionado información sobre la composición físico-química de las aguas subterráneas tras el período de recarga, cuando el nivel piezométrico se localizó a su mayor cota interanual y aún no se había iniciado el período de explotación.

Entre las dificultades que se plantearon a la hora de realizar el muestreo, cabe citar, el establecimiento por parte de los organismos competentes de un período de explotación en sondeos destinados para el regadío, comprendido entre los meses de Mayo y Octubre, lo cual ha complicado la repetición de los controles, entre los mismos sondeos, en las campañas de aguas altas. Otro problema añadido ha sido la escasez de información de los sondeos construidos con fines agrícolas: columna litológica detallada, profundidad del tramo ranurado, transmisividad, etc. Además, muchos sondeos agrícolas no disponen de tubo piezométrico para controlar el nivel, ni cuentan con la posibilidad de tomar una muestra de agua, al existir conducciones directas a los tanques de adición de fertilizantes. En cuanto al muestreo de los sondeos de abastecimiento, éste ha sido difícil de realizar, principalmente en Huéscar. En este núcleo de población el abastecimiento se realiza a través de manantiales localizados en



la Sierra del Taibilla y SE de La Sagra. Tan solo durante la época estival el abastecimiento es reforzado por la explotación de un sondeo en las proximidades de Huéscar, cuyas aguas no se han podido muestrear por dificultades técnicas.

A pesar de numerosos inconvenientes, se ha de destacar la buena disposición de los propietarios a la hora de realizar cualquier medida en sus sondeos, preocupados tras comprobar que la administración competente está reduciendo el volumen de explotación en el caso del Llano de la Puebla y el período de explotación en el caso de La Zarza.

A todas las muestras de agua se les ha calculado el error de balance iónico. Generalmente este error es inferior al 5% salvo en 20 muestras, las cuales se han podido considerar aceptables, con un error inferior al 10%, merced a su baja conductividad eléctrica (Custodio y Llamas, 1983).

#### 4.5.3. MAS Quesada-Castril y Duda-La Sagra

##### -VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Para la caracterización hidroquímica de las aguas subterráneas en esta zona se ha partido del resultado de 90 muestras (Base de Datos del IGME y de la Universität of Berlin).

A partir del diagrama de Piper (Fig. 4.25) se pueden diferenciar cuatro tipos de aguas subterráneas.

**Tipo 1:** Se trata de la facies bicarbonatada cálcica y bicarbonatada cálcico-magnésica que constituye la facies hidroquímica más abundante. Esta facies es característica de los materiales acuíferos ubicados a cotas topográficamente más elevadas, en las zonas de recarga y alejados de importantes accidentes tectónicos, como son: el acuífero carbonático subbético de La Sagra, Sierra Moncayo y Sierra de Duda, el acuífero carbonático prebético de Sierra Seca (en su parte NE y falda meridional de Sierra Taibilla) y el acuífero miopliocuaternario localizado en los bordes del acuífero carbonático subbético, al SW de Sierra Moncayo, en Sierra de Marmolance y en Campofique (Fig.4.2, Fig. 4.25 y Fig. 4.26). A lo largo del flujo tiene lugar un aumento en el contenido en  $Mg^{2+}$ , evolución que queda bien reflejada en las aguas subterráneas de Sierra Seca (Fig. 4.2, Fig. 4.25 y Fig. 4.26). Las aguas que circulan por los acuíferos anteriores se caracterizan, en general, por una composición química resultado de la disolución de calizas y dolomías, y con un bajo contenido en  $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$  y  $Na^+$ , procedentes principalmente de la concentración del agua de lluvia. Los estadísticos básicos de las muestras de agua de facies Tipo 1 se presentan en la Tabla 4.10.

Tabla 4.10. Estadísticos básicos de las muestras analizadas pertenecientes a las facies Tipo 1. Para su elaboración se han considerado los valores medios de las muestras recogidas en 20 puntos de agua. Las concentraciones de los iones se encuentran expresadas en mg/l.

	T <sup>3</sup> (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
Max	18,86	761,50	8,64	87,50	41,00	24,00	3,00	57,50	65,50	352,33	48,00	20,10
Min	8,40	310,67	6,47	40,67	2,88	1,08	0,20	1,83	2,17	153,19	1,56	3,40
Media	14,01	502,97	7,70	63,68	18,64	7,21	0,87	12,11	21,31	241,32	13,13	8,16
Mediana	14,78	494,50	7,62	63,23	15,96	5,73	0,61	9,79	18,83	242,40	7,56	8,00
CV	22%	28%	7%	21%	53%	92%	92%	105%	75%	22%	104%	52%

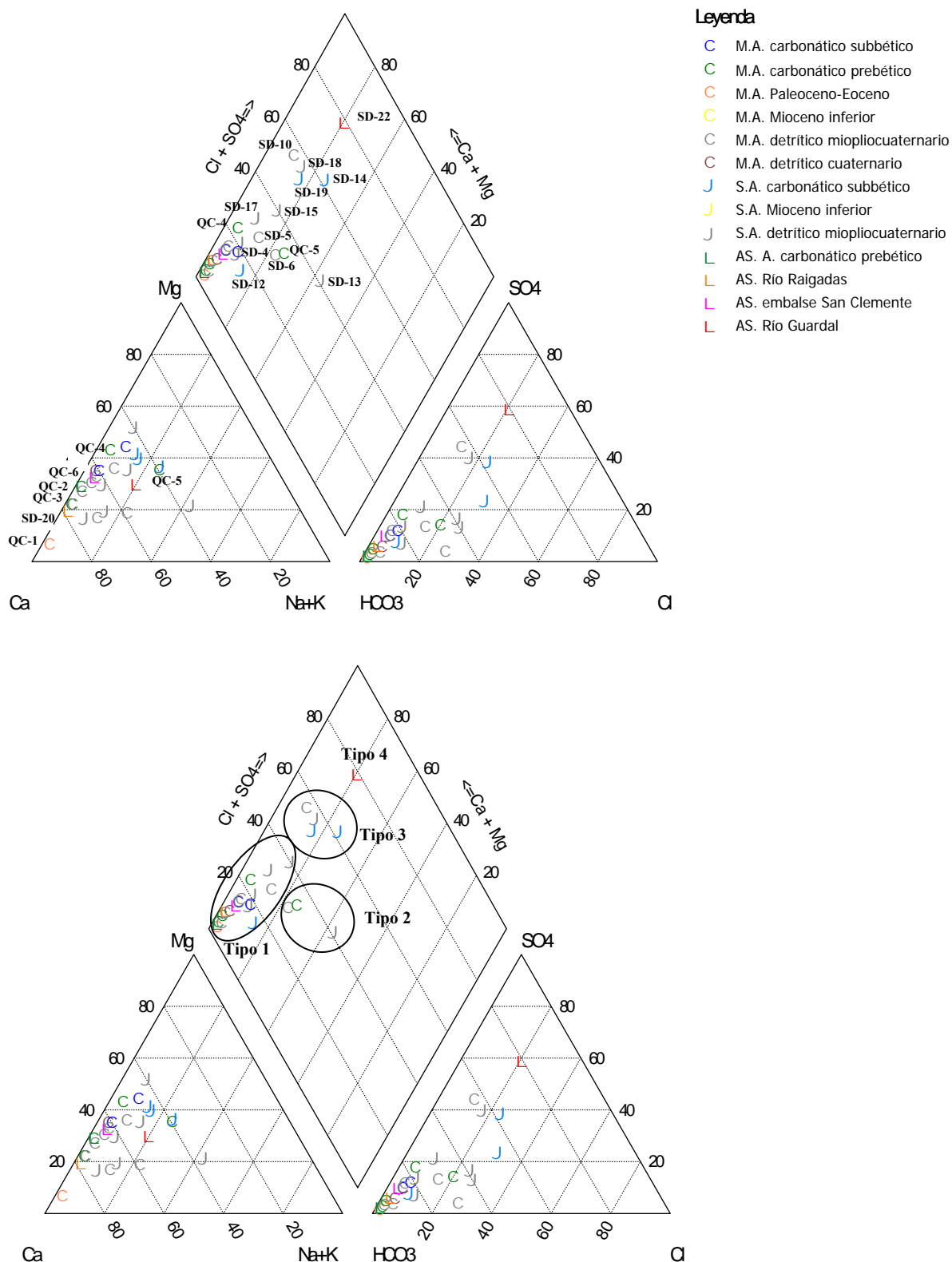


Fig. 4.25. Diagrama de Piper y Schoëller-Berkaloff de las aguas subterráneas del Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra. Los puntos se encuentran diferenciados según la naturaleza y acuífero y se encuentran agrupados según la facies hidroquímica. Los valores utilizados han sido las medias de cada punto (Base de Datos del IGME y de la Universität of Berlin).

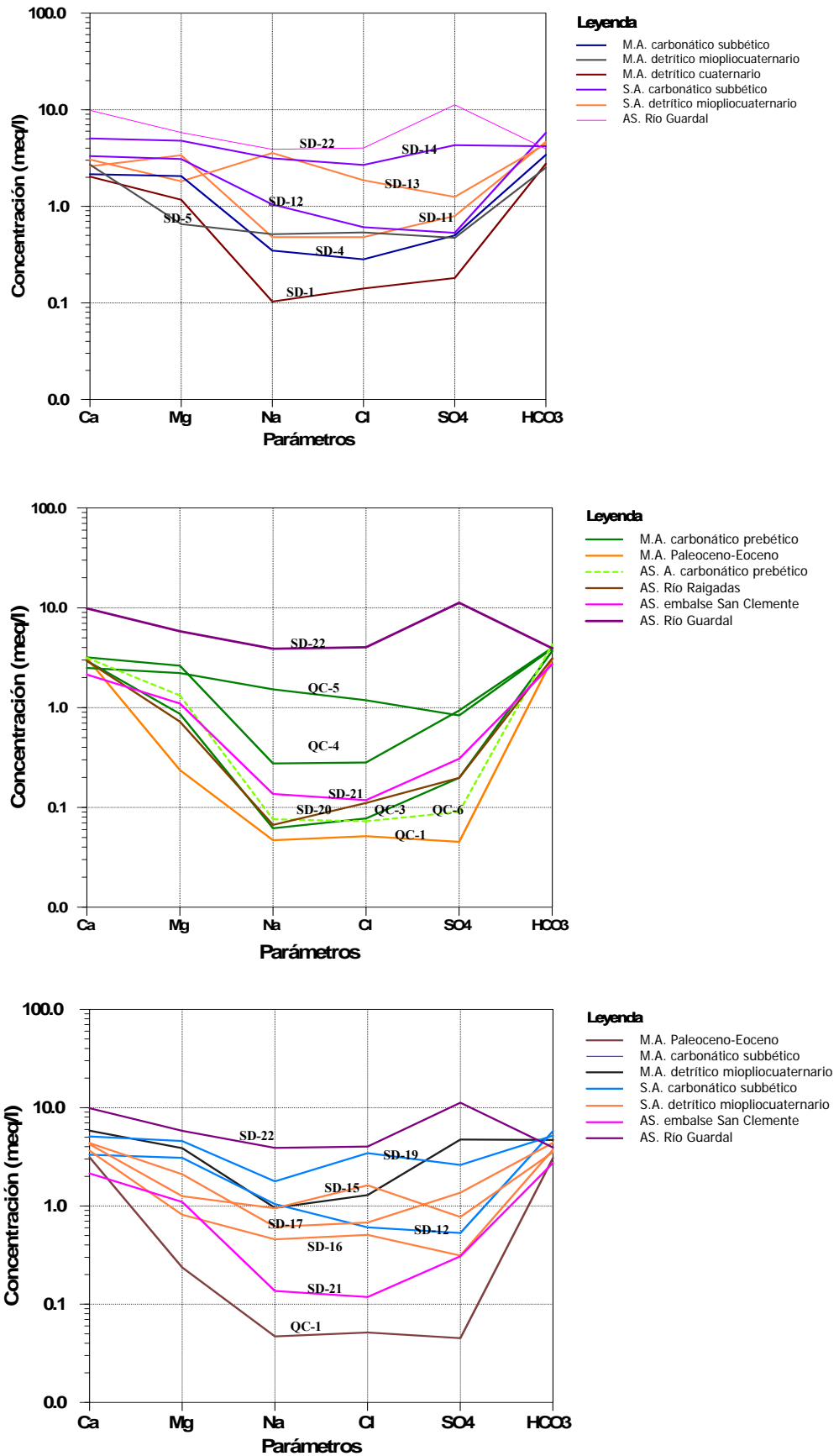


Fig. 4.25. Continuation.

**Tipo 2:** Se trata de facies bicarbonatada mixta (cálcico-magnésica-sódica). Esta facies es característica de los puntos ubicados en el borde oriental de la MAS Duda-La Sagra y en el borde SW de Sierra Seca (Fig. 4.2, Fig. 4.25 y Fig. 4.26). En estos puntos se produce un enriquecimiento en los iones  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  respecto a las muestras de Tipo 1 (Fig. 4.25 y Fig. 4.26), no explicable por la simple concentración de agua de lluvia.

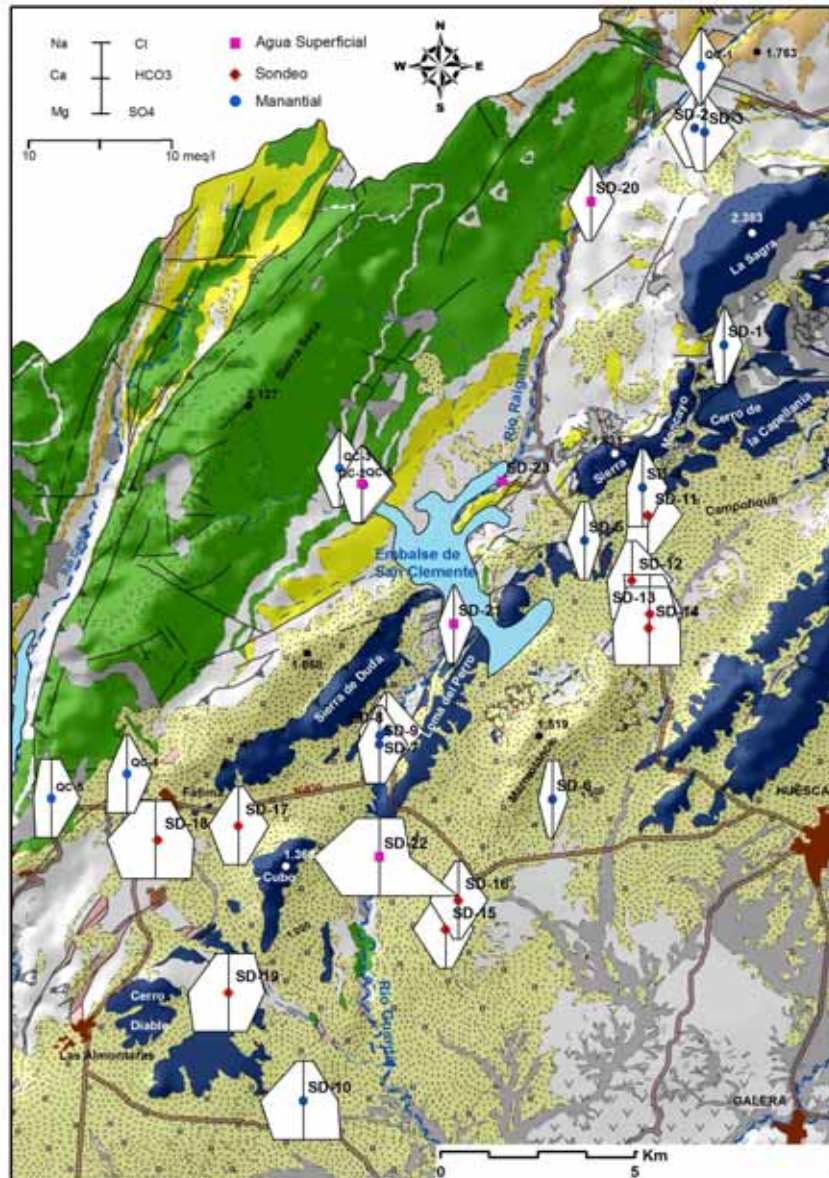


Fig. 4.26. Mapa hidrogeológico con la ubicación de los diagramas de Stiff en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra.

**Tipo 3:** Se trata de facies sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica que varía a bicarbonatada-sulfatada cálcico-magnésica y a bicarbonatada-clorurada magnésico-cálcica. En el diagrama de Piper las muestras caracterizadas por esta facies aparecen agrupadas en la línea de evolución hidroquímica entre la facies Tipo 1 y la Tipo 4 (Fig. 4.25).

**Tipo 4:** Se trata de la facies mixta ( $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na}$ ,  $\text{SO}_4 > \text{HCO}_3 > \text{Cl}$ ), típica de las aguas muestreadas en el río Guardal. Estas aguas son las que presentan mayor conductividad y pH junto con los valores más elevados en iones  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 4.25 y Fig. 4.26). Sin embargo, es el agua con los contenidos más bajos en  $\text{K}^+$ ,  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{SiO}_2$ .

La Fig. 4.27 permite comprobar que no existe buena correlación entre la temperatura y la mineralización de las aguas. Las aguas del Tipo 1 son las que presentan mayor rango de variación en la temperatura ( $8-23^\circ\text{C}$ ), mientras que las aguas más mineralizadas presentan un rango de temperatura menor, comprendido entre  $14$  y  $19^\circ\text{C}$ . A grandes rasgos se intuye una relación positiva entre la temperatura y la conductividad eléctrica de las aguas subterráneas, hecho observado por otros investigadores en acuíferos carbonáticos cercanos como (sierras de Cazorla y Segura: Moral, 2005).

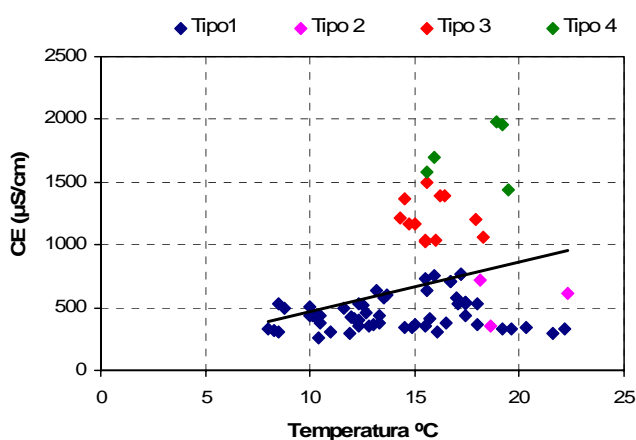


Fig. 4.27. Relación entre los valores de CE y temperatura en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra. Las muestras se han separado en función de la facies hidroquímica.

En la Fig. 4.28 se presentan los gráficos que relacionan el contenido de  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  con la CE. En dicha figura se observa como las facies hidroquímicas del Tipo 1 y Tipo 2 están condicionadas por los procesos de disolución de carbonatos, mientras que las facies hidroquímicas de Tipo 3 y 4 están determinadas por los procesos de disolución de sulfatos y de  $\text{ClNa}$  (Fig. 4.28).

El diagrama de la Fig. 4.29 sugiere dos orígenes distintos para el  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ . En las muestras de facies Tipo 1 el contenido de ambos iones resulta de la concentración por evapotranspiración a partir del agua de precipitación, salvo en el sondeo SD-15 donde el contenido en  $\text{Cl}^-$  supera  $50 \text{ mg/l}$ . Para las aguas de facies Tipo 2, 3 y 4 la concentración en  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  procede de la disolución de materiales salinos atribuidos al triásico y/o a las Unidades Tectónica y Olitostromica. Los puntos que drenan estas aguas están, por lo general, próximos a los grandes contactos tectónicos, localizados en la parte central-meridional de la zona de estudio. Destacan las aguas recogidas en el río Guardal, a la altura del Cortijo de los Ruíces (SD-22), como las aguas de mayor mineralización y concentración de estos iones, que se encuentran asociadas al importante contacto tectónico ubicado entre Sierra de Duda y Loma del Perro.



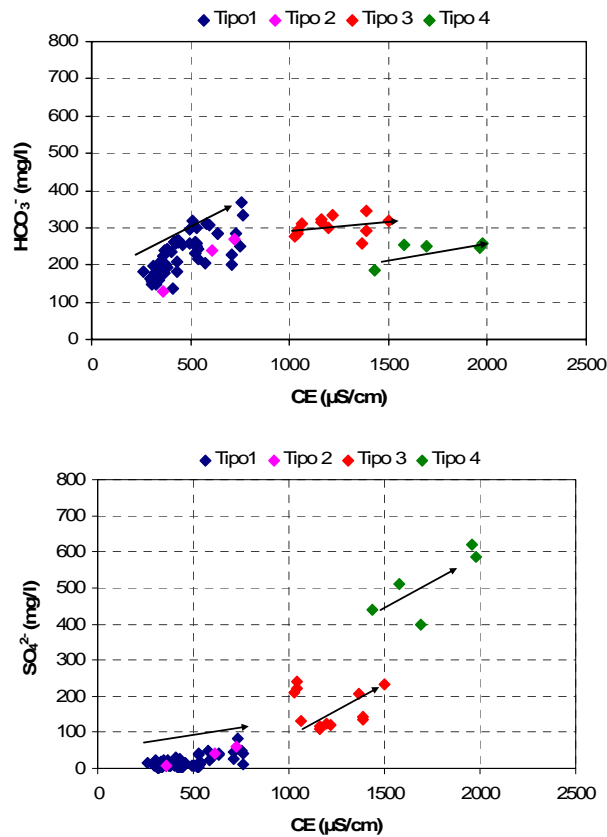


Fig. 4.28. Relación entre el contenido en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> con la conductividad eléctrica de las muestras del Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra. Las muestras se han separado en función de la facies hidroquímica.

El alto contenido en los iones Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup> por parte de las muestras SD-6, SD-13 y SD-14 (Fig. 4.25 y Fig. 4.26), indica la presencia de importantes masas de materiales triásicos asociados a la Unidad Tectónica o Unidad Olitostromica. Estos materiales son difíciles de identificar en superficie por estar cubiertos de materiales cuaternarios (Fig. 1. 7). Este hecho obliga a modificar la geometría propuesta inicialmente en el borde SE del corte hidrogeológico de la Fig. 1.10, entre Sierra de Marmolance y Sierra Bermeja, por la geometría propuesta en la Fig. 4.30, más acorde con la interpretación hidroquímica de las aguas subterráneas asociadas a este relieve. El nuevo corte hidrogeológico explicaría la desconexión hidrogeológica existente entre las MAS Duda-La Sagra y Huéscar-Puebla, desconexión que en principio no era patente al considerar la primera interpretación (Fig. 1.10).

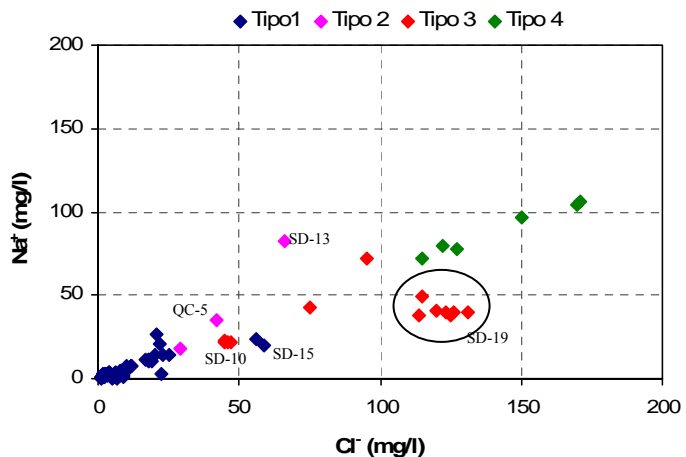


Fig. 4.29. Relación entre el contenido en Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup> en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra. Las muestras se han separado según el tipo de facies hidroquímicas.

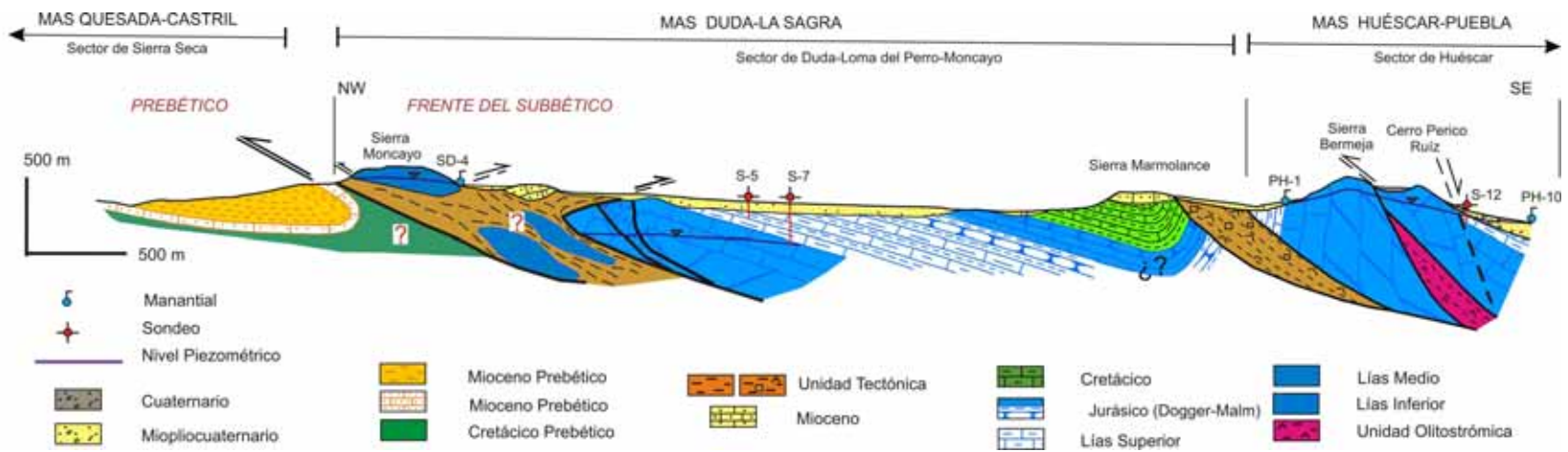


Fig. 4.30. Corte hidrogeológico I-I' modificado entre las MAS Duda-La Sagra y Huéscar-Puebla. La situación del corte se puede consultar en la Fig. 1.7.

-ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

El análisis de componentes principales (ACP), de las muestras analizadas durante 2005-2007, se ha realizado a partir de los análisis incluidos en la Base de Datos del IGME y de la Universität of Berlin, tras la eliminación de aquellos en los que faltaba el valor de pH medido “in situ”. La matriz de coeficientes de correlación, que se presenta en la Tabla 4.11, ha sido obtenida tras considerar 11 variables físico-químicas.

Tabla 4.11. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las muestras analizadas en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra, entre 2005-2007. En negrita se indican los valores más significativos.

	T <sup>a</sup> (°C)	C(μS/cm) m	pH	Ca <sup>+2</sup> (mg/l)	Mg <sup>+2</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)
T <sup>a</sup> (°C)	1	<b>0,328</b>	0,069	0,187	<b>0,375</b>	<b>0,423</b>	<b>0,238</b>	<b>0,383</b>	<b>0,331</b>	-0,162	0,212
C(μS/cm)		1	<b>-0,351</b>	<b>0,921</b>	<b>0,950</b>	<b>0,904</b>	<b>0,650</b>	<b>0,936</b>	<b>0,896</b>	<b>0,492</b>	<b>0,403</b>
pH			1	-0,174	<b>-0,363</b>	-0,197	<b>-0,272</b>	<b>-0,258</b>	-0,024	<b>-0,769</b>	<b>-0,451</b>
Ca <sup>+2</sup> (mg/l)				1	<b>0,822</b>	<b>0,836</b>	<b>0,461</b>	<b>0,832</b>	<b>0,944</b>	<b>0,393</b>	0,161
Mg <sup>+2</sup> (mg/l)					1	<b>0,840</b>	<b>0,685</b>	<b>0,895</b>	<b>0,838</b>	<b>0,523</b>	<b>0,428</b>
Na <sup>+</sup> (mg/l)						1	<b>0,637</b>	<b>0,910</b>	<b>0,877</b>	<b>0,282</b>	<b>0,384</b>
K <sup>+</sup> (mg/l)							1	<b>0,666</b>	<b>0,483</b>	<b>0,397</b>	<b>0,521</b>
Cl <sup>-</sup> (mg/l)								1	<b>0,817</b>	<b>0,373</b>	<b>0,392</b>
SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup> (mg/l)									1	0,197	0,132
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)										1	<b>0,328</b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)											1

En tabla anterior se puede observar que la CE presenta correlaciones elevadas con los iones Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. A su vez el Ca<sup>2+</sup> presenta alta correlación con la CE, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> y Mg<sup>2+</sup>, y el Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup> presentan alta correlación entre ellos y a su vez con la CE y con los cationes y aniones anteriormente mencionados. La temperatura, por su parte, presenta baja correlación con todos los iones, especialmente con el HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, y pH, los cuales, entre ellos, registran alta correlación negativa. Los iones K<sup>+</sup> y NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, por lo general con bajas concentraciones en las aguas subterráneas de esta zona, presentan un elevado coeficiente de variación que indica la posible existencia de aportes no naturales al sistema y por tanto de la presencia de focos de contaminación puntuales.

Como resultado del ACP se obtiene que tres factores explican el 86% de la varianza total:

El Factor I, con un peso del 59% de la varianza explicable, se encuentra definido por la CE y por los iones Mg<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, en orden de contribución, que corresponde al eje de mineralización por un lado y al tiempo de residencia en el acuífero por el otro (Fig. 4.32). Ello coincide con lo observado por otros investigadores en los acuíferos carbonáticos subbéticos localizados al Sur de Córdoba (Bouamama, 2000), pero difiere de los resultados obtenidos en otros acuíferos carbonáticos de la Cordillera Bética (Liñán, 2003), donde en el factor de la mineralización interviene el ión HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>. En los acuíferos del Sector Norte de la cuenca del Guadiana Menor el Factor I refleja la influencia de los materiales triásicos (asociados a la Unidad Tectónica y/o Unidad Olitostromica) en los sectores en los que está presente y se manifiesta por importantes variaciones en el contenido de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup>.

El Factor II, que explica el 17 % de la varianza total, está definido por la oposición entre el pH y el ión  $\text{HCO}_3^-$ , concordante con lo que cabría esperar tras la fuerte relación existente entre ambos; además también está definido por el ión  $\text{NO}_3^-$  y la temperatura. Este factor refleja la evolución de las aguas en los acuíferos carbonáticos que se encuentran alejados de la influencia de materiales evaporíticos (asociados a la Unidad Tectónica y/o Unidad Olitostromica) y la afección de las actividades antrópicas, como es el caso de los puntos de facies hidroquímica Tipo 1 localizados en la parte positiva del eje x y parte negativa del eje y (Fig. 4.31).

El Factor III, que explica tan solo el 10% de la varianza total, se encuentra definido por la temperatura y por el  $\text{NO}_3^-$ , ión que refleja el efecto de actividades antrópicas (Fig. 4.32).

◆ Tipo 1 ◆ Tipo 2 ◆ Tipo 3 ◆ Tipo 4

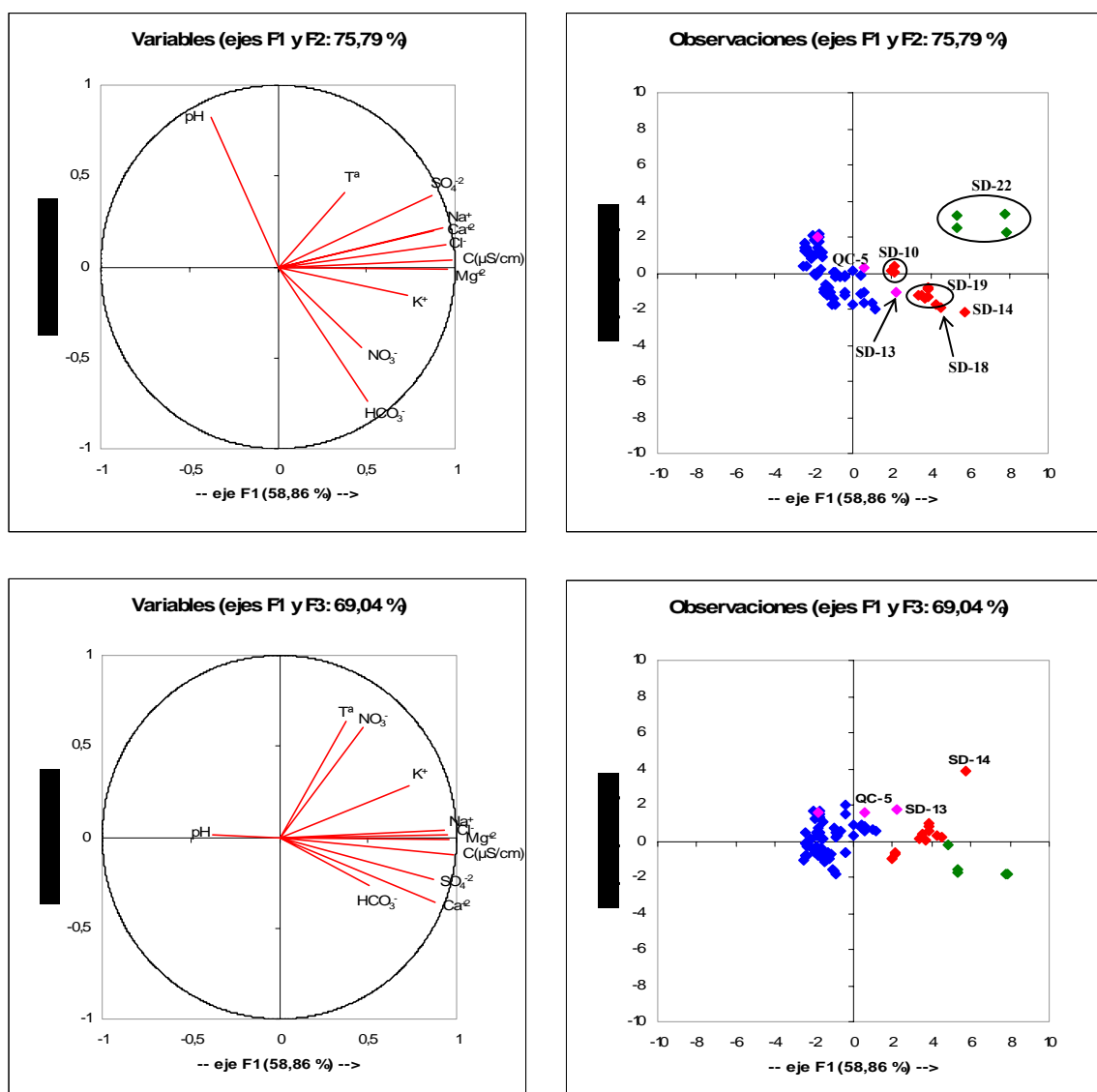


Fig. 4.31. ACP de las variables consideradas (gráfico de la izquierda) y ACP de las muestras (gráfico de la derecha), en la MAS Duda-La Sagra, en el plano de los factores I y II y factores I y III. La diferenciación en colores de los puntos atiende al tipo de facies hidroquímica definida.





subterránea. En dichos diagramas se han separado las muestras según el criterio utilizado en gráficos anteriores, es decir, según los 4 tipos de facies hidroquímicas definidas.

$rCa^{2+}/rHCO_3^-$ : En el diagrama de la Fig. 4.32 se puede observar como las aguas subterráneas pertenecientes al Tipo 1, Tipo 2 y una parte de las pertenecientes al Tipo 3 presentan una relación lineal. Esto sugiere que ambos iones proceden de la disolución de calcita. Sin embargo, existen puntos de agua, pertenecientes al Tipo 1 y Tipo 2, que se ubican a la izquierda de la recta, con más contenido en  $HCO_3^-$  que en  $Ca^{2+}$ . Ello indica que se produce también disolución de dolomita, que aporta iones  $HCO_3^-$  al medio. Además, se observan puntos con aguas atribuidas a las facies Tipo 3 y Tipo 4 que presentan un exceso de  $Ca^{2+}$  frente al de  $HCO_3^-$ . Este hecho pone de manifiesto la existencia de otros procesos que aportan  $Ca^{2+}$  adicional, y que por el contexto geológico de la zona se atribuye a la disolución de yesos. En las aguas de facies Tipo 4 se advierte un descenso en la concentración de  $HCO_3^-$ , que induce a pensar en procesos de precipitación de calcita (que elimina  $HCO_3^-$  del medio), junto con procesos de disolución de yeso (que produce enriquecimiento en  $Ca^{2+}$ ).

$rMg^{2+}/rHCO_3^-$ : En los puntos representados se observa una relación más o menos lineal entre ambos iones. Destacan las muestras de los sondeos SD-19, SD-18 y SD-4 (Fig. 4.32), que podrían estar indicando procesos de disolución de dolomita.

$r(Ca^{2+}+Mg^{2+})/rHCO_3^-$ : Las muestras no se ajustan tan claramente a una relación lineal como en la relación  $rCa^{2+}/rHCO_3^-$  comentada inicialmente. Ello podría indicar que los procesos de disolución de calcita son más evidentes que en el caso de la dolomita, en los puntos de facies Tipo 1 y Tipo 2. Para las aguas de facies Tipo 3 y Tipo 4 los puntos presentan mayor dispersión y no se ajustan a una relación lineal. Esto se debe a que se tiene un exceso en el contenido de ambos cationes frente al contenido en  $HCO_3^-$ , que solo puede interpretarse como resultado de la disolución de yeso. A su vez, el descenso en el contenido del ión  $HCO_3^-$  de las aguas en el punto SD-22 (Tipo 4) estaría indicando procesos de precipitación de carbonatos. Este punto aporta las aguas más mineralizadas del sistema, como muestra el mapa de diagramas de Stiff de la Fig. 4.26.

$rCa^{2+}/rMg^{2+}$ : Por lo general se observa un aumento de ambos iones a lo largo del flujo. Las aguas de Tipo 1, que caracterizan principalmente las áreas de recarga, evolucionan a aguas de Tipo 2, de Tipo 3 y de Tipo 4 a lo largo del flujo y hacia el centro de la cuenca. Por lo general, las muestras presentan un contenido mayor de  $Ca^{2+}$  frente a  $Mg^{2+}$ . En el gráfico de esta relación (Fig. 4.32) una serie de puntos se ajustan bien a una relación lineal, este es el caso de los puntos ubicados en la parte nororiental de la Subunidad de Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo (Fig. 4.2), donde se observa un incremento a lo largo del flujo por disolución de calcita y de dolomita.

$rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ : En el diagrama de la Fig. 4.33 se observa un aumento en el contenido de ambos iones a lo largo del flujo. Los puntos de facies Tipo 1 y Tipo 2 no se ajustan a una relación lineal. En ellos se puede observar un exceso generalizado de  $Ca^{2+}$  que se interpreta como resultado de la disolución de calcita. Los puntos de agua con facies de Tipo 3 se encuentran separados en dos subgrupos: por un lado, las muestras recogidas en el punto SD-19 y, por otro lado, los puntos SD-10, SD-14 y SD-18 que tienden a ajustarse a una relación lineal. Tras la descripción de las relaciones anteriores y lo

comentado en este párrafo, este hecho quedaría explicado al considerar que el incremento en la concentración de  $\text{Ca}^{2+}$  (en el sondeo SD-19) se debe a la disolución principalmente de carbonatos frente a la disolución de yeso. Por otro lado, en los puntos SD-10, SD-14 y SD-18, el aumento tanto de  $\text{Ca}^{2+}$  como de  $\text{SO}_4^{2-}$  quedaría explicado por una importante disolución de yesos a la cual le acompañaría precipitación de calcita, con la consiguiente reducción en la concentración de  $\text{HCO}_3^-$  ( $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{HCO}_3^-$ , Fig. 4.33). Finalmente, las aguas subterráneas de facies Tipo 4 son las que presentan mayor contenido en ambos iones (Fig. 4.26 y Fig. 4.33), como consecuencia de una mayor disolución de yesos.

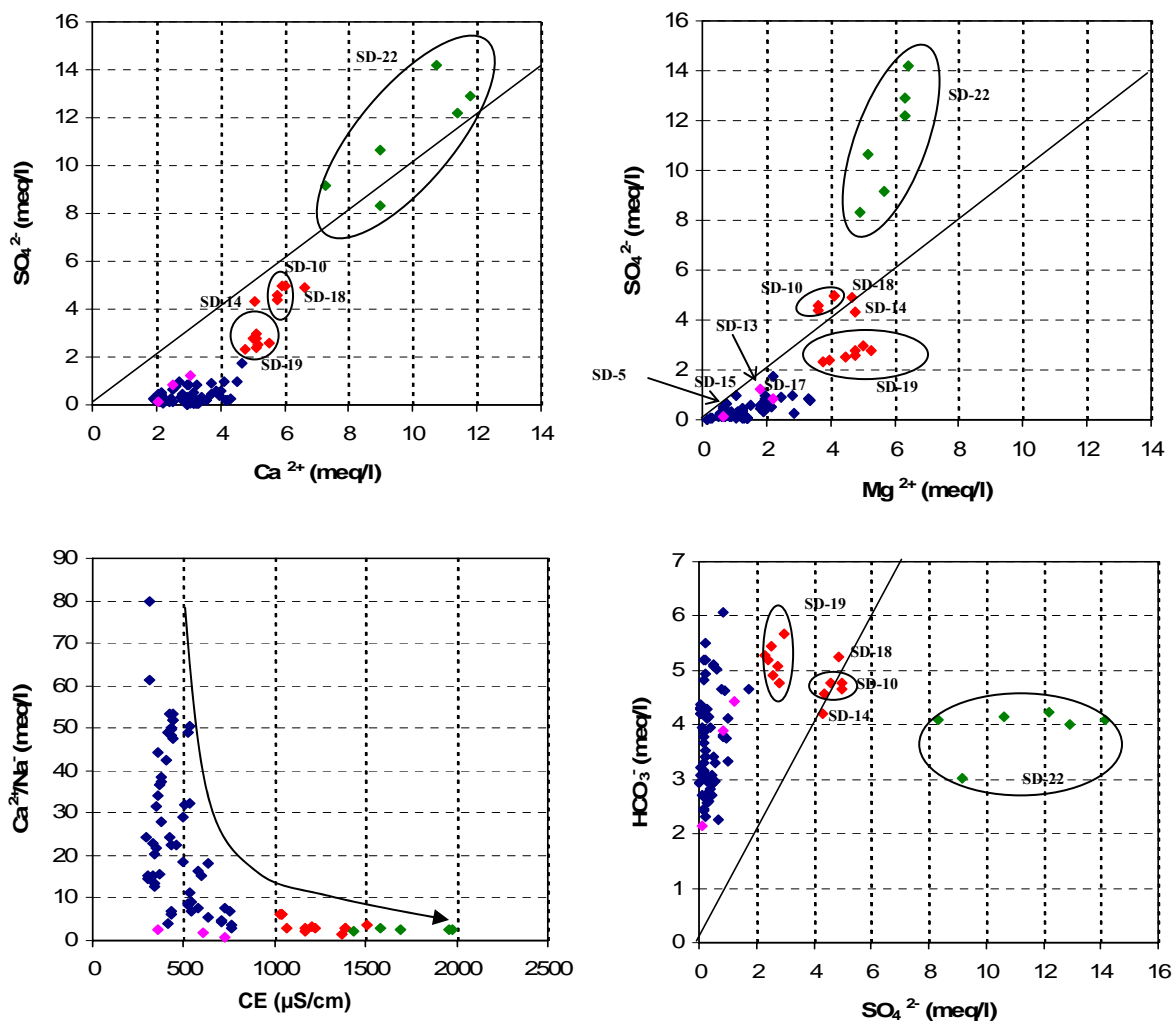


Fig. 4.33. Diagramas de las relaciones iónicas  $r\text{Ca}^{2+}/r\text{SO}_4^{2-}$ ,  $r\text{Mg}^{2+}/r\text{SO}_4^{2-}$ ,  $r(\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+)$  vs. CE y  $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{HCO}_3^-$ , ( $r=\text{meq/l}$ ) de las muestras analizadas en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra. Se ha seguido el mismo criterio de color que en los gráficos anteriores.

$r\text{Mg}^{2+}/r\text{SO}_4^{2-}$ : esta relación, junto con los resultados obtenidos del resto de relaciones iónicas comentadas hasta el momento, puede ser útil para identificar procesos de dedolomitización (Appelo and Postma, 2005) que ocurren simultáneamente a la disolución de yeso. Este proceso se intuye que tiene lugar en los puntos SD-18, SD-5, SD-13, SD-15, SD-17 y SD-22 (Fig. 4.32 y Fig. 4.33).

$r(\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+)$  vs. CE: Esta relación, cuyo diagrama se ilustra en la Fig. 4.33, informa sobre el aumento de la conductividad a lo largo del flujo. Este aumento se correlaciona con un descenso en la relación  $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$  y coincide con un buen ajuste lineal entre los iones  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  y entre el  $\text{Na}^+$  y el  $\text{Cl}^-$  (Fig. 4.33 y Fig. 4.34).

$r\text{Na}^+/\text{rCl}^-$ : Ambos iones muestran buena correlación lineal en casi todos los puntos de agua de facies Tipo 1 y Tipo 4 (Fig. 4.34). En el acuífero muchos minerales poseen la capacidad de intercambiar iones con el agua, pero solo las arcillas lo hacen de forma importante. El intercambio más común es el de  $\text{Ca}^{2+}$  o  $\text{Mg}^{2+}$  por  $\text{Na}^+$ . El intercambio entre estos iones explicaría el enriquecimiento de algunas aguas en  $\text{Cl}^-$  frente a  $\text{Na}^+$ , como el que se produce en los puntos SD-2, SD-10, SD-15 y SD-19 (Fig. 4.34). Por otro lado, el enriquecimiento en  $\text{Na}^+$  que experimentan algunas de las muestras frente al  $\text{Cl}^-$ , se correlaciona con un enriquecimiento en  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{K}^+$ , lo cual sugiere una afección antrópica importante (Fig. 4.32 y 4.34).

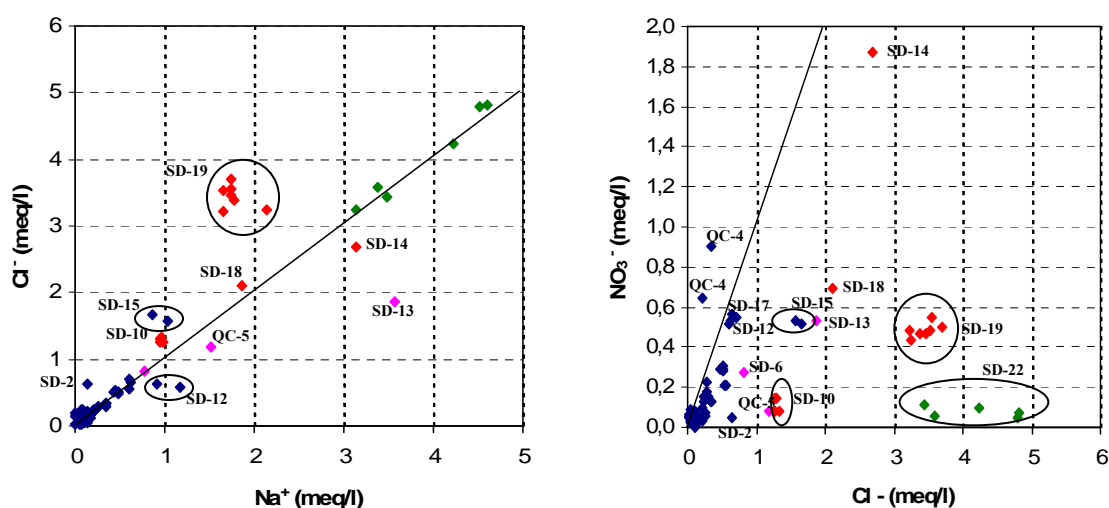


Fig. 4.34. Diagramas de las relaciones iónicas  $r\text{Na}^+/\text{rCl}^-$  y  $r\text{NO}_3^-/\text{rCl}^-$  ( $r=\text{meq/l}$ ).

A partir del estudio de las relaciones iónicas anteriormente descritas, se puede deducir la existencia, en las aguas subterráneas, de los siguientes procesos:

- En las zonas de cabecera o áreas de recarga la facies hidroquímica típica es la Tipo 1 (bicarbonatada cálcica y cálcico-magnésica). Los procesos que tienen lugar son por un lado disolución de calcita y disolución de dolomita en los acuíferos carbonático subbético y carbonático prebético, y por otro lado, disolución de calcita en el acuífero Paleoceno-Eoceno.

- Las aguas de facies Tipo 1, en las proximidades de contactos tectónicos, sufren una evolución a facies Tipo 2. Este es el caso de las aguas muestreadas en los puntos SD-6, SD-13 y QC-5, en las cuales tiene lugar disolución de calcita y disolución de  $\text{ClNa}$ , acompañado en menor medida de la disolución de yeso (Fig. 4.32).

-Al margen de la tendencia anterior, la principal evolución que tiene lugar en las aguas subterráneas de esta zona es de facies Tipo 1 a facies Tipo 3 y Tipo 4. Por un lado, las aguas muestreadas en los puntos de agua del borde Suroccidental del Sector de Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo, evolucionan a aguas de facies Tipo 3 y las aguas subterráneas de la parte central y nororiental del Sector de Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo evolucionan a aguas de facies Tipo 4. En ambas evoluciones el proceso dominante es la disolución de yeso, pero mientras que en las aguas de facies Tipo 3 se produce disolución de yeso (Fig. 4.32, Fig. 4.33 y Fig. 4.34).

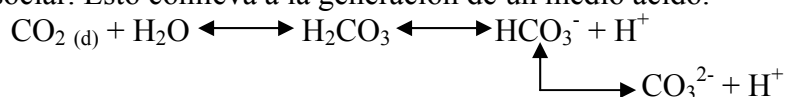
-Se ha detectado contaminación antrópica en varios puntos (SD-13 y SD-14) al existir un enriquecimiento en  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{Na}^+$  tal y como se refleja en los diagramas de las relaciones  $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$  y  $r\text{NO}_3^-/r\text{Cl}^-$  (Fig.4.34).

### -PRESIÓN PARCIAL DE $\text{CO}_2$ E ÍNDICES DE SATURACIÓN

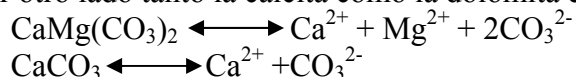
A partir de las muestras de las que se dispone de valores de pH y temperatura determinados “in situ” y con los resultados de alcalinidad medida en campo, se ha calculado la presión parcial de  $\text{CO}_2$  con el programa PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999). Este parámetro es de gran importancia ya que se considera el motor generador de las reacciones químicas que conducen a la disolución de carbonatos (Bakalowicz, 1979). En la atmósfera el contenido en  $\text{CO}_2$  es equivalente a una  $\text{PCO}_2=10^{-3,47}$  atmósferas. En cambio, en el suelo el contenido en fracción gaseosa se sitúa entre  $10^{-2,5}$  y  $10^{-1,5}$  atmósferas (Drever, 1997). El agua que se infiltra en el suelo tiende a disolver  $\text{CO}_2$  hasta alcanzar un equilibrio con  $\text{PCO}_2$  de  $10^{-2}$  atmósferas. El aumento del contenido de este gas en el suelo favorece que el agua infiltrada sea capaz de producir hidrólisis y disolución de los carbonatos, lo que conlleva un aumento en el contenido de bicarbonatos e incorporación de cationes solubles.

Las reacciones que tienen lugar son las siguientes:

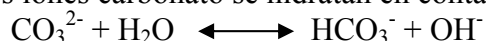
1. Reacción del  $\text{CO}_2$  (d) con el agua, formación de ácido carbónico neutro que se disocia en hidrogeniones y bicarbonato, elemento este último que se vuelve a disociar. Esto conlleva a la generación de un medio ácido.



2. Por otro lado tanto la calcita como la dolomita en agua pura se disocian:



3. Los iones carbonato se hidratan en contacto con el agua:



Un aporte de  $\text{H}^+$  desplaza la reacción 3 hacia la derecha, ya que los  $\text{H}^+$  se unen con  $\text{OH}^-$  para formar moléculas de agua. Un aumento en la concentración de  $\text{CO}_2$  tiene el mismo efecto (reacción 1), ya que origina la formación de  $\text{H}^+$  y de ión bicarbonato  $\text{HCO}_3^-$  y produce el desplazamiento de las reacciones hacia la derecha.

La variabilidad de la presión parcial de CO<sup>2</sup> está relacionada con la mayor o menor actividad biológica del suelo (Rossi, 1974, Rightmire, 1978, Brook et al., 1983), por lo que en la época de mayor desarrollo de la vegetación la PCO<sub>2</sub> alcanza los valores máximos. En esta zona tal hecho es difícil de observar al no tener controles periódicos en cada punto de agua muestreado.

Debido a la complejidad tectónica, la compartimentación acuífera y la gran extensión de toda la zona, es difícil observar una evolución clara de la PCO<sub>2</sub> a lo largo del flujo y más al contar con un gran número de muestras recogidas discontinuamente en el tiempo. Los valores de PCO<sub>2</sub> están comprendidos entre 10<sup>-4,05</sup> y 10<sup>-1,34</sup> (Tabla 4.12).

Tabla 4.12. Valores de IS, PCO<sub>2</sub>, dureza y relación Mg<sup>2+</sup>/Ca<sup>2+</sup> (meq/l) para las 80 muestras utilizadas en la caracterización hidroquímica del Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra.

Nº Tesis	Tipo	Acuífero	Fecha Visita	Tipo Facie	pH	C(µS/cm)	Dureza (mg/l CaCO <sub>3</sub> )	Mg/Ca	Log CO <sub>2</sub>	IS calcita	IS dolomita	IS yeso	IS halita
QC-1	M	Paleoceno-Eoceno prebético	04/06/2005	1	8,11	316	155	0,05	-2,96	0,46	-0,51	-3,53	-10,41
QC-1	M	Paleoceno-Eoceno prebético	08/09/2005	1	9,16	312	174	0,08	-4,05	1,46	1,75	-3,07	-10,14
QC-2	M	Carbonático prebético	31/03/2005	1	7,44	420	194	0,40	-2,11	-0,04	-0,53	-2,48	-9,52
QC-2	M	Carbonático prebético	20/04/2005	1	7,65	441	227	0,39	-2,33	0,21	-0,08	-2,78	-10,21
QC-2	M	Carbonático prebético	07/10/2005	1	7,30	531	235	0,42	-1,98	-0,11	-0,64	-2,96	-10,06
QC-2	M	Carbonático prebético	13/05/2005	1	7,49	441	223	0,43	-2,17	0,03	-0,39	-2,88	-10,18
QC-2	M	Carbonático prebético	04/06/2005	1	7,71	437	224	0,42	-2,39	0,26	0,05	-2,87	-10,39
QC-2	M	Carbonático prebético	09/09/2005	1	7,70	435	228	0,44	-2,37	0,26	0,07	-2,97	-10,06
QC-3	M	Carbonático prebético	20/04/2005	1	7,84	359	161	0,28	-2,57	0,28	-0,03	-2,79	-10,42
QC-3	M	Carbonático prebético	13/05/2005	1	8,01	401	191	0,29	-2,73	0,52	0,45	-2,71	-10,15
QC-3	M	Carbonático prebético	04/06/2005	1	8,25	380	195	0,30	-2,97	0,74	0,87	-2,77	-9,32
QC-3	M	Carbonático prebético	09/09/2005	1	8,16	370	212	0,32	-2,87	0,71	0,89	-2,72	-9,94
QC-3	M	Carbonático prebético	22/03/2007	1	8,35	346	173	0,24	-3,16	0,77	0,90	-2,26	
QC-4	M	Carbonático prebético	08/07/2005	1	7,35	634	310	0,67	-1,99	0,00	-0,21	-1,97	-8,98
QC-4	M	Carbonático prebético	19/04/2007	1	7,96	575	277	1,04	-2,73	0,38	0,81	-2,05	-8,58
QC-6	AS	Carbonático prebético	13/05/2005	1	7,50	441	222	0,40	-2,18	0,05	-0,38	-2,97	-9,61
QC-6	AS	Carbonático prebético	29/07/2005	1	7,56	434	218	0,43	-2,24	0,10	-0,26	-2,98	-10,21
QC-6	AS	Carbonático prebético	16/08/2005	1	7,52	432	228	0,44	-2,20	0,07	-0,30	-2,97	-9,73
QC-6	AS	Carbonático prebético	09/09/2005	1	7,53	436	234	0,44	-2,20	0,10	-0,25	-3,02	-10,06
QC-6	AS	Carbonático prebético	07/10/2005	1	7,56	523	229	0,42	-2,23	0,15	-0,12	-2,84	-9,96
QC-6	AS	Carbonático prebético	20/04/2005	1	7,70	417	222	0,38	-2,37	0,29	0,09	-2,87	-10,18
SD-1	M	Detrítico cuaternario	14/05/2005	1	8,05	331	166	0,57	-2,89	0,26	0,14	-2,99	-9,72
SD-1	M	Detrítico cuaternario	13/06/2006	1	8,53	295	163	0,55	-3,42	0,73	1,14	-2,81	-9,32
SD-1	M	Detrítico cuaternario	19/04/2007	1	7,87	306	153	0,61	-2,76	0,02	-0,26	-2,62	-9,44
SD-2	M	Detrítico cuaternario	13/05/2005	1	7,30	530	270	0,28	-1,93	-0,01	-0,69	-2,50	-8,71
SD-2	M	Detrítico cuaternario	21/04/2005	1	7,60	508	272	0,31	-2,20	0,33	0,05	-2,54	-9,52
SD-3	M	Detrítico cuaternario	13/05/2005	1	7,28	498	243	0,37	-1,91	-0,09	-0,75	-2,58	-9,54
SD-3	M	Detrítico cuaternario	12/06/2006	1	7,27	493	227	0,41	-1,95	-0,16	-0,77	-2,79	-9,33
SD-4	M	Carbonatado subbético	19/04/2007	1	7,64	433	212	0,96	-2,38	0,03	0,06	-2,38	-8,65
SD-5	M	Detrítico miopliocuaternalio	29/07/2005	1	8,26	433	190	0,20	-3,10	0,68	0,64	-2,16	-8,24
SD-5	M	Detrítico miopliocuaternalio	19/04/2007	1	8,15	410	163	0,30	-3,09	0,40	0,28	-2,17	-8,09
SD-7	M	Carbonático subbético	15/05/2005	1	7,57	582	277	0,49	-2,16	0,28	0,23	-2,20	-8,90
SD-7	M	Carbonático subbético	12/06/2006	1	7,63	533	243	0,64	-2,29	0,24	0,32	-2,50	-8,78
SD-7	M	Carbonático subbético	20/04/2007	1	7,60	527	252	0,70	-2,30	0,15	0,17	-2,05	-8,57
SD-8	M	Detrítico cuaternario	15/05/2005	1	7,62	596	284	0,47	-2,22	0,35	0,33	-2,09	-8,76
SD-9	M	Detrítico cuaternario	15/05/2005	1	7,50	460	222	0,40	-2,18	0,07	-0,30	-2,41	-9,38
SD-9	M	Detrítico cuaternario	20/04/2007	1	7,45	527	250	0,66	-2,15	0,01	-0,13	-2,06	-8,57
SD-11	S	Detrítico miopliocuaternalio	19/04/2007	1	7,61	634	301	1,30	-2,23	0,15	0,42	-2,16	-8,29
SD-12	S	Carbonático subbético	15/09/2005	1	7,36	761	329	1,01	-1,86	0,12	0,26	-2,08	-7,82
SD-12	S	Carbonático subbético	15/09/2005	1	7,36	762	316	0,85	-1,90	0,11	0,18	-2,60	-7,90
SD-15	S	Detrítico miopliocuaternalio	15/09/2005	1	7,64	710	277	0,23	-2,35	0,34	0,05	-1,85	-7,44
SD-15	S	Detrítico miopliocuaternalio	15/09/2005	1	7,64	714	275	0,37	-2,41	0,24	0,07	-2,10	-7,49
SD-16	S	Detrítico miopliocuaternalio	15/09/2005	1	7,61	538	234	0,18	-2,29	0,31	-0,08	-2,22	-8,30
SD-16	S	Detrítico miopliocuaternalio	15/09/2005	1	7,61	538	213	0,27	-2,34	0,20	-0,13	-2,57	-8,26
SD-17	S	Detrítico miopliocuaternalio	16/09/2005	1	7,10	730	345	0,48	-1,73	-0,13	-0,59	-1,62	-8,05
SD-17	S	Detrítico miopliocuaternalio	16/09/2005	1	7,20	751	305	0,48	-1,87	-0,11	-0,54	-1,88	-8,02
SD-20	AS	Río Raigadas	13/05/2005	1	8,45	348	168	0,19	-3,23	0,88	0,99	-2,59	-9,82
SD-20	AS	Río Raigadas	04/06/2005	1	8,38	360	176	0,21	-3,18	0,83	0,97	-2,74	-9,70
SD-20	AS	Río Raigadas	20/08/2005	1	8,37	375	196	0,35	-3,15	0,85	1,26	-2,65	-9,69
SD-20	AS	Río Raigadas	08/09/2005	1	8,57	379	198	0,22	-3,39	1,02	1,35	-2,67	-9,69
SD-20	AS	Río Raigadas	07/04/2006	1	8,75	263	212	0,24	-3,63	1,13	1,57	-2,33	
SD-20	AS	Río Raigadas	12/06/2006	1	8,39	304	145	0,21	-3,29	0,68	0,69	-2,79	



Tabla 4.12. Continuación.

Nº Tesis	Tipo	Acuífero	Fecha Visita	Tipo Facie	pH	C(µS/cm)	Dureza (mg/l CaCO <sub>3</sub> )	Mg/Ca	Log CO <sub>2</sub>	IS calcita	IS dolomita	IS yeso	IS halita
SD-21	AS	Embalse	14/05/2005	1	8,28	348	175	0,42	-3,10	0,64	0,91	-2,55	-9,65
SD-21	AS	Embalse	29/06/2005	1	8,50	336	163	0,47	-3,35	0,83	1,39	-3,05	-9,97
SD-21	AS	Embalse	31/07/2005	1	8,58	338	163	0,54	-3,42	0,89	1,60	-2,54	-9,39
SD-21	AS	Embalse	19/08/2005	1	8,46	334	165	0,60	-3,29	0,77	1,39	-2,47	-9,51
SD-21	AS	Embalse	09/09/2005	1	8,61	300	167	0,62	-3,46	0,91	1,71	-2,43	-9,52
SD-21	AS	Embalse	03/10/2005	1	8,18	369	172	0,59	-2,99	0,52	0,85	-2,40	-9,44
SD-21	AS	Embalse	12/06/2006	1	8,26	326	143	0,46	-3,13	0,55	0,87	-2,84	-9,17
SD-21	AS	Embalse	20/04/2007	1	8,00	342	156	0,41	-2,87	0,26	0,12	-2,48	-9,15
QC-5	M	Carbonático prebético	20/04/2007	2	7,49	610	238	0,89	-2,15	0,05	0,14	-2,14	-7,40
SD-6	M	Detrítico cuaternario	12/06/2006	2	8,42	359	136	0,32	-3,37	0,61	0,77	-2,95	-7,83
SD-13	S	Detrítico miopliocuaternalio	15/09/2005	2	7,06	724	244	0,59	-1,68	-0,32	-0,83	-1,92	-6,84
SD-10	M	Detrítico miopliocuaternalio	15/05/2005	3	7,71	1040	471	0,63	-2,34	0,52	0,84	-1,18	-7,57
SD-10	M	Detrítico miopliocuaternalio	03/06/2005	3	7,65	1030	471	0,63	-2,30	0,44	0,69	-1,20	-7,59
SD-10	M	Detrítico miopliocuaternalio	10/09/2005	3	7,88	1041	503	0,70	-2,52	0,68	1,22	-1,15	-7,58
SD-14	S	Carbonático subbético	16/09/2005	3	7,41	1366	494	0,95	-2,10	0,07	0,10	-1,31	-6,76
SD-18	S	Detrítico miopliocuaternalio	16/09/2005	3	6,75	1503	568	0,71	-1,34	-0,33	-0,78	-1,15	-7,08
SD-19	S	Carbonático subbético	03/06/2005	3	7,37	1219	483	0,86	-1,95	0,18	0,28	-1,48	-6,89
SD-19	S	Carbonático subbético	03/06/2005	3	7,35	1165	455	0,77	-1,94	0,15	0,18	-1,50	-6,89
SD-19	S	Carbonático subbético	03/06/2005	3	7,40	1164	429	0,80	-1,98	0,19	0,27	-1,55	-6,83
SD-19	S	Carbonático subbético	23/09/2005	3	7,02	1389	509	0,98	-1,57	-0,13	-0,25	-1,45	-6,87
SD-19	S	Carbonático subbético	16/09/2005	3	7,27	1200	517	0,87	-1,87	0,12	0,21	-1,47	-6,91
SD-19	S	Carbonático subbético	23/09/2005	3	7,02	1387	492	0,95	-1,64	-0,21	-0,42	-1,46	-6,95
SD-19	S	Carbonático subbético	25/04/2006	3	7,48	1065	522	1,03	-2,07	0,31	0,68	-1,48	-6,89
SD-22	AS	Río Guardal	15/05/2005	4	8,02	1961	911	0,54	-2,74	0,98	1,74	-0,63	-6,38
SD-22	AS	Río Guardal	28/07/2005	4	8,10	1693	700	0,55	-2,82	0,96	1,66	-0,85	-6,61
SD-22	AS	Río Guardal	10/09/2005	4	8,23	1580	713	0,58	-2,95	1,06	1,89	-0,76	-6,69
SD-22	AS	Río Guardal	20/04/2005	4	8,04	1978	891	0,56	-2,74	1,01	1,81	-0,67	-6,37
SD-22	AS	Río Guardal	25/04/2006	4	8,27	1434	653	0,78	-3,11	0,94	1,83	-0,90	-6,62

Si se comparan muestras recogidas para la misma fecha en puntos alineados a lo largo de una línea de flujo, se observa un aumento de la PCO<sub>2</sub> desde las zonas de recarga hacia las zonas de descarga, acompañado de una disminución en el pH (Tabla 4.13)

Tabla 4.13. Valores de PCO<sub>2</sub> e IS de puntos de agua ubicados a lo largo de varias líneas de flujo.

Nº TESIS	Tipo	Fecha Visita	pH	Log PCO <sub>2</sub>	IS calcita	IS dolomita	IS yeso	IS halita
QC-3	M	09/09/2005	8.16	-2.874	0.710	0.888	-2.722	-9.935
QC-2	M	09/09/2005	7.70	-2.371	0.259	0.075	-2.973	-10.056
QC-6	AS	09/09/2005	7.53	-2.204	0.101	-0.246	-3.021	-10.057
QC-4	M	19/04/2007	7.96	-2.728	0.384	0.809	-2.048	-8.582
QC-5	M	20/04/2007	7.49	-2.148	0.046	0.141	-2.144	-7.404
SD-4	M	19/04/2007	7.64	-2.382	0.026	0.063	-2.382	-8.649
SD-11	S	19/04/2007	7.61	-2.235	0.150	0.417	-2.165	-8.288
SD-17	S	16/09/2005	7.10	-1.726	-0.134	-0.587	-1.616	-8.054
SD-18	S	16/09/2005	6.75	-1.338	-0.330	-0.780	-1.150	-7.083

En el gráfico de la Fig. 4.35 se relaciona el pH con la PCO<sub>2</sub>. El código de colores utilizado indica los 4 tipos de facies hidroquímicas diferenciadas en tratamientos anteriores. Los puntos de color azul representa principalmente los puntos de agua ubicados en zonas de recarga, los de color rosa hacen referencia a puntos con enriquecimiento en ClNa sin tener en cuenta su posición en la evolución del flujo, los de color rojo representan puntos ubicados hacia el centro de la cuenca y los de color verde identifican las muestras recogidas en el Cortijo de los Ruíces (SD-22).

En el gráfico  $PCO_2$  vs. pH (Fig. 4.35) se observa una excelente correlación entre ambos parámetros que refleja el hecho de que las aguas más ricas en dióxido de carbono son las más ácidas. Las muestras señalan la existencia de una evolución a lo largo del flujo desde la zona de cabecera hacia el centro de la cuenca en la que se produce disminución del pH y aumenta la  $PCO_2$ . Esta evolución es concordante con la observada por otros investigadores en acuíferos carbonáticos de las Cordilleras Béticas (Moral, 2005, Martos-Rosillo, 2008). Sin embargo, otros investigadores han observado el proceso contrario (González-Ramón, 2007).

Además, se han calculado los índices de saturación de las aguas subterráneas respecto a los minerales más importantes que reaccionan en el sistema (calcita, dolomita, yeso y halita) con el mencionado programa PHREEQC. El total de muestras utilizadas para el cálculo tanto de la  $PCO_2$  como de los IS han sido 80 (Tabla 4.12) ya que las 10 restantes se han eliminado por faltar el pH medido en campo.

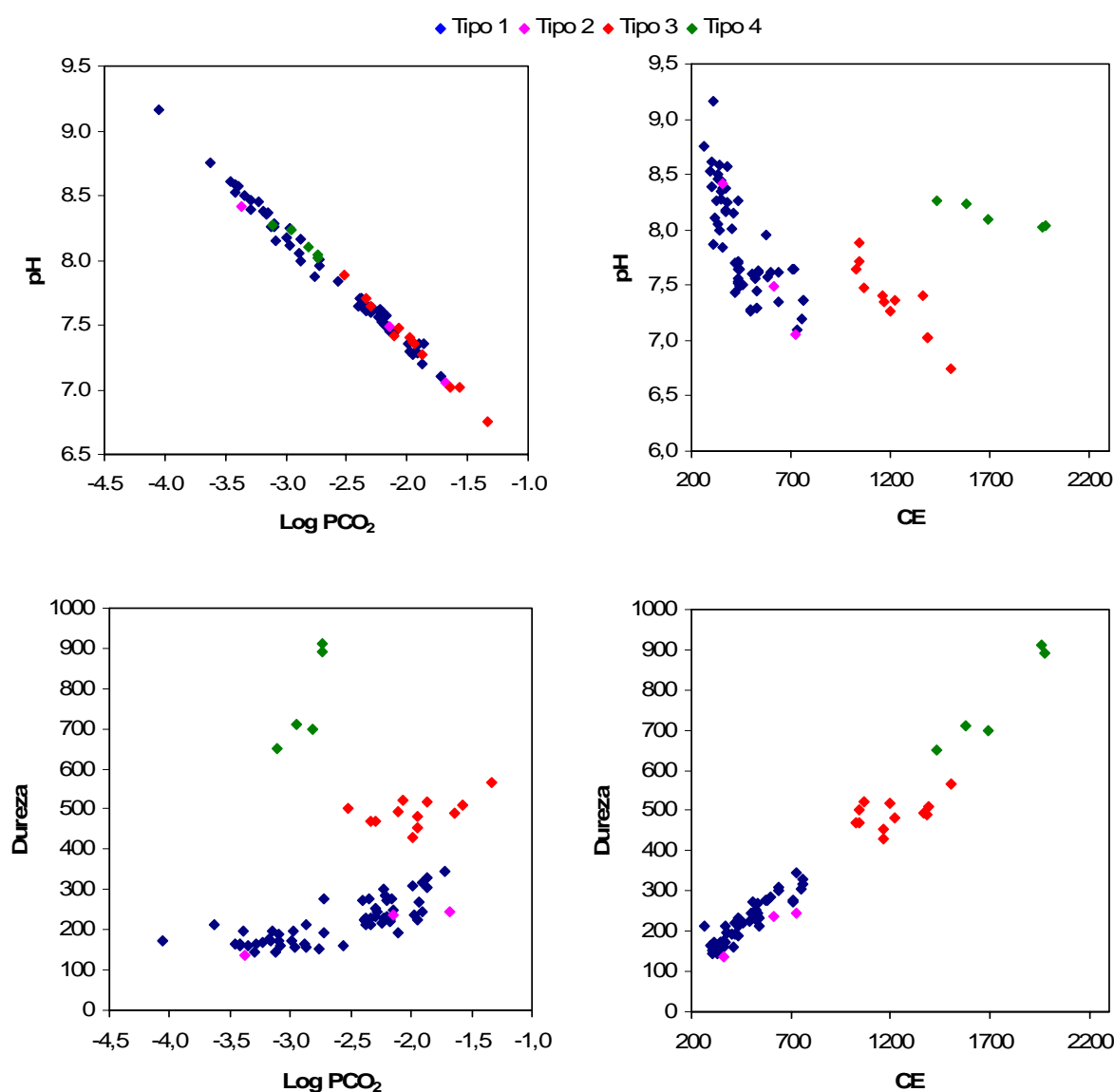


Fig. 4.35. Relación de la  $PCO_2$  y CE con el pH y la dureza, en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra. Las muestras se han diferenciado según el código de color utilizado hasta el

momento, que hace referencia a las facies hidroquímicas definidas. La CE está expresada en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y la dureza en  $\text{mg}/\text{l}$  de  $\text{CaCO}_3$ .

Para los IS se ha utilizado el criterio propuesto por Langmuir (1971) que considera que una muestra está en equilibrio con la calcita cuando los valores se sitúan entre -0,1 y 0,1. Valores inferiores o superiores a estas cifras son indicativos de aguas subsaturadas o sobresaturadas, respectivamente. En el caso de la dolomita se ha considerado el rango propuesto por Plummer et al. (1990) que considera una muestra en equilibrio con respecto a la dolomita cuando su IS se localiza entre -0,5 y 0,5. Valores inferiores o superiores indican aguas subsaturadas o sobresaturadas respectivamente. En relación con el IS del yeso, se ha considerado el valor de cero como indicativo de la condición de saturación, utilizado en trabajos llevados a cabo (García-Aróstegui, 1998, Bouamama, 2000, Herrera, 2001, Martos-Rosillo, 2008, entre otros).

Al considerar la distribución de las muestras en la Tabla 4.12, Fig. 4.35 y Fig. 4.36, se aprecia cierta correlación entre el pH, la  $\text{PCO}_2$ , la dureza, los IS, y la CE. De manera que las aguas con menores pH presentan los valores más altos de  $\text{PCO}_2$ , tienden a presentar las mayores conductividades eléctricas y tienden a alcanzar las mayores durezas. La excepción a estas correlaciones corresponde a las muestras recogidas en la estación SD-22 (Tipo de facies 4). En cuanto a la relación iónica entre  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ , suele aumentar a lo largo del flujo en todos los puntos, salvo en las aguas muestreadas en la estación SD-22 (Fig. 4.32 y 4.36), donde la evolución química de las aguas difiere de la tónica general.

En la Fig. 4.36 se presentan los gráficos que relacionan los IS con la CE. Como se puede apreciar, las aguas están más saturadas en calcita que en dolomita. En cuanto a las aguas termales, en la zona se localiza un manantial termal (QC-5: Fuente de Los Tubos). Las aguas drenadas por este manantial se encuentran en equilibrio con la calcita y la dolomita, hecho ya observado por Moral (2005) para manantiales termales de las sierras carbonáticas de Cazorla y Segura.

Langmuir (1997) propuso que efectos como el aumento de la temperatura, una mezcla de aguas o una pérdida de  $\text{CO}_2$  por exolución podían producir condiciones de sobresaturación. Inicialmente se ha comentado que el embalse de San Clemente presenta pérdidas de agua en su vaso, agua que se infiltra y recarga el Sector Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo. Posteriormente se ha comprobado que las aguas de la estación SD-22, a pesar de constituir el punto de descarga de la Subunidad Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo y ser las aguas más antiguas con mayor mineralización, presentan un comportamiento hidroquímico irregular en cuanto a los procesos que le afectan. Una irregularidad es el bajo valor obtenido en la relación iónica  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  y otro elemento contradictorio es que presenta valores de IS en calcita y dolomita que indican sobresaturación en estos minerales, teniendo lugar conjuntamente disolución de yeso y precipitación tanto en calcita y dolomita. Estas variaciones de la tónica general observada en la evolución de las aguas subterráneas quedarían explicadas como resultado de la mezcla de aguas del embalse con aguas almacenadas en el acuífero ambas con distinta concentración de  $\text{PCO}_2$ .

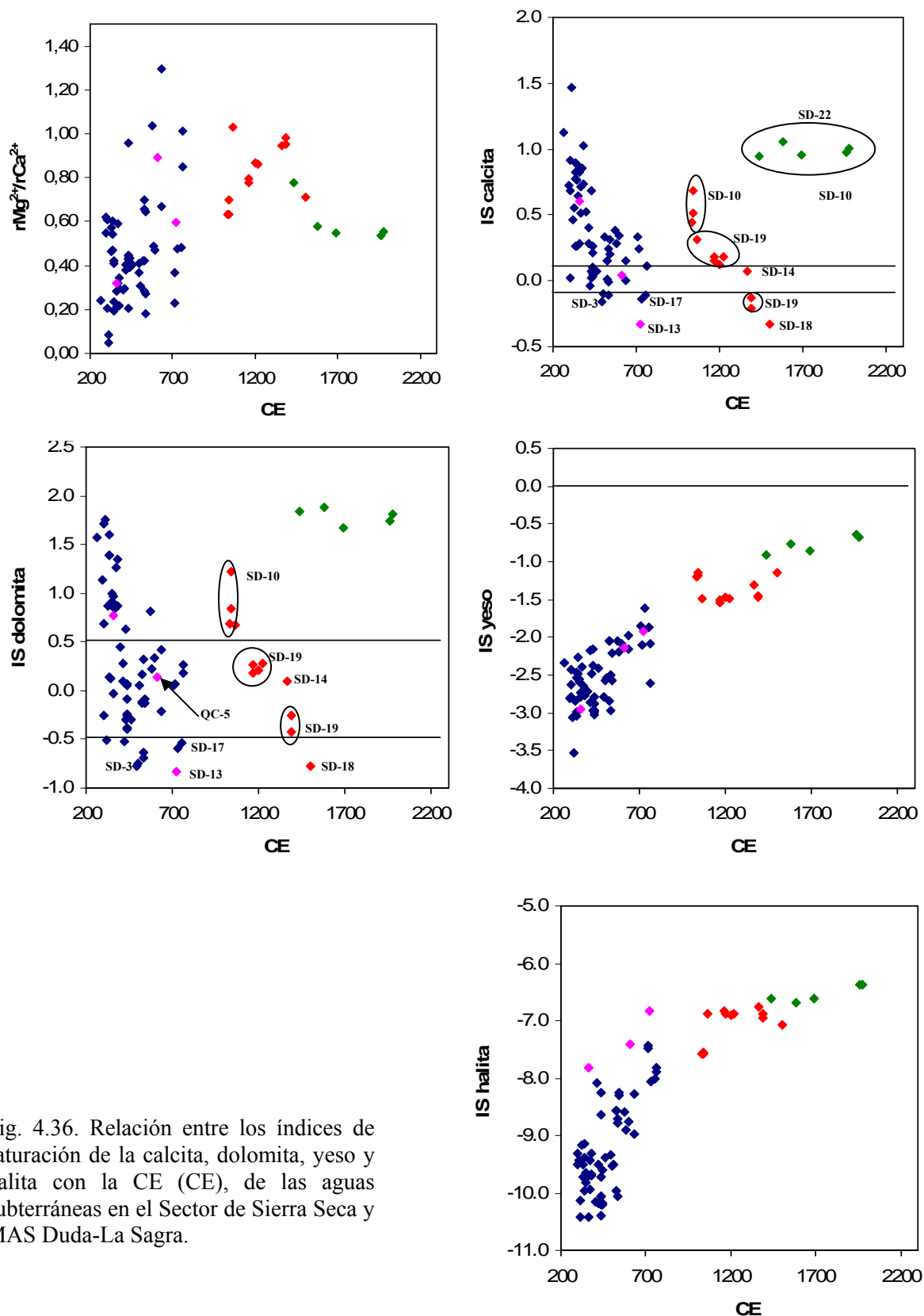


Fig. 4.36. Relación entre los índices de saturación de la calcita, dolomita, yeso y halita con la CE (CE), de las aguas subterráneas en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra.

Las aguas del acuífero carbonático prebélico, de Sierra Seca presentan, en general saturación en calcita (Tabla 4.12) que disminuye a lo largo del flujo al igual que la saturación en dolomita. Las aguas subterráneas están subsaturadas en yeso y halita,

aumentando los IS a lo largo del flujo y en las proximidades de contactos tectónicos. En el acuífero carbonático subbético las aguas subterráneas se encuentran, por lo general, saturadas en calcita y en equilibrio con la dolomita. Al igual que en los acuíferos anteriores, los IS del yeso y halita presentan valores muy negativos, que se van haciendo más positivos hacia el centro de la cuenca o al aproximarse a contactos tectónicos.

Las aguas subterráneas muestreadas en los acuíferos detrítico miopliocuaternario y detrítico cuaternario presentan sobresaturación en calcita, con IS más elevados hacia el centro de la cuenca. Las aguas superficiales presentan los valores de IS más altos de todas las aguas muestreadas, especialmente las recogidas en la estación SD-22. Con respecto a los IS del yeso y halita, los valores más positivos se encuentran en las aguas drenadas en la estación SD-22, punto en el que IS del yeso se encuentra próximo al equilibrio.

#### 4.5.4. MAS Huéscar-Puebla

Para la caracterización hidroquímica de esta MAS se ha optado por estudiar cada sector descrito por separado.

#### -VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

##### *1. Sector de Huéscar*

Este sector comprende la zona occidental de la MAS Huéscar-Puebla, dentro de la cual se localizan la Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla, Cerro Perico Ruíz y el Llano que se extiende desde el municipio de Huéscar hacia el Oeste y centro de la cuenca (Fig. 4.10).

Los puntos considerados en este sector han sido 14: 3 manantiales, 8 sondeos y 3 muestras de aguas superficiales (Base de Datos del IGME, puntos PH-1 a PH-13 y PH-66 y 67), cuya ubicación puede ser consultada en el mapa de la Fig. 4.2. A lo largo del 2005-2007 se recogieron un total de 35 análisis, utilizados para la elaboración del mapa de diagramas de Stiff (Fig. 4.37 y Base de Datos del IGME), diagramas de Piper (Fig. 4.38) y Schoëller-Berkaloff (Fig. 4.39).

En la Fig. 4.38 se presenta el diagrama de Piper en el cual se han utilizado diferentes símbolos para la identificación de la naturaleza de los puntos y con diferentes colores en función del acuífero en el que se encuentran.

Las facies hidroquímicas diferenciadas se agrupan en 3 Tipos:

**Tipo 1:** Son, en general, aguas bicarbonatadas cálcicas. Esta facies es característica de las aguas subterráneas muestreadas en el flanco NW de Sierra Bermeja así como de las aguas superficiales que discurren por el río Bravatas y por la acequia procedente de la Cueva del Agua (punto SD-1, Fig. 4.2, Fig. 4.37 y Fig. 4.38). Se ha considerado oportuno caracterizar desde el punto de vista hidroquímico el agua que circula por la acequia, ya que puede sufrir alteraciones con respecto a la original y por constituir una fuente de recarga del acuífero detrítico miopliocuaternario, al no estar impermeabilizada. Las aguas presentan una temperatura media de 15,6 °C y una conductividad eléctrica media de 480 µS/cm.





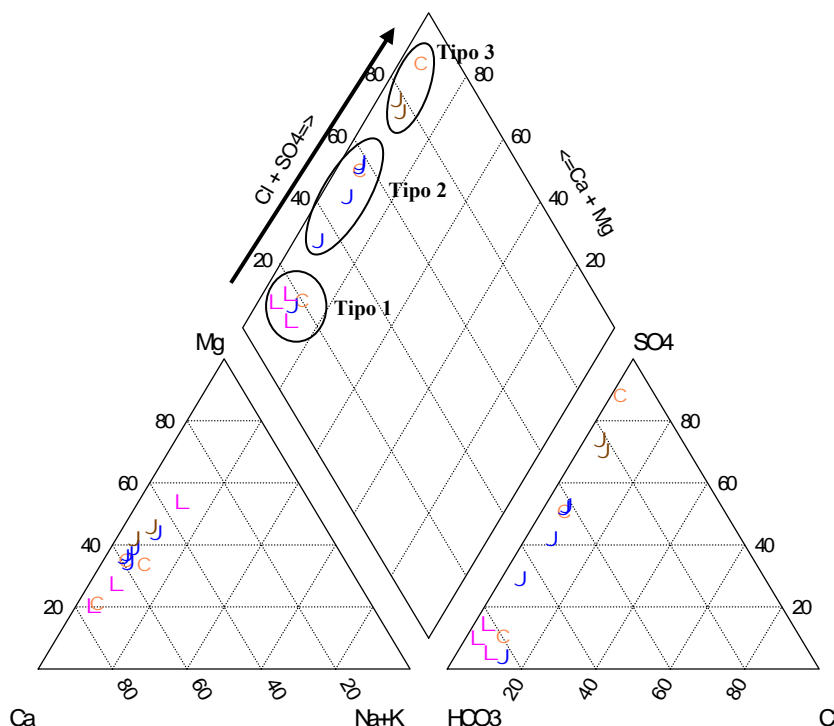


Fig. 4.38. Continuación.

**Tipo 2:** Se trata de aguas bicarbonatadas-sulfatadas y sulfatadas-bicarbonatadas cálcicas (Fig. 4.38). Esta facies es característica de las aguas muestreadas en el acuífero carbonático subbético del flanco SE de Sierra Bermeja y en el acuífero detrítico miopliocuaternalio localizado al este del municipio de Huéscar, que constituyen el límite septentrional de la Cuenca de Guadix-Baza. Las aguas de este tipo de facies sufren un incremento del contenido en  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  y se aparecen los primeros contenidos de  $\text{F}^-$  no observados en las aguas de Tipo 1. En el borde S-SE de Sierra Bermeja se localizan aguas con temperatura media en torno a 19 °C.

**Tipo 3:** Se trata de aguas sulfatadas cálcicas a cálcico-magnésicas (Fig. 4.38). Esta facies caracteriza los puntos de agua muestreados a cotas bajas y hacia el centro de la cuenca de Guadix-Baza. En esta zona los materiales detríticos miopliocuaternalios de borde de cuenca (Formación Guadix) cambian de facies sedimentarias desde materiales detríticos de tamaño grosero a materiales de tamaño fino: margas y limos con yesos (Formación Baza). En esta zona las aguas experimentan un importante incremento en los iones  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  y en el contenido de  $\text{F}^-$ , procedente de la disolución de fluorita de la Formación Baza (Sebastián, 1979; Sebastián-Pardo et al., 1980). La temperatura, con un valor medio de 17,4 °C, es inferior a la que presentan las aguas de facies Tipo 2, en el borde S-SE de Sierra Bermeja.

En la Tabla 4.14 se presentan los estadísticos básicos de las muestras analizadas en el Sector de Huéscar. Los iones con mayores coeficientes de variación son  $\text{K}^+$  y  $\text{NO}_3^-$ , lo que indica contaminación antrópica en las aguas subterráneas.

Tabla 4.14. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en el Sector de Huéscar durante el período 2005-2007. Las concentraciones de los iones se encuentran expresadas en mg/l.

	Tª (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>	F <sup>-</sup>
Max	24,60	2340,00	9,09	600,00	132,00	46,00	6,00	66,00	1650,00	349,00	6,00	29,00	60,40	2,20
Min	11,50	291,00	6,77	20,00	9,00	4,00	0,00	4,00	6,00	128,00	0,00	0,00	4,00	0,00
Media	45,18	2639,77	18,27	364,20	128,96	44,86	3,79	60,53	853,00	654,31	2,96	25,59	39,69	1,20
Mediana	17,50	891,67	7,45	104,00	40,57	14,00	0,80	20,50	164,67	249,00	0,25	8,00	10,10	0,34
CV	33%	37%	8%	44%	58%	59%	137%	90%	48%	40%	108%	84%	35%	64%

El diagrama de Schoëller-Berkaloff refleja la evolución que experimentan las aguas subterráneas a lo largo del flujo y el enriquecimiento que se produce en  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  y la disminución que se produce en  $\text{HCO}_3^-$  (Fig.4.39).

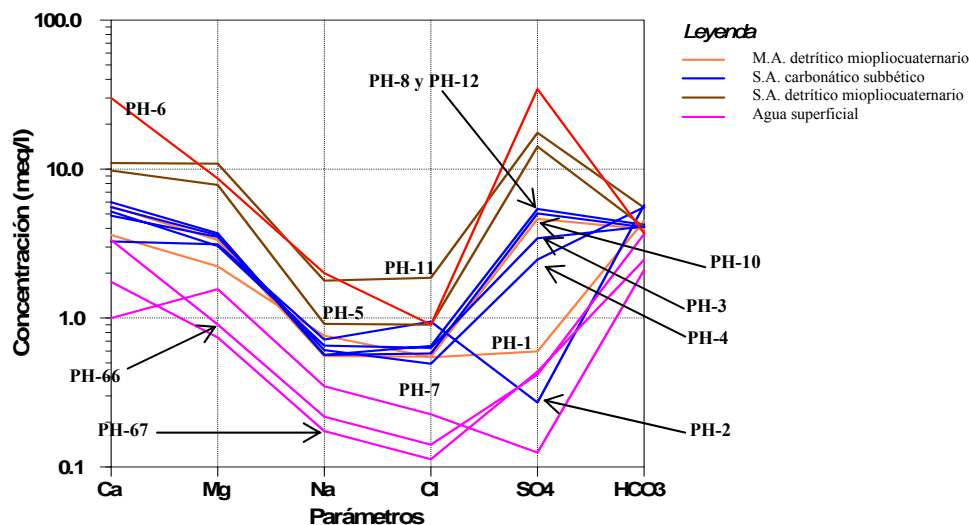


Fig. 4.39. Representación en el diagrama de Schoëller-Berkaloff de las aguas subterráneas del Sector de Huéscar.

A lo largo del flujo se identifica una correlación entre la temperatura y la conductividad eléctrica de las aguas subterráneas, tanto dentro del acuífero carbonático subbético como en el acuífero detrítico miopliocuaternario (Fig. 4.40).

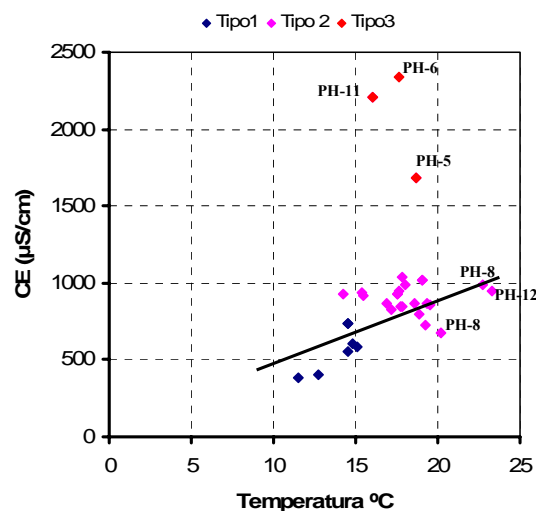


Fig. 4.40. Relación entre los valores de CE y temperatura de las aguas analizadas en el Sector de Huéscar. El código de colores utilizado hace referencia a los tres tipos de facies hidroquímica diferenciadas.

Por lo general, las aguas drenadas por manantiales tienen una temperatura poco variable, que suele ser igual o ligeramente superior a la temperatura del aire de la localidad donde surgen (Custodio y Llamas, 1983). En la zona de estudio, el acuífero carbonático subbético adquiere gran extensión e importancia. En zonas cársticas de numerosas áreas de montaña, la temperatura del agua subterránea es parecida a la temperatura media anual de la superficie, e incluso en muchas ocasiones llega a ser ligeramente inferior (Bögli, 1980) debido al efecto relativamente poco importante del aporte de calor geotérmico frente al notable efecto refrigerante de las aguas frías de infiltración.

Bögli (1980) puso de manifiesto que con un flujo geotérmico de 400 kcal/m<sup>2</sup>.año, un incremento de 0,2 °C en la temperatura era suficiente para evacuar este aporte de calor, teniendo en cuenta una infiltración de 2000 mm. En zonas con infiltración entre 500-350 mm, rango parecido al que se produce en la cabecera de la cuenca del Guadiana Menor, bastaría un incremento de 0,8-0,9 °C en la temperatura media del agua para evacuar el aporte de calor de origen geotérmico.

Schoëller, en 1962, realizó la siguiente distinción respecto a la temperatura de las aguas:

Aguas termales	$temperatura_{\text{agua}} > temperatura_{\text{media}} + 4^{\circ}\text{C}$
Aguas normales	$temperatura_{\text{media}} \leq temperatura_{\text{agua}} \leq temperatura_{\text{media}} + 4^{\circ}\text{C}$
Aguas frías	$temperatura_{\text{agua}} < temperatura_{\text{media}}$

Posteriormente, en 1972 Cruz San Julián et al. consideraron que, para el ámbito de la Provincia de Granada, un agua sería considerada como termal cuando presentara una temperatura superior en 4 ó 6°C a la temperatura media del aire. Por tanto, en el ámbito en el que se localiza la zona, un agua con temperatura superior a 19°C (Cruz San Julián et al., 1972; Cruz-San Julián) sería considerada como termal.

En el Sector de Huéscar se ha podido observar la existencia de algunos sistemas de carácter termal, que se encuentran asociados al borde SE de la Sierra del Muerto-Bermeja-Jureña, como reflejan los sondeos PH-8, PH-12 y manantial PH-10, ya comentados anteriormente.

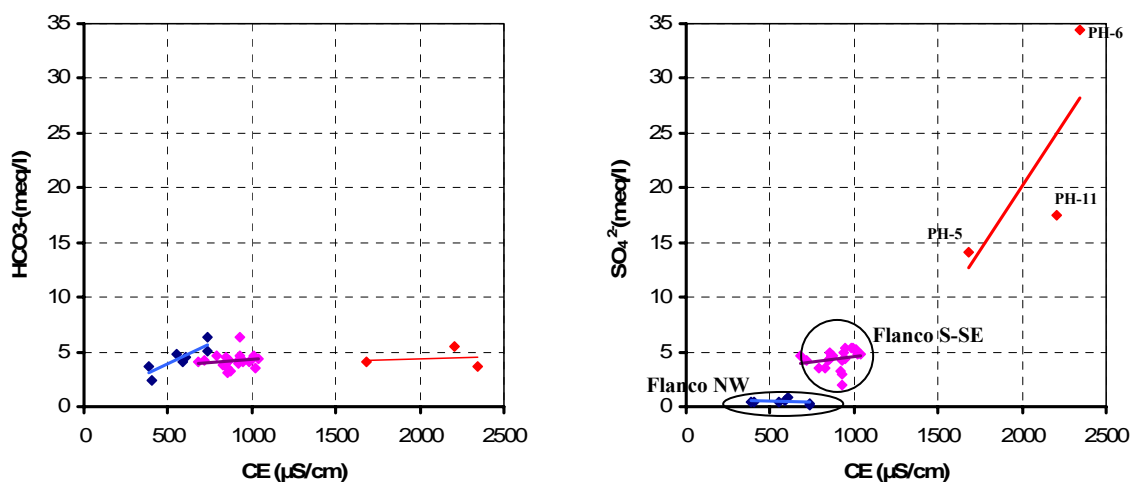


Fig. 4.41. Diagramas que relacionan el contenido en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> con la CE de las aguas subterráneas del Sector de Huéscar.

Los diagramas de CE vs. HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (Fig. 4.41) reflejan el diferente funcionamiento hidroquímico del acuífero carbonático subbético de Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla, puesto ya de manifiesto en el diagrama de Piper (Fig.4 38).

Sobre la facies hidroquímica Tipo 1 domina el proceso de disolución de carbonatos. Sin embargo, en las facies de Tipo 2 y 3 domina la disolución de yesos. Esto es lógico al observar el corte hidrogeológico de la Fig. 4.30, modificado de la Fig. 1.10 tras la



caracterización hidroquímica de las aguas subterráneas en la MAS Duda-La Sagra. La existencia de una divisoria de las aguas subterráneas, por las cumbres de Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla, y la presencia de facies triásicas, asociadas a un importante contacto tectónico, en la base del acuífero carbonático del flanco SE de dicha sierra, determina la variabilidad en la química de las aguas subterráneas de ambos flancos.

**2. Sector del Llano de la Puebla**

Este sector engloba los relieves carbonáticos de Sierra Jureña, Tornajos, Alcatín y Cerro del Curica y la llanura constituida por materiales detríticos miopliocuaternarios que dan lugar al Llano de la Puebla (Fig. 4.10).

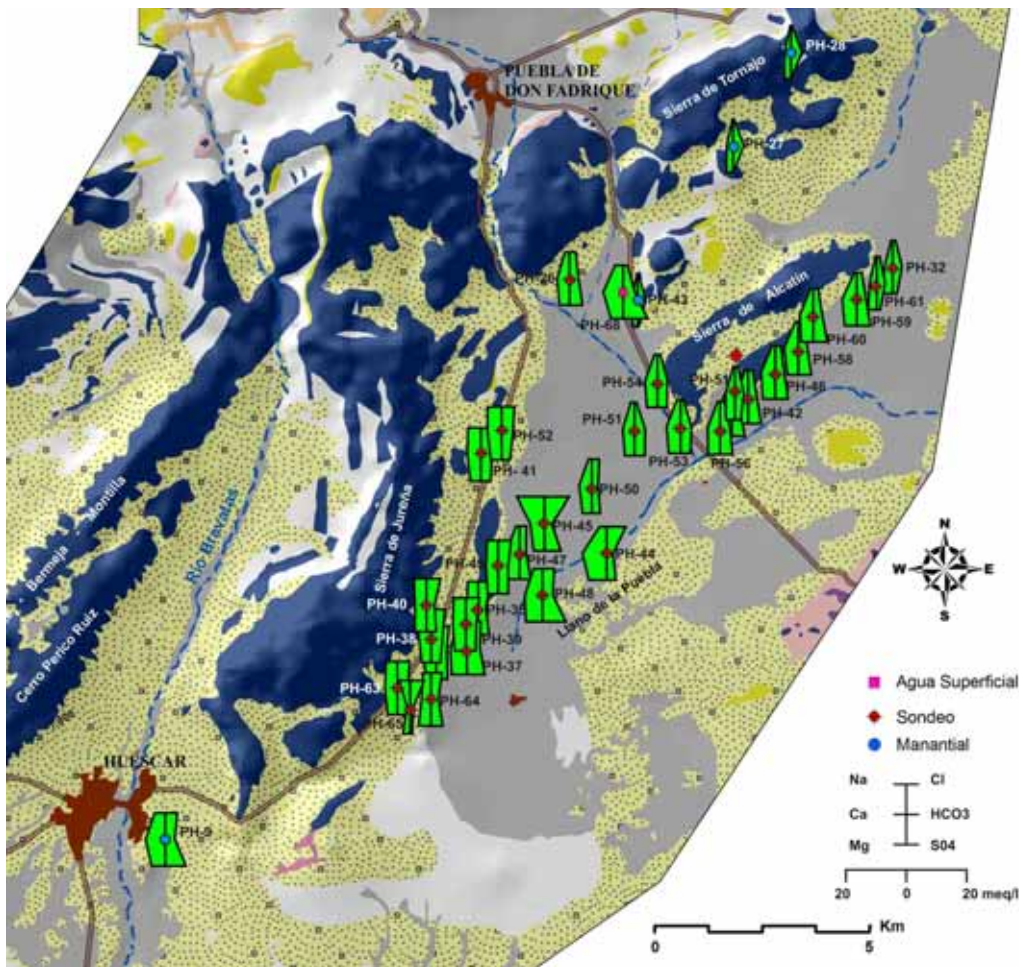


Fig. 4.42. Mapa con los diagramas de Stiff de los análisis realizados en el Sector del Llano de La Puebla.

Los puntos muestreados en este sector, durante 2005-2007, fueron 38 (Fig. 4.2 y Base de Datos del IGME y del CEDEX): 4 manantiales (M), 33 sondeos (S) y 1 estación de agua superficial (AS). Durante el mencionado período de investigación se recogieron en la zona un total de 57 muestras. En el mapa de la Fig. 4.42 se presentan los diagramas de Stiff de los valores medios analizados en capa punto.



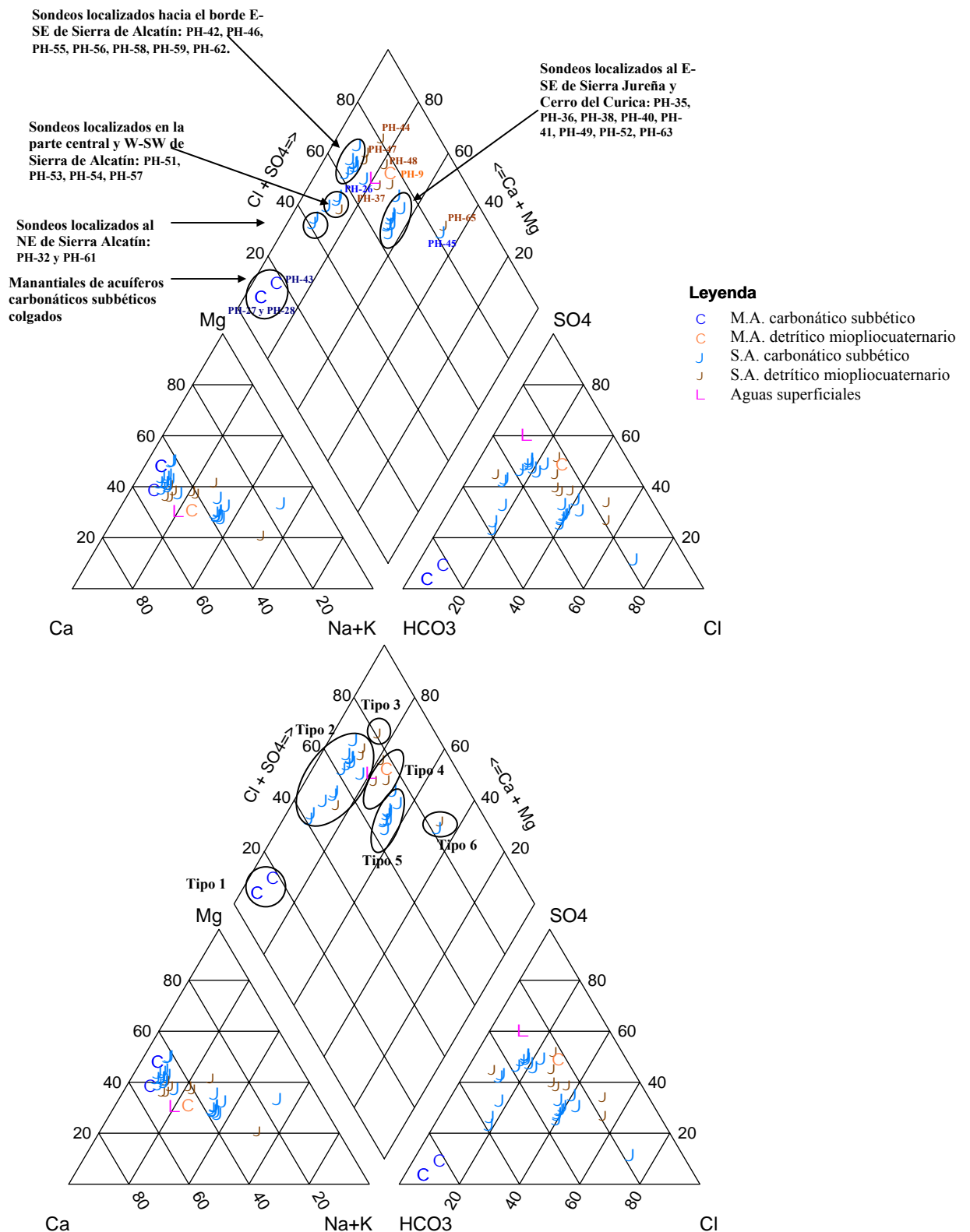


Fig. 4.43. Diagrama de Piper y Schoeller-Berkaloff de las aguas analizadas en el Sector del Llano de la Puebla. El código de símbolos utilizado hace referencia a la naturaleza del punto y el código de color hace referencia al acuífero al que explotan, en el caso de los sondeos, o que drenan en el caso de los manantiales.

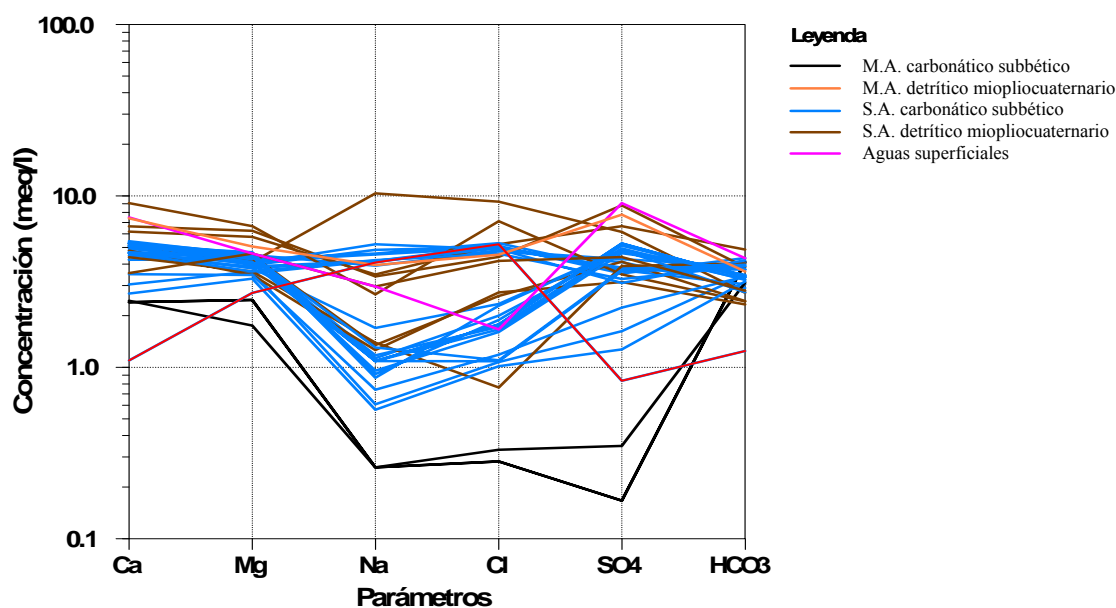


Fig. 4.43. Continuación.

La diferenciación de tipos de facies en este sector es más complicada que en los casos anteriores. Claramente se puede observar que las aguas de los manantiales que se encuentran drenando acuíferos carbonáticos colgados a cotas altas, presentan las aguas de menor mineralización de todo el sector (Fig. 4.43). En cambio, las aguas de mayor mineralización se localizan en el acuífero detrítico miopliocuaternario de la zona central del Llano de la Puebla (PH-45, PH-44 y PH-48) y al SW de Sierra Jureña (PH-9). En la Fig. 4.43 se indican los 6 tipos de facies hidroquímicas que se han podido distinguir:

**Tipo 1.** Se trata de facies bicarbonatada magnésico-cálcica y cálcica. Esta facies es típica de las aguas subterráneas muestreadas en los manantiales que drenan acuíferos carbonáticos colgados ubicados a cotas altas (Fig. 4.42 y Fig. 4.43). Su temperatura y CE media son inferiores a 17,5°C y 500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , respectivamente. Estas facies son típicas de las zonas de recarga del acuífero carbonático subbético.

**Tipo 2.** La segunda facies hidroquímica es la bicarbonatada-sulfatada, sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica o magnésico-cálcica. Es típica de los sondeos que explotan el acuífero carbonático subbético de Sierra de Alcatín, el acuífero detrítico miopliocuaternario asociado al anterior y ubicado hacia el E-SE de dicha sierra, y el acuífero detrítico miopliocuaternario “colgado”, localizado entre la Sierra de Alcatín y Cerro del Curica (Fig. 4.42 y Fig. 4.43). En ambas zonas se aprecia una evolución de las aguas hacia un enriquecimiento de  $\text{SO}_4^{2-}$  y en menor medida de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ , desde el NE-SW hacia el S-SE de Sierra de Alcatín, y de NW a SE y NE a SW hacia la zona central del Llano de la Puebla, zona delimitada por las pedanías de El Lóbrega, Toscana Vieja, Cortijo Grande y La Hoya (Fig. 4.2). Los estadísticos básicos de las aguas muestreadas de este tipo de facies se presentan en la Tabla 4.15.

Tabla 4.15. Estadísticos básicos de las aguas subterráneas de facies Tipo 2, muestreadas en el Sector del Llano de la Puebla. Para la elaboración de la tabla se han tenido en cuenta 18 puntos. Las concentraciones iónicas se encuentran expresadas en mg/l.

	Tª (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>	F <sup>-</sup>
Max	21,00	1124,00	7,88	150,00	57,00	68,00	3,00	97,00	436,00	264,00	3,60	96,00	15,30	0,40
Min	16,10	702,00	7,15	54,00	40,00	13,00	0,00	27,00	61,00	142,00	0,00	31,00	5,55	0,21
Media	18,77	968,40	7,39	96,14	50,25	27,17	1,03	59,67	206,03	205,81	0,77	49,30	10,51	0,30
Mediana	18,80	889,50	7,34	102,00	54,00	25,00	1,00	61,00	253,00	204,00	0,00	38,50	11,80	0,27
CV	8%	15%	3%	22%	11%	44%	87%	34%	40%	15%	158%	35%	24%	24%

**Tipo 3:** Se trata de la facies clorurada cálcico-magnésica que caracteriza el agua explotada por el sondeo PH-44, localizado en el centro del Llano (Fig. 4.2). En este punto el contenido en NO<sub>3</sub><sup>-</sup> es muy elevado (Base de Datos del IGME y del CEDEX).

**Tipo 4:** Se trata de la facies sulfatada-clorurada cálcico-magnésica a magnésico-cálcica. Ésta es característica de las aguas subterráneas muestreadas en tres sondeos que explotan el acuífero detrítico miopliocuaternario colgado en la zona comprendida entre el Cortijo de Santa Teresa (donde se ubica el sondeo PH-48) hasta el SW de Sierra Jureña (Fig. 4.42 y Fig. 4.43), donde se localiza el manantial de Fuencaliente (PH-9). Esta facies es el resultado del enriquecimiento en iones Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup> de las aguas de facies Tipo 3. Ello refleja la existencia de masas importantes de ClNa asociadas a la Unidad Tectónica o Unidad Olitostrómica, que llega a aflorar hacia el SW de Sierra Jureña (Fig. 4.42) asociada a importantes accidentes tectónicos.

**Tipo 5:** Corresponde a facies clorurada-sulfatada cálcico- magnésica magnésico-cálcica o cálcico-sódica y clorurada-bicarbonatada cálcico-sódica. Esta facies es característica de las aguas explotadas por los sondeos del borde oriental de Sierra Jureña, que explotan tanto el acuífero carbonático subbético de dicha sierra como el del Cerro del Curica (Tabla 4.16). La composición de estas aguas subterráneas, más enriquecidas en ClNa que las aguas de Tipo 3 y más empobrecidas en SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y F<sup>-</sup> que las aguas de Tipo 4, indican mayor influencia del masas ClNa que de masas yesíferas.

Tabla 4.16. Estadísticos básicos de las aguas subterráneas de facies Tipo 5, muestreadas en el Sector del Llano de la Puebla. Para la elaboración de la tabla se han tenido en cuenta 9 puntos. Las concentraciones iónicas se encuentran expresadas en mg/l.

	Tª(°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>	F <sup>-</sup>
Max	20,00	1367,00	7,77	106,00	55,00	120,00	2,05	188,00	205,00	265,00	1,00	45,00	11,00	0,30
Min	13,30	1119,50	7,14	85,00	43,00	90,00	1,50	163,00	149,00	177,00	0,00	30,89	5,58	0,00
Media	18,21	1264,75	7,44	94,28	48,28	101,89	1,90	174,83	176,89	230,72	0,33	35,57	9,06	0,15
Mediana	18,93	1273,50	7,42	93,00	48,00	97,00	2,00	175,00	177,00	237,00	0,00	33,34	9,80	0,15
CV	12%	7%	3%	8%	8%	9%	9%	4%	10%	13%	130%	14%	21%	112%

**Tipo 6:** Se trata de la facies clorurada sódica. Caracteriza las aguas subterráneas explotadas en dos sondeos, localizados en diferentes zonas dentro del Llano de la Puebla (Fig. 4.2 y Fig. 4.42). Uno de ellos (PH-45) presenta los valores más altos de CE, así como de iones Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup> de todo el sector estudiado.

En la Tabla 4.17 se presentan los estadísticos básicos de todas las muestras analizadas en el Sector del Llano de la Puebla. Esta tabla permite observar la variabilidad de los elementos mayoritarios analizados para su posterior comparación con las aguas subterráneas muestreadas en otros sectores de la Mas Huéscar-Puebla.

Tabla 4.17. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en el Sector de Llano de la Puebla durante el período 2005-2007. Las concentraciones iónicas se encuentran expresadas en mg/l.

	Tª(°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>	F <sup>-</sup>
Max	21,00	2070,00	8,42	182,00	81,00	238,00	9,60	328,00	436,00	297,00	4,80	400,03	15,30	0,64
Min	13,30	429,33	7,14	22,00	21,33	6,00	0,00	10,00	8,00	76,00	0,00	2,28	0,03	0,00
Media	18,13	1133,17	7,48	94,84	49,94	57,68	1,64	110,66	193,59	210,43	0,83	50,93	9,28	0,20
Mediana	18,70	1120,25	7,44	96,00	50,00	32,00	1,50	83,00	187,00	211,00	0,33	41,86	9,88	0,21
CV(%)	10%	30%	4%	32%	23%	82%	97%	68%	52%	20%	146%	121%	31%	84%

La temperatura de las aguas subterráneas en el Sector del Llano de la Puebla varía entre 13°C y 21°C (Tabla 4.17). Al igual que en el Sector de Huéscar, se han detectado aguas termales, con valores superiores a 19°C, asociadas a sondeos del borde de Sierra de Alcatín, en la falda oriental de la Sierra de Jureña y en el Cerro del Curica, en el sondeo PH-45 y en el manantial PH-9 (Fig.4.42). Al situar los puntos mencionados anteriormente en un mapa (por ejemplo Fig. 4.2) se observa que todos ellos se encuentran asociados al trazado de la falla Cádiz-Alicante.

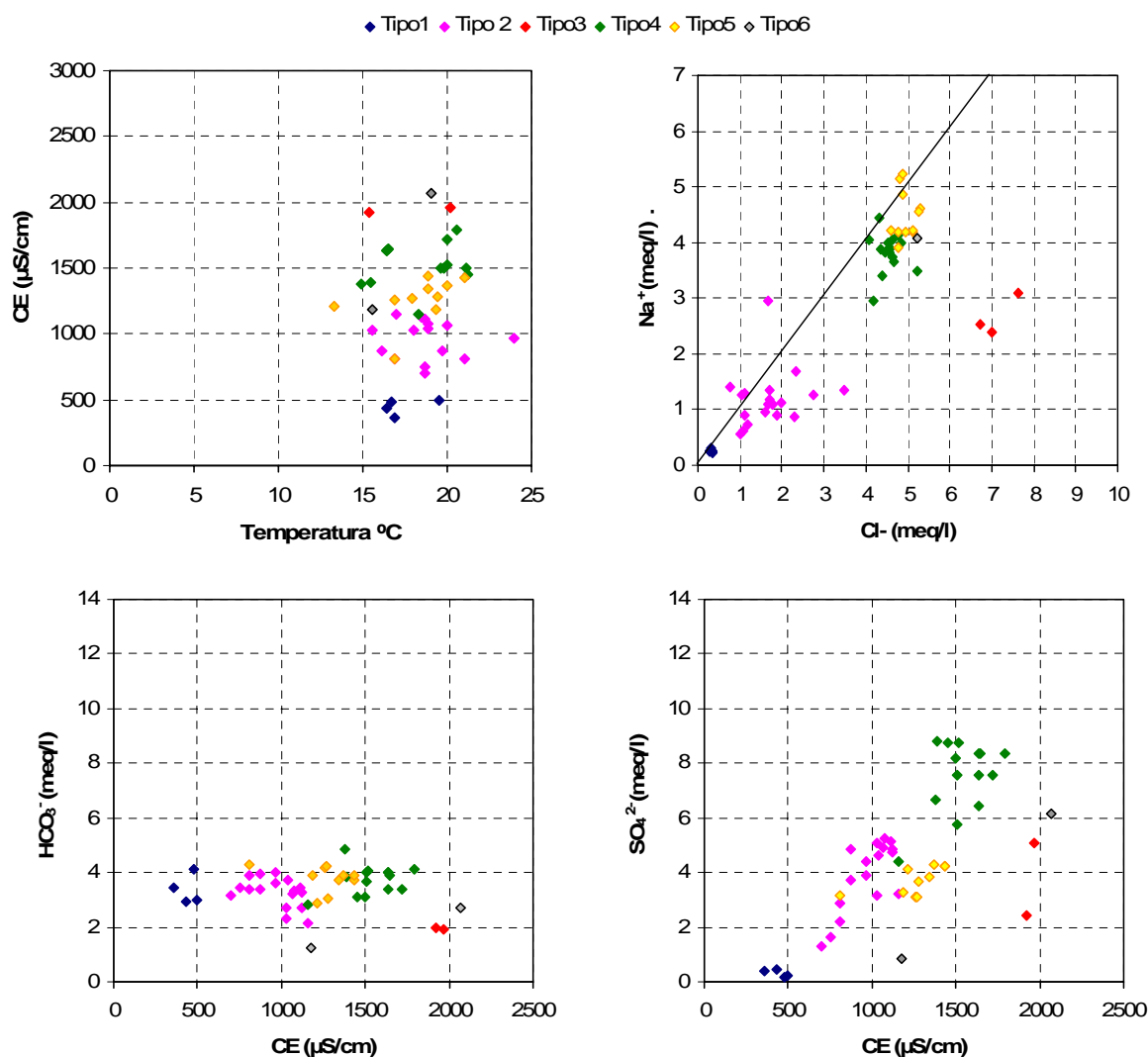


Fig. 4.44. Diagramas que relacionan los valores de temperatura, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> con la CE de las aguas subterráneas del Sector del Llano de la Puebla (MAS Huéscar-Puebla). Además, se ha incluido la relación entre los iones Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup>. La escala de colores empleada en la representación

de las distintas muestras atiende a la diferenciación realizada en 6 Tipos diferentes de facies hidroquímicas.

En las aguas subterráneas del Sector del Llano de la Puebla se observa un incremento de la CE con la temperatura a lo largo de la línea de flujo, acompañado por un incremento en los iones  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ , mientras que el ión  $\text{HCO}_3^-$  permanece más o menos constante (Fig. 4.44).

La alta mineralización de las aguas es el resultado de la interacción de materiales yesíferos y salinos triásicos, materiales que se localizan en la base de las numerosas escamas de materiales carbonáticos subbéticos que forman la Sierra de Jureña y relieves menores como el Cerro del Curica. Por otro lado, las aguas subterráneas de los materiales detríticos miopliocuaternarios que fosilizan el gran accidente tectónico de la falla de Cádiz-Alicante se encuentran afectados por la disolución de materiales de la Unidad Olitostromica, constituida, en gran parte, por masas de facies evaporíticas triásicas (Sierra de la Añora). En ambos contextos tectónicos, la disolución de las facies triásicas aporta importantes cantidades de iones  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  a las aguas subterráneas. En el borde oriental y suroccidental de Sierra Jureña domina el incremento de iones  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  en las aguas subterráneas. En el acuífero detrítico miopliocuaternario se producen incremento en  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  en la zona septentrional y un incremento en los cuatro iones en la parte central y Suroccidental, en los sondeos PH-37, PH-44, PH-45, PH-48 y manantial de Fuencaliente (PH-9) (Fig. 4.42 y Fig. 4.43).

### **3. Sector de Puebla de Don Fadrique**

Este sector se ubica en la zona más septentrional de la MAS Huéscar-Puebla y engloba parte de las faldas de Sierra Taibilla así como los alrededores del núcleo de población del cual toma su nombre. En este sector se han tomado muestras, tanto de las aguas subterráneas drenadas por el acuífero Paleoceno-Eoceno prebético (Sierra del Taibilla) como del acuífero mioceno inferior y del acuífero detrítico miopliocuaternario que rellena el valle próximo al pueblo. En total las muestras utilizadas para la caracterización hidroquímica fueron 16. En la Fig. 4.2 se indica la ubicación geográfica de los puntos muestreados y en la Base de Datos del IGME y del CEDEX se pueden consultar los resultados analíticos de las muestras consideradas para la caracterización hidroquímica de este sector.



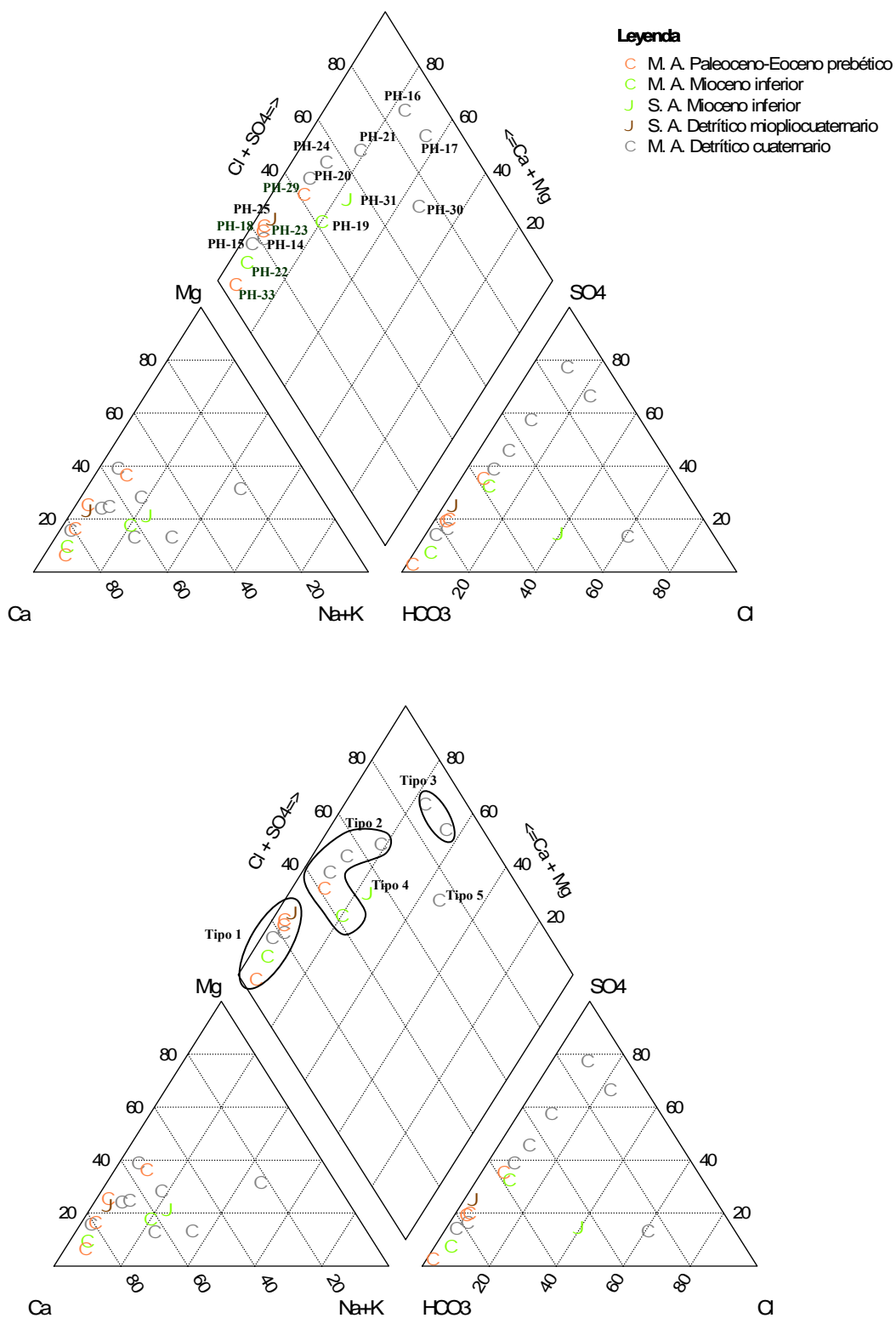


Fig. 4.45. Diagrama de Piper y Schoeller-Berkaloff de las aguas analizadas en el Sector de Puebla de Don Fadrique. El código de símbolos utilizado hace referencia a la naturaleza del punto y el código de color hace referencia al acuífero al que explotan, en el caso de los sondeos, o que drenan en el caso de los manantiales.

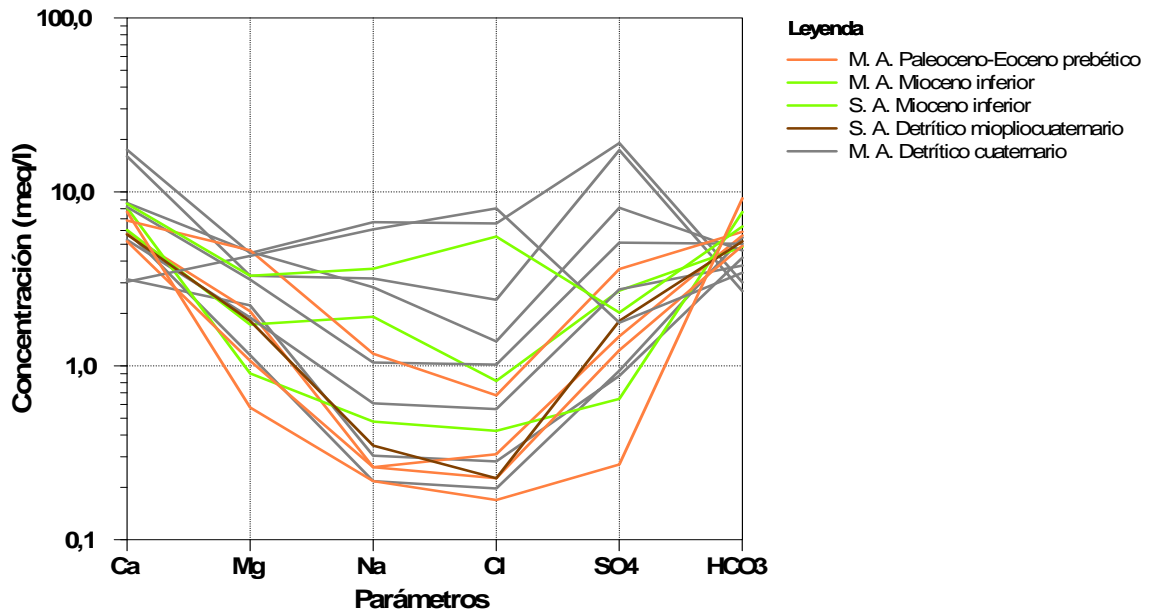


Fig. 4.45. Continuación.

La composición química de las aguas presenta una gran variabilidad (Fig. 4.45 y Fig. 4.46) reflejo de la citada complejidad tectónica. Las facies hidroquímicas que se han identificado han sido 5:

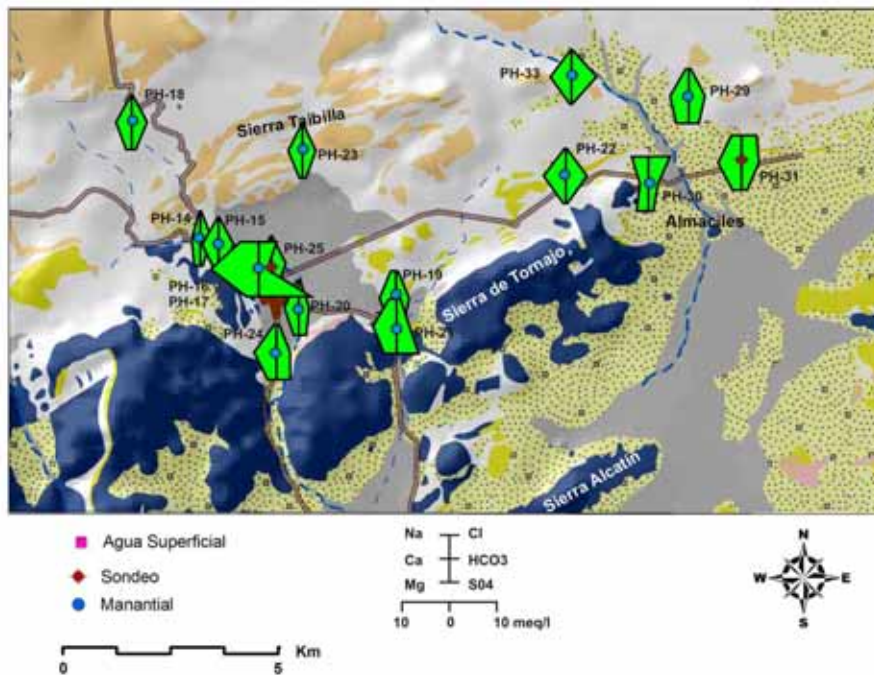


Fig. 4.46. Mapa con los diagramas de Stiff de los análisis realizados en el Sector de Puebla de Don Fadrique.

**Tipo 1:** Se trata principalmente de aguas bicarbonatadas cálcico-(magnésicas) que drenan los manantiales del acuífero Paleoceno-Eoceno prebético, ubicados en las faldas de la Sierra Taibilla, en el límite septentrional de la MAS. Esta facies caracteriza también las

aguas subterráneas drenadas por el acuífero detrítico cuaternario (PH-14 y PH-15) en conexión con el acuífero carbonático subbético, que aflora al Oeste del núcleo de Puebla de Don Fadrique; las aguas explotadas por el sondeo PH-25, en el acuífero detrítico miopliocuaternalio infrayacente, y las aguas drenadas por el manantial PH-22 procedentes del acuífero Mioceno inferior (Fig. 4.46).

Esta facies se caracteriza por una temperatura media de 15°C, una CE media de 590  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , altos contenidos de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{HCO}_3^-$  procedente de la disolución de rocas carbonatadas y muy bajos contenidos de iones  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , procedentes de la concentración del agua de precipitación. Los iones mayoritarios presentan bajos coeficientes de variación salvo el ión  $\text{NO}_3^-$  que llega a alcanzar los valores mas altos en el manantial PH-14, indicio de cierta actividad antrópica.

**Tipo2:** Se trata de facies bicarbonatada-sulfatada o sulfatada-bicarbonatada cálcico-(magnésica). Esta facies es característica de las aguas subterráneas drenadas por los manantiales en el borde meridional del Sector de Puebla de Don Fadrique, ubicados en el acuífero detrítico cuaternario y Mioceno inferior (PH-19) (Fig. 4.2 y Fig. 4.45 y Fig. 4.46), y en las aguas drenadas por el manantial PH-29, ubicado en las proximidades del contacto entre los materiales Paleocenos-Eocenos prebéticos y la Unidad Tectónica. En el borde meridional de este sector, asociado al borde septentrional de Sierra de Tornajo, se han localizado pequeños afloramientos de facies triásicas asociados a la Unidad Tectónica.

Las aguas subterráneas de este tipo de facies se caracterizan por un incremento de la mineralización, con CE media de 855  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , debido principalmente a un considerable incremento de ión  $\text{SO}_4^{2-}$ , seguido de los iones  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  por la proximidad de facies triásicas comentadas anteriormente. Por otro lado, los iones  $\text{K}^+$  y  $\text{Na}^+$  experimentan un incremento como reflejo de las actividades agrícolas desarrolladas sobre el acuífero detrítico cuaternario. La temperatura media de las aguas de facies Tipo 2 apenas difiere de la temperatura media de las aguas de facies Tipo 1.

**Tipo 3:** Se trata de una facies sulfatada cálcico-(magnésica) que se asocia al acuífero detrítico cuaternario, que se encuentra conectado con pequeños afloramientos de rocas carbonáticas subbéticas en las inmediaciones del núcleo de Puebla de Don Fadrique (Fig. 4.2, Fig. 4.45 y Fig. 4.46). Aunque la temperatura de las aguas de esta facies y el contenido en ión  $\text{Mg}^{2+}$  coinciden con la de facies Tipo 2, la CE es muy superior, como también lo es el contenido en iones  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{NO}_3^-$ .

**Tipo 4:** Se trata de una facies bicarbonatada-clorurada cálcico-(sódica) que caracteriza las aguas explotadas en el acuífero Mioceno inferior por el sondeo PH-31 (Fig. 4.2, Fig. 4.45 y Fig. 4.46).

**Tipo 5:** Se trata de una facies clorurada sódico-magnésica, que caracteriza al acuífero detrítico cuaternario que rodea al acuífero carbonático subbético localizado al Oeste de la pedanía de Almaciles (Fig. 4.2), acuífero que se encuentra drenado por un único manantial (PH-30) (Fig. 4.45 y Fig. 4.46) utilizado como fuente de abastecimiento a dicha pedanía. Este punto se caracteriza por presentar los valores más elevados de  $\text{Cl}^-$  (de 280 mg/l) de todo el sector.

En la Tabla 4.18 se presentan los estadísticos básicos de todas las muestras analizadas en el Sector de Puebla de Don Fadrique. Esta tabla permite observar la variabilidad de los elementos mayoritarios analizados, para su posterior comparación con aguas subterráneas muestreadas en otros sectores de la misma MAS.

Tabla 4.18. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en el Sector de Puebla de Don Fadrique durante el periodo 2005-2007. Las concentraciones iónicas se encuentran expresadas en mg/l.

	T <sup>a</sup> (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>	F <sup>-</sup>
Max	17,5	2810,0	8,3	350,0	56,0	154,0	193,6	285,0	916,0	467,0	6,0	363,2	14,5	0,5
Min	12,2	431,0	7,2	35,0	9,0	4,0	0,6	4,0	21,0	150,0	0,0	0,0	4,5	0,1
Media	15,5	939,1	7,7	144,7	31,3	41,9	20,8	63,8	209,8	286,2	1,3	53,5	7,8	0,2
Mediana	15,3	742,5	7,7	120,0	26,0	19,0	1,4	22,0	92,0	296,5	1,0	24,4	7,2	0,2
CV	8%	66%	4%	58%	53%	116%	256%	142%	132%	30%	103%	167%	41%	51%

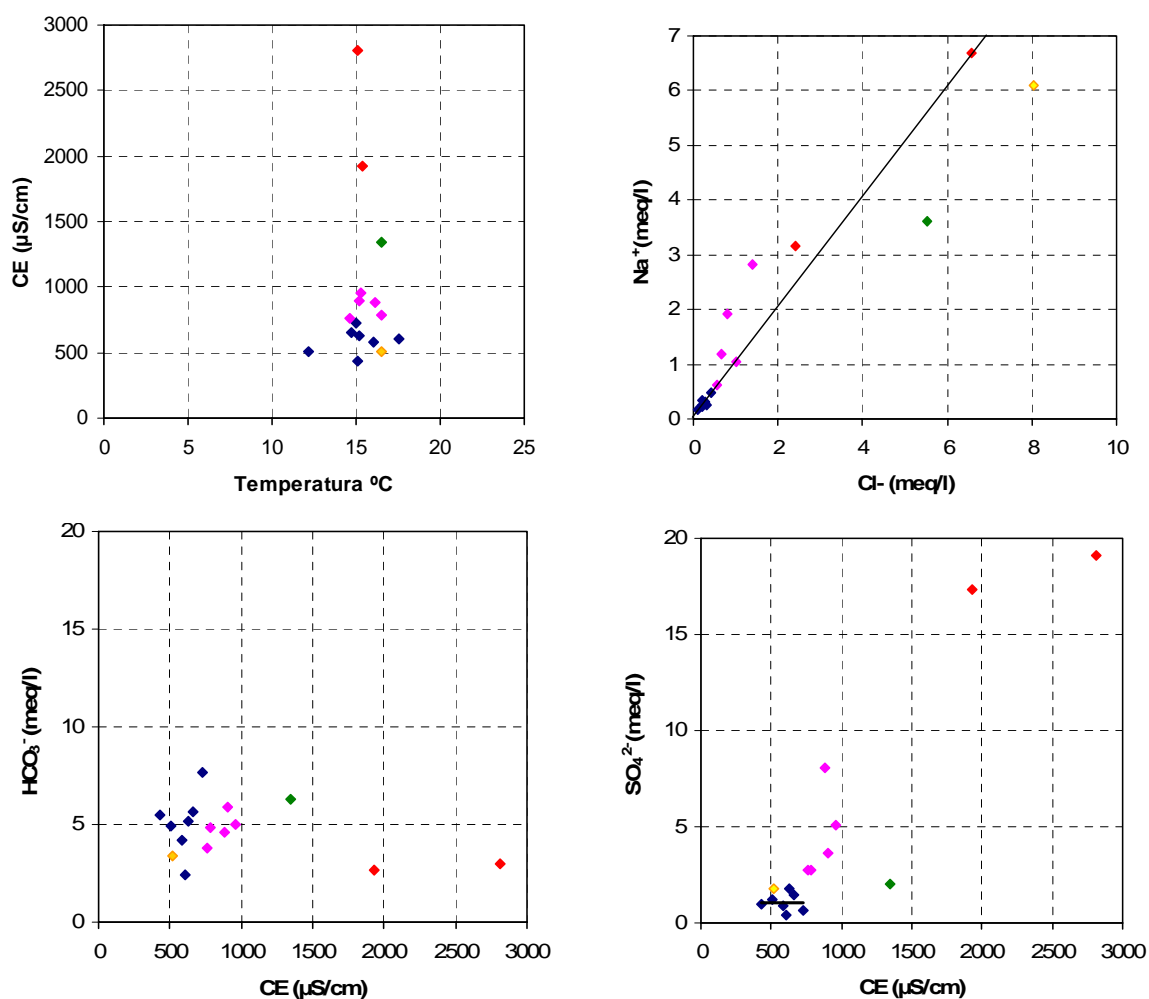


Fig. 4.47. Relación entre los valores de CE y temperatura, contenidos en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> respecto a la CE y relación Na<sup>+</sup>/Cl<sup>-</sup>, de las aguas subterráneas en el Sector de Puebla de Don Fadrique (MAS Huéscar-Puebla). El código de colores utilizado hace referencia a los tres tipos de facies hidroquímica diferenciadas.

La temperatura de las aguas en este sector se sitúa entre 12,2 y 17,5 °C, con valores un tanto inferiores respecto a las aguas drenadas en el Sector del Llano de La Puebla (Fig.4.47). El diagrama temperatura-CE de todos los puntos analizados en el Sector de Puebla de Don Fadrique no indica una relación clara entre ambos parámetros.

De lo expuesto anteriormente se desprende que las facies hidroquímicas de Tipo 1 y 2 se encuentran dominadas por la disolución de carbonatos, la facies de Tipo 3 por la disolución de sulfatos y ClNa, y a su vez las facies de Tipo 4 y 5 se encuentran dominadas por la disolución de ClNa (Fig. 4.47).

#### -VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

La variabilidad temporal de las características hidroquímicas del agua subterránea aporta información muy valiosa, principalmente en acuíferos cársticos, ya que informa sobre la modalidad de infiltración, grado de karstificación, características de la zona saturada, etc. (Bakalowicz, 2005). Las características hidroquímicas de las aguas subterráneas, en este tipo de acuíferos, dependen de la composición mineralógica de los conductos por lo que ha circulado el agua, del tiempo de residencia y de las condiciones del flujo (Shuster y White, 1988; Bakalowicz, 1979; Hanshaw y Back, 1979; Mudry, 1987).

En la MAS Huéscar-Puebla tan solo se dispone de información para la caracterización hidroquímica temporal del agua subterránea en el acuífero detrítico miopliocuaternalio, conectado hidráulicamente al acuífero carbonático subbético, acuífero que es drenado por los manantiales principales: Fuencaliente (PH-9), Parpacén (PH-10) y Bugéjar (ZL-3).

##### ***1. Sector de Huéscar***

El manantial de Parpacén (PH-10), constituye la principal descarga del Sector de Huéscar (Foto 4.1). De éste se dispone de un total de 35 análisis (Base de Datos del IGME) repartidos entre 1988 y 2007. Se ha de destacar que en las muestras de 1988 a 2004 no se dispone de medidas “in situ” de temperatura, CE y pH.



Foto 4.1. Vista panorámica del manantial de Parpacén (PH-10).

Los constituyentes mayoritarios de las aguas drenadas por este manantial presentan pequeñas variaciones a lo largo del período de muestreo. Los coeficientes de variación de los parámetros medios “in situ”, junto con los iones  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{SiO}_2$ ,



se encuentran comprendidos entre 6 y 16% (Tabla 4.19); salvo el coeficiente de variación de los iones  $K^+$  y  $NO_3^-$ , con valores del 57 y 23%, respectivamente (Tabla 4.19), que refleja efectos antrópicos sobre el acuífero miopliocuaternario.

Tabla 4.19. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en el manantial de Parpacén (PH-10) desde 1988 hasta 2007. Los valores de temperatura, CE y pH son los medidos “in situ” durante el período 2005-2007. Las concentraciones iónicas están expresadas en mg/l.

	Tª (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>	F <sup>-</sup>
Max	19,5	1040,0	8,2	134,0	56,0	15,0	1,5	32,0	256,0	317,0	17,0	13,4	0,13
Min	14,2	721,0	6,9	73,0	34,0	10,0	0,0	16,0	158,0	159,0	3,0	5,4	0,00
Media	17,7	891,7	7,5	108,1	40,5	12,5	0,8	20,1	209,8	243,5	12,3	10,5	0,04
Mediana	17,8	869,0	7,4	111,0	41,0	13,0	1,0	20,0	209,0	257,0	12,0	10,1	0,00
CV	9%	9%	6%	12%	11%	9%	57%	15%	11%	16%	23%	16%	173%

Según Shuster y White (1971), coeficientes de variación altos en acuíferos carbonáticos indican sistemas de flujo con notable karstificación funcional, mientras que para coeficientes de variación bajos (inferiores a 5%) indican que en el acuífero se produce un flujo difuso o existe un escaso desarrollo de la red de conductos cársticos. El manantial de Parpacén no drena directamente el acuífero carbonático subbético que forman las Sierras del Muerto-Bermeja-Montilla, sino que drena dicho acuífero a través del acuífero detrítico miopliocuaternario con el que se encuentra conectado hidráulicamente. Los coeficientes de variación bajos para los iones mayoritarios podría indicar la existencia de una karstificación no muy importante y por tanto la presencia de flujo difuso en el acuífero carbonático subbético.

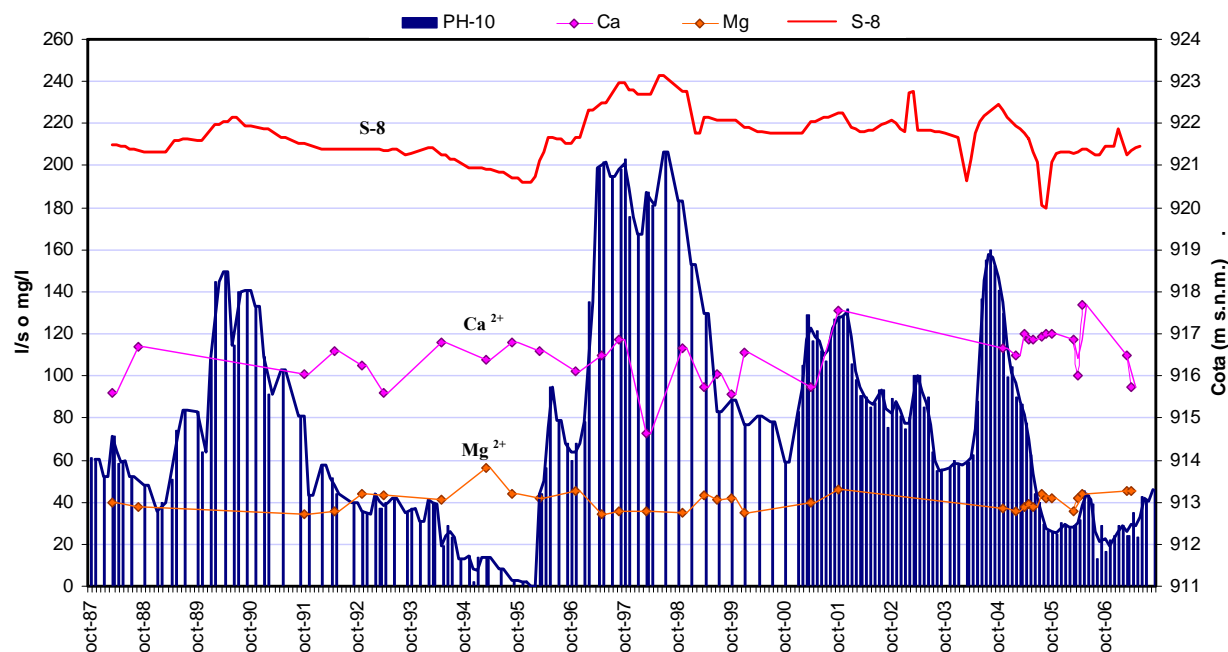


Fig. 4.48. Evolución temporal del contenido en  $Ca^{2+}$  y  $Mg^{2+}$  de las aguas drenadas por el manantial de Parpacén (PH-10), junto con su evolución hidrométrica y la evolución piezométrica del sondeo S-8.

El escaso número de análisis químicos del que se parte, dificulta la observación de tendencias claras en la evolución hidroquímica temporal. En el caso de los cationes, concretamente para el  $\text{Ca}^{2+}$  (Fig. 4.48), se aprecia un ligero enriquecimiento a lo largo de los años hidrológicos 1993, 1994 y 1995, que coincide con un período muy seco en el cual el caudal del manantial y el nivel piezométrico en el sondeo S-8 alcanzaron su mínimo durante el período de registro.

En el caso de los aniones  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 4.49) se puede intuir una evolución opuesta entre ambos. Los descensos de  $\text{HCO}_3^-$  en los períodos secos coinciden con ascensos de  $\text{SO}_4^{2-}$  y viceversa. Donde mejor se observa dicha tendencia es en el período 1991-1995.

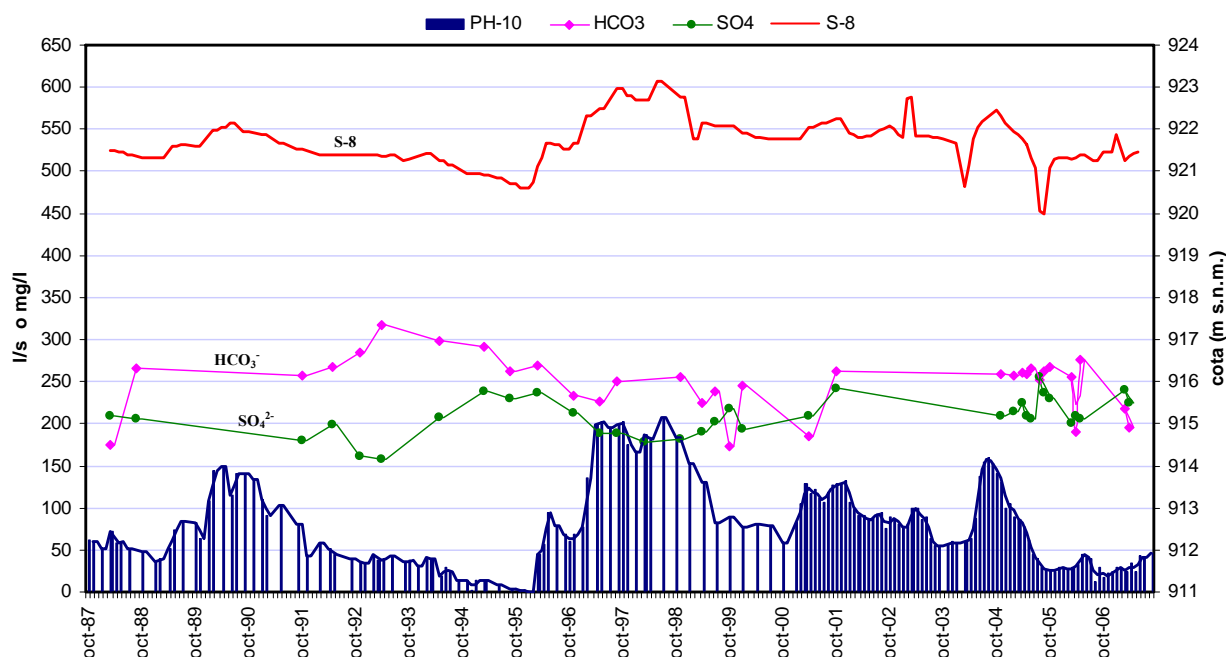


Fig. 4.49. Evolución temporal del contenido en  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  de las aguas drenadas por el manantial de Parpacén (PH-10), junto con su evolución hidrométrica y la evolución piezométrica del sondeo S-8.

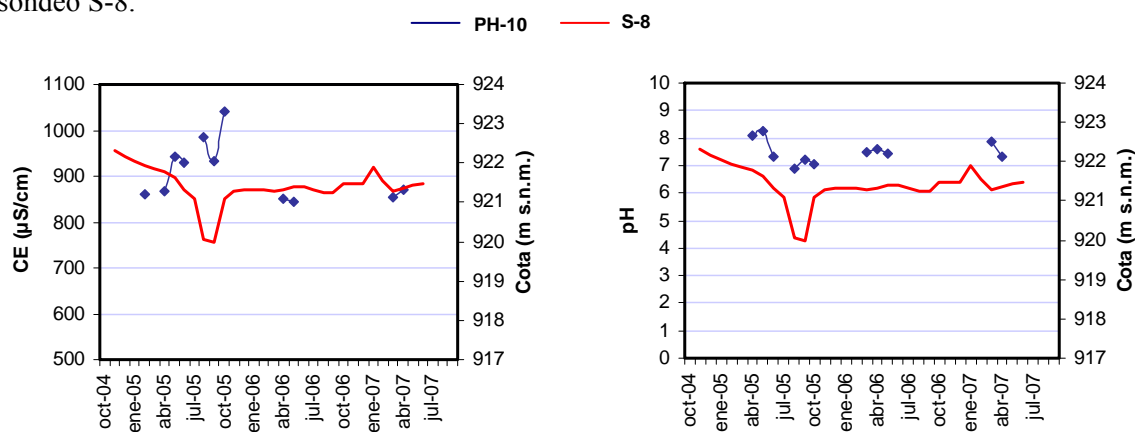


Fig. 4.50. Variación de la CE y pH medidos en campo para las muestras recogidas en el manantial de Parpacén (PH-10) durante el período 2005-2007, con respecto a la evolución piezométrica en el Sector de Huéscar, representada por el sondeo S-8

Con respecto a los parámetros medidos “in situ”, en la Fig. 4.50 se puede observar como el descenso en el nivel piezométrico va acompañado de un aumento en la CE y un descenso ligero del pH. Se supone en estos casos que las aguas drenadas por el manantial presentan mayor mineralización por un mayor tiempo de residencia en el acuífero.

## 2. Sector del Llano de La Puebla

El manantial de Fuencaliente (PH-9), localizado en el acuífero detrítico miopliocuaternario, constituye la principal descarga del Sector del Llano de La Puebla (Foto 4.2). De este manantial se dispone de un total de 34 análisis (Base de Datos del IGME), recogidos desde 1988 hasta 2007.



Foto 4.2. Vista panorámica del manantial de Fuencaliente (PH-9).

En la Tabla 4.20 se presentan los estadísticos básicos calculados a partir de los análisis físico-químicos de este manantial.

Tabla 4.20. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en el manantial de Fuencaliente (PH-10) desde 1988 hasta 2007. Los valores de temperatura, conductividad eléctrica y pH utilizados son los medidos en campo durante el período 2005-2007. Las concentraciones iónicas están expresadas en mg/l.

	Tª (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>	CO <sub>3</sub>
Max	21,20	1788,00	7,90	167,00	68,00	102,00	2,20	172,00	420,00	285,00	30,00	14,10	1,00
Min	16,40	1453,00	6,91	102,00	48,00	74,00	0,00	141,00	224,00	144,00	15,50	5,83	0,00
Media	18,92	1595,00	7,43	134,18	57,31	89,69	1,85	154,45	322,68	226,82	24,51	8,58	0,03
Mediana	19,80	1635,00	7,35	132,00	58,00	90,00	2,00	153,50	315,50	234,50	25,00	10,80	0,00
CV	11%	7%	4%	14%	9%	6%	24%	5%	18%	14%	13%	23%	583%

Los valores de coeficiente de variación para los constituyentes principales son bajos, inferiores al 10% para la conductividad eléctrica, pH, contenido en magnesio, sodio y cloruros; entre 10-15% para la temperatura, calcio y bicarbonato y del 18% para el sulfato (Tabla 4.22). Al igual que el manantial de Parpacén, Fuencaliente se localiza en el acuífero detrítico miopliocuaternario que rodea al acuífero carbonático subbético, con el que se encuentra en conexión.

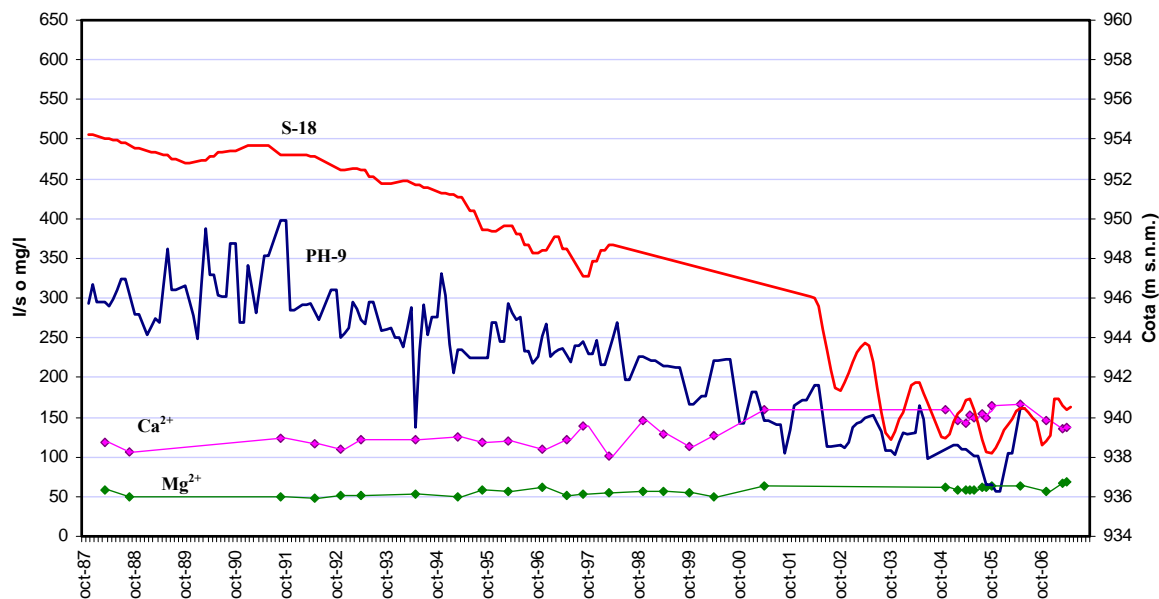


Fig. 4.51. Evolución temporal del contenido en  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  de las aguas subterráneas drenadas por el manantial de Fuencaliente (PH-9), junto con su evolución hidrométrica y la evolución piezométrica del sondeo S-18.

El escaso número de muestras recopiladas dificulta la observación de tendencias. En el caso de los cationes (Fig. 4.51) se aprecia un enriquecimiento para el  $\text{Ca}^{2+}$  a lo largo del período de estudio, que coincide con el descenso continuo del nivel piezométrico en el sector. El  $\text{Mg}^{2+}$ , por su parte, también experimenta un ligero enriquecimiento con el tiempo.

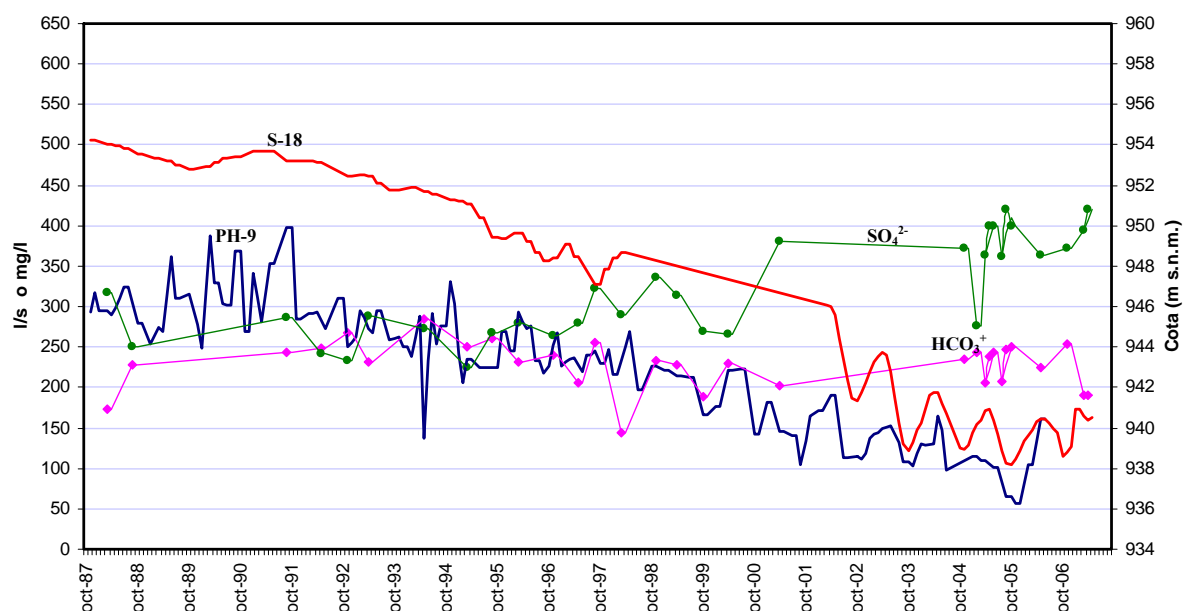


Fig. 4.52. Evolución temporal del contenido en  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  de las aguas drenadas por el manantial de Fuencaliente (PH-9), junto con su evolución hidrométrica y la evolución piezométrica del sondeo S-18.

En el caso de los aniones  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 4.52) se puede intuir una evolución más o menos opuesta. A lo largo del tiempo, el agua drenada por el manantial de Fuencaliente

muestra un importante enriquecimiento en ión sulfato respecto al ión bicarbonato, lo cual, junto con lo observado para los cationes, indicaría el drenaje de aguas cada vez con mayor tiempo de residencia.

Referente a las medidas “in situ”, en la Fig. 4.53 se puede observar como el descenso piezométrico en el Sector del Llano de la Puebla se traduce en un aumento de la conductividad eléctrica y descenso del pH. Esto se observa principalmente durante el período en el que se dispone de mayor número de análisis.

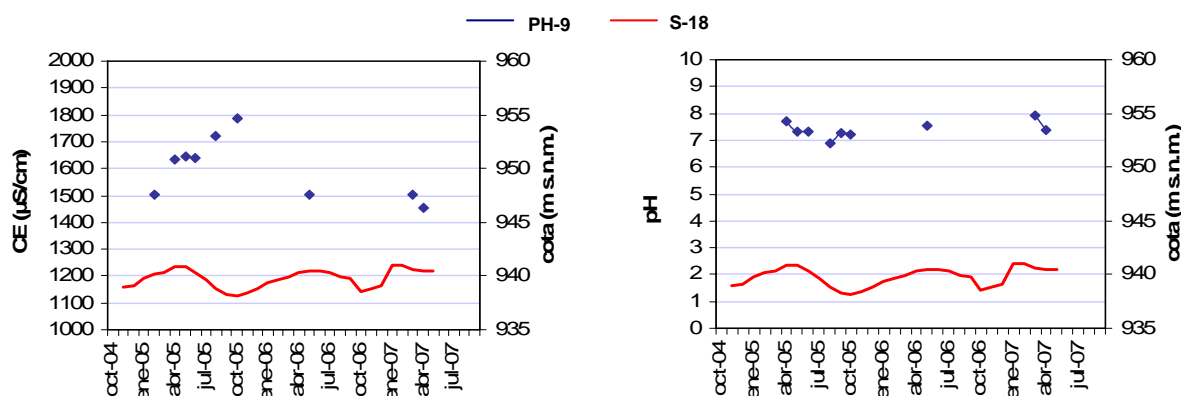


Fig. 4.53. Variación de la CE y pH medidos en campo para las muestras recogidas en el manantial de Fuencaliente (PH-9) durante el período 2005-2007, con respecto a la evolución piezométrica en el Llano de la Puebla, representada por el sondeo S-18.

## -ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

### 1. Sector de Huéscar

Para la realización del análisis de componentes principales (ACP) se han descartado aquellos análisis en los que no se dispone de medida de pH “in situ” (Base de Datos del IGME). En la Tabla 4.21 se indica la matriz de coeficientes de correlación de las 11 variables físico-químicas consideradas.

Tabla 4.21. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas analizadas en el Sector de Huéscar. En **negrita** se indican los valores más significativos.

	T <sup>a</sup> (°C)	CE (μS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)
T <sup>a</sup> (°C)	1,00	0,05	0,04	0,03	0,09	0,02	-0,11	0,00	0,07	-0,23	0,10	-0,10
C(μS/cm)		1,00	<b>-0,73</b>	<b>0,86</b>	<b>0,97</b>	<b>0,97</b>	<b>0,93</b>	<b>0,81</b>	<b>0,93</b>	0,39	-0,25	<b>0,92</b>
pH			1,00	-0,49	<b>-0,70</b>	<b>-0,65</b>	-0,56	<b>-0,74</b>	-0,52	<b>-0,70</b>	-0,16	-0,50
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)				1,00	<b>0,74</b>	<b>0,87</b>	<b>0,76</b>	0,45	<b>0,98</b>	0,09	-0,34	<b>0,95</b>
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)					1,00	<b>0,95</b>	<b>0,94</b>	<b>0,90</b>	<b>0,84</b>	0,45	-0,23	<b>0,85</b>
Na <sup>+</sup> (mg/l)						1,00	<b>0,93</b>	<b>0,81</b>	<b>0,92</b>	0,38	-0,23	<b>0,93</b>
K <sup>+</sup> (mg/l)							1,00	<b>0,80</b>	<b>0,86</b>	0,27	-0,40	<b>0,90</b>
Cl <sup>-</sup> (mg/l)								1,00	0,56	<b>0,66</b>	-0,08	<b>0,60</b>
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)									1,00	0,10	-0,40	<b>0,98</b>
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)										1,00	0,47	0,15
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)											1,00	-0,40
SiO <sub>2</sub> (mg/l)												1,00



La matriz de coeficientes de correlación resalta una elevada correlación positiva entre la CE y el  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $SiO_2$ ,  $Ca^{2+}$  y  $Cl^-$ , y una elevada correlación negativa con el pH.

De los resultados del ACP se han seleccionado dos factores que explican el 81 % de la varianza total de las aguas subterráneas, lo que refleja un quimismo parecido en todo el sector. El Factor I, con un 64% de la varianza explicable, se encuentra definido por la CE, seguido del  $Na^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$ ,  $F^-$ ,  $SiO_2$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Ca^{2+}$  y en menor medida por el  $Cl^-$  (Fig. 4.54). Este factor corresponde, principalmente, al proceso de mineralización y al tiempo de residencia en el acuífero.

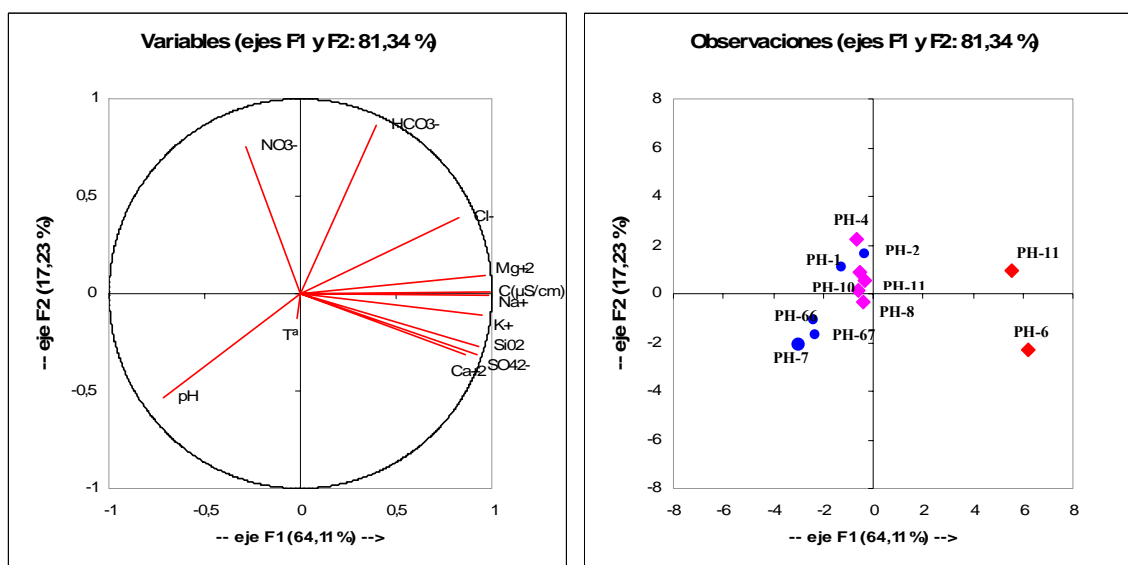


Fig. 4.54. ACP de las variables consideradas (gráficos de la izquierda) y de los análisis realizados (gráficos de la derecha) en el Sector de Huéscar, en los planos de los factores I-II y I-III. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.

El Factor II, por su parte, explica el 17% de la varianza total y se encuentra definido principalmente por  $HCO_3^-$ ,  $NO_3^-$  y pH. Este factor está relacionado, principalmente, con las muestras recogidas en el flanco NW de Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla y las aguas superficiales recogidas en las estaciones PH-7, PH-66 y PH-67 (Fig. 4.54).

La posición de las muestras en los diagramas de ACPs diferencia claramente los tipos de facies hidroquímicas que se han definido anteriormente y caracteriza la evolución química de las aguas subterráneas, desde la zona de cabecera, caracterizada por aguas subterráneas de facies Tipo 1, hacia el centro de la cuenca, donde se encuentran aguas subterráneas de facies Tipo 2 y Tipo 3.

## 2. Sector del Llano de la Puebla

El ACP se ha aplicado a aquellas muestras en los que se tiene información del pH, conductividad y temperatura medida en campo. Se ha realizado el análisis a 45 muestras, utilizando las principales variables físico-químicas que se presentan en la Tabla 4.22.

Tabla 4.22. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas analizadas en el Sector del Llano de la Puebla. En negrita se indican los valores más significativos.

	T <sup>a</sup> (°C)	CE (μS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)
T <sup>a</sup> (°C)	1,00	0,08	<b>-0,47</b>	0,00	-0,02	0,03	-0,19	-0,04	0,11	-0,01	-0,13
C(μS/cm)		1,00	<b>-0,46</b>	<b>0,84</b>	<b>0,78</b>	<b>0,73</b>	-0,03	<b>0,88</b>	<b>0,73</b>	-0,09	<b>0,33</b>
pH			1,00	-0,25	-0,28	-0,22	<b>0,32</b>	<b>-0,31</b>	<b>-0,37</b>	0,12	-0,02
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)				1,00	<b>0,85</b>	<b>0,44</b>	0,03	<b>0,62</b>	<b>0,77</b>	0,01	<b>0,39</b>
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)					1,00	<b>0,37</b>	-0,18	<b>0,61</b>	<b>0,72</b>	-0,09	<b>0,47</b>
Na <sup>+</sup> (mg/l)						1,00	0,11	<b>0,89</b>	<b>0,50</b>	0,17	-0,06
K <sup>+</sup> (mg/l)							1,00	0,04	-0,12	0,12	0,01
Cl <sup>-</sup> (mg/l)								1,00	<b>0,50</b>	-0,08	<b>0,34</b>
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)									1,00	0,20	-0,13
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)										1,00	<b>-0,60</b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)											1,00

En la Tabla 4.22 se observa una correlación elevada de la CE con el Cl<sup>-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y Na<sup>+</sup>. El Ca<sup>2+</sup>, por su parte, presenta correlación alta con el Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y, en menor medida, con el Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup>. El Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup> presentan una correlación elevada entre ellos.

Se han seleccionado cuatro factores que explican el 83,5% de la varianza total. A diferencia del Sector de Huéscar, esto denota que el quimismo de las aguas es más variable a lo largo del Sector del Llano de la Puebla. El Factor I, con un peso del 42,7% de la varianza explicable, se encuentra definido por la CE, Ca<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>, Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y Na<sup>+</sup> (Fig. 4.55). Este factor corresponde al proceso de mineralización, donde los minerales principales que se disuelven son el yeso y el ClNa de facies triásicas que forman parte de la Unidad Olitostromica.

El Factor II, con un peso menor próximo al 16,6% de la varianza explicable, se encuentra definido por los iones NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, en sentido opuesto. El Factor III, con un peso del 15% de la varianza explicable, está definido por la temperatura, el pH y el K<sup>+</sup>. Por último, el Factor IV, que presenta un peso del 9,2% de la varianza explicable, se encuentra definido por el Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (Fig. 4.55)

En los gráficos de Piper y Schoëller-Berkaloff (Fig. 4.43) así como en el mapa de diagramas de Stiff (Fig. 4.42) se pudo observar la evolución hidroquímica de las aguas de Tipo 1, típica de los acuíferos carbonáticos subbéticos ubicados en zonas de recarga y elevadas topográficamente, hacia la facies Tipo 2 característica del acuífero carbonático subbético de Sierra de Alcatín y acuífero detrítico miopliocuaternario del centro del Llano de la Puebla. El flujo que se produce de dirección NE-SW, desde el acuífero carbonático subbético de la Sierra de Alcatín hacia el centro del Llano de la Puebla, se caracteriza por un progresivo incremento de los iones SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y Ca<sup>2+</sup> procedentes de la disolución de yesos. A su vez el flujo que se produce de dirección NW-W a SE-E, desde el acuífero carbonático subbético a Sierra Jureña hacia el acuífero detrítico miopliocuaternario del Llano de la Puebla, se va enriqueciendo en iones Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup>, lo que denota la existencia de estas sales en las proximidades del contacto tectónico que limitan al Oeste la cuenca endorreica del Llano de la Puebla.

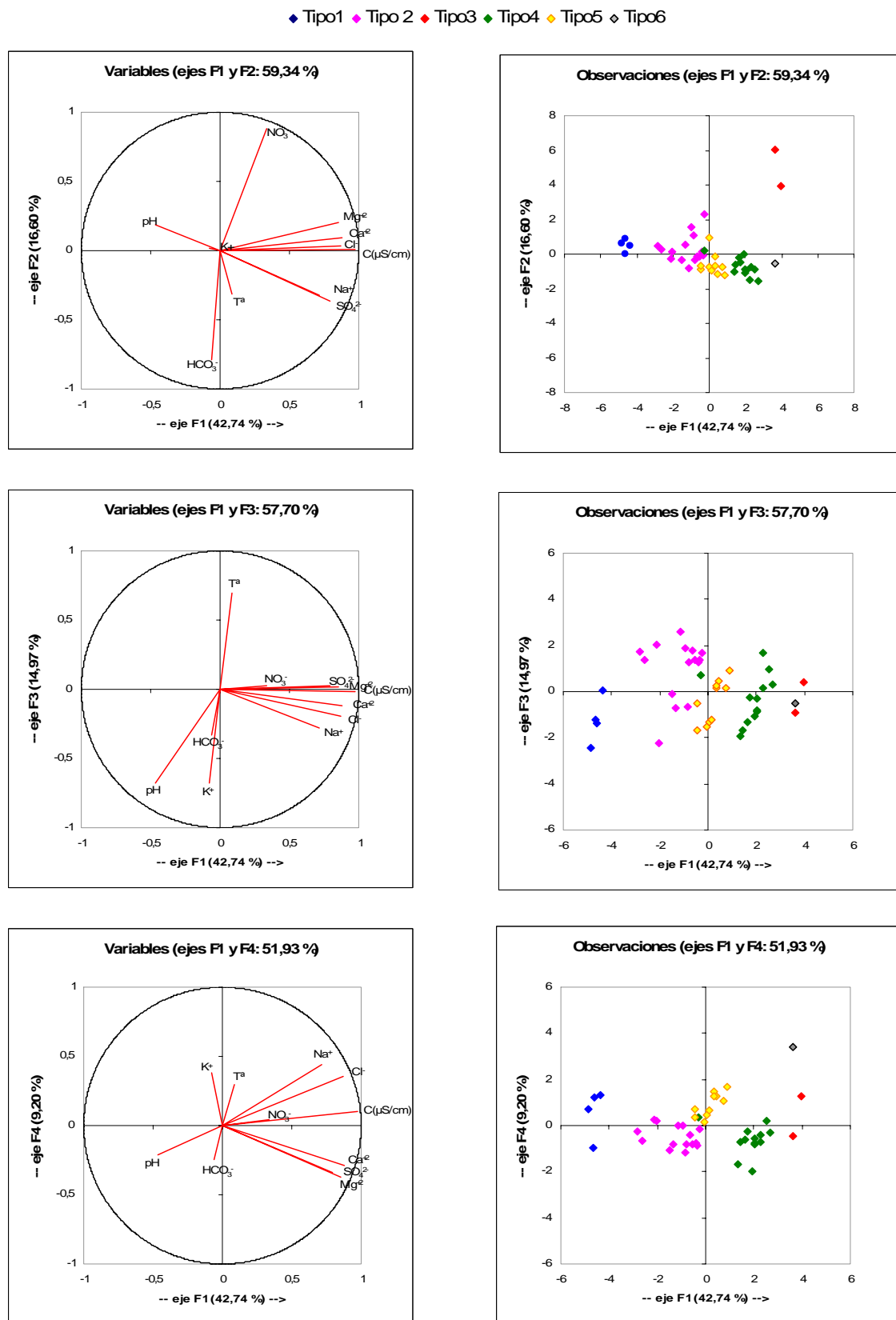


Fig. 4.55. ACP de las variables consideradas (gráficos de la izquierda) y de los análisis realizados en el Sector del Llano de la Puebla (gráficos de la derecha), representados en los planos de los factores I-II y I-III. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.

Esta evolución de las aguas subterráneas evidencia la presencia de masas triásicas asociadas a la Unidad Olitostrómica, tanto bajo los materiales detríticos que rellenan la cuenca endorreica de los Llanos de la Puebla como en la base de las numerosas escamas tectónicas que conforman la Sierra de Jureña y limitan la cuenca endorreica por el Oeste. Aparte de la evolución hidroquímica a lo largo del flujo hasta ahora descrita, se producen situaciones anómalas asociadas a ciertos puntos (PH-44, PH-45 y PH-65) que dan lugar a facies hidroquímicas de Tipo 3 en el punto PH-44 (donde existe un incremento anómalo del nitrato) y facies de Tipo 6 (en los otros dos puntos), donde tiene lugar una importante disolución de sales cloruradas sódicas (Fig. 4.42 y Fig. 4.43).

### 3. Sector de Puebla de Don Fadrique

El análisis de componentes principales se ha hecho sobre 16 muestras de aguas subterráneas y se han considerado las 11 variables físico-químicas que se muestran en la Tabla 4.23.

Tabla 4.23. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas analizadas en el Sector de Puebla de Don Fadrique. En negrita se indican los valores más significativos.

	T <sup>a</sup> (°C)	CE (μS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)
T <sup>a</sup> (°C)	1,00	0,04	-0,02	-0,14	0,21	0,29	-0,07	0,30	-0,04	-0,23	0,00
C(μS/cm)		1,00	-0,12	<b>0,92</b>	<b>0,52</b>	<b>0,67</b>	<b>0,94</b>	<b>0,53</b>	<b>0,91</b>	-0,34	<b>0,95</b>
pH			1,00	-0,03	0,30	0,33	-0,01	0,28	0,04	-0,06	0,00
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)				1,00	0,47	<b>0,55</b>	<b>0,86</b>	0,37	<b>0,92</b>	-0,14	<b>0,84</b>
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)					1,00	<b>0,73</b>	0,42	<b>0,64</b>	<b>0,57</b>	-0,19	<b>0,55</b>
Na <sup>+</sup> (mg/l)						1,00	<b>0,66</b>	<b>0,95</b>	<b>0,63</b>	-0,38	<b>0,73</b>
K <sup>+</sup> (mg/l)							1,00	<b>0,50</b>	<b>0,92</b>	-0,48	<b>0,96</b>
Cl <sup>-</sup> (mg/l)								1,00	0,42	-0,28	<b>0,59</b>
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)									1,00	-0,49	<b>0,87</b>
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)										1,00	-0,39
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)											1,00

Como se puede apreciar en la Tabla 4.23, la CE presenta una alta correlación con el NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y en menor medida con el Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> y Mg<sup>2+</sup>. El Ca<sup>2+</sup> presenta alta correlación con el SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, seguido en menor medida por el K<sup>+</sup> y NO<sub>3</sub><sup>-</sup>; sin embargo, presenta baja correlación con el Mg<sup>2+</sup> y aún menor correlación con el HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, lo que sugiere que a lo largo del flujo se produce disolución de yeso. El Mg<sup>2+</sup> presenta correlación positiva con el Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup> seguido por el K<sup>+</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y CE, lo que podría indicar que a lo largo del flujo predomina la disolución de ClNa y existen procesos de contaminación antrópica. Por último, el Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup> presentan correlación alta entre ellos y con la CE, el NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>.

Del ACP se han seleccionado tres factores que explican el 82,6% de la varianza total. El Factor I, con una contribución del 56% de la variación explicable se corresponde con el proceso de mineralización y con el de contaminación antrópica, ya que con mayor influencia se encuentra el NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, seguido por la CE, el K<sup>+</sup>, el SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y Ca<sup>2+</sup> (Fig.4.56).

El Factor II, que explica un 16,3% de la varianza total, se encuentra definido por la temperatura, seguido del pH, Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup>. Por último, el Factor III, con un 10,3% de la

varianza explicable, está caracterizado por la temperatura, pH y  $\text{HCO}_3^-$ , factor que afecta principalmente a las muestras con facies hidroquímica Tipo 1 (Fig.4.56).

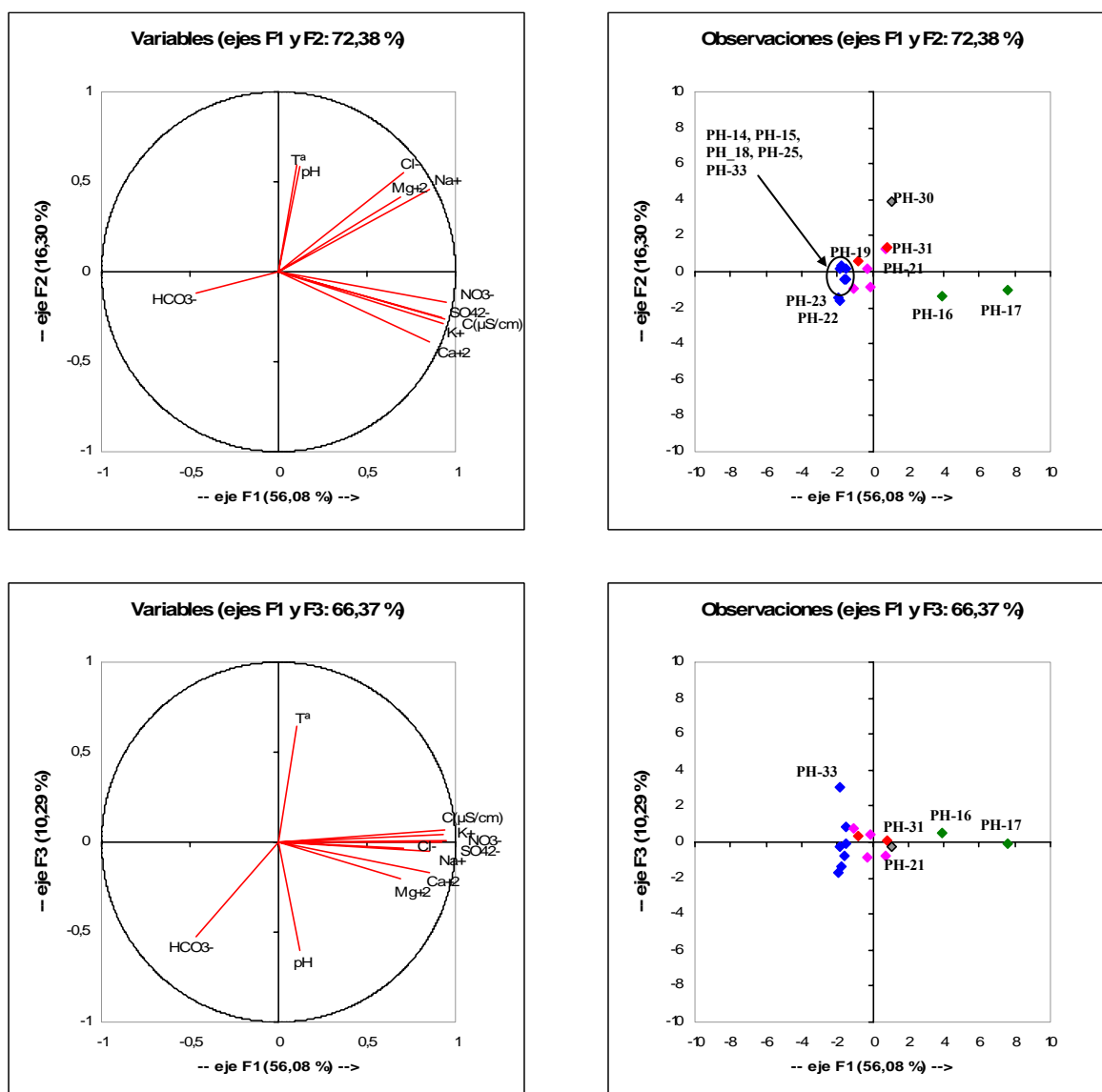


Fig. 4.56. ACP de las variables consideradas 8gráficos de la izquierda) y de los análisis realizados en el Sector de Puebla de Don Fadrique (gráficos de la derecha), en los planos de los factores I-II y I-III. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.

## -RELACIONES IÓNICAS

### 1. Sector de Huéscar

Tras la caracterización hidroquímica realizada en apartados anteriores para las aguas subterráneas del Sector de Huéscar, se han elegido las relaciones iónicas que se describen a continuación:



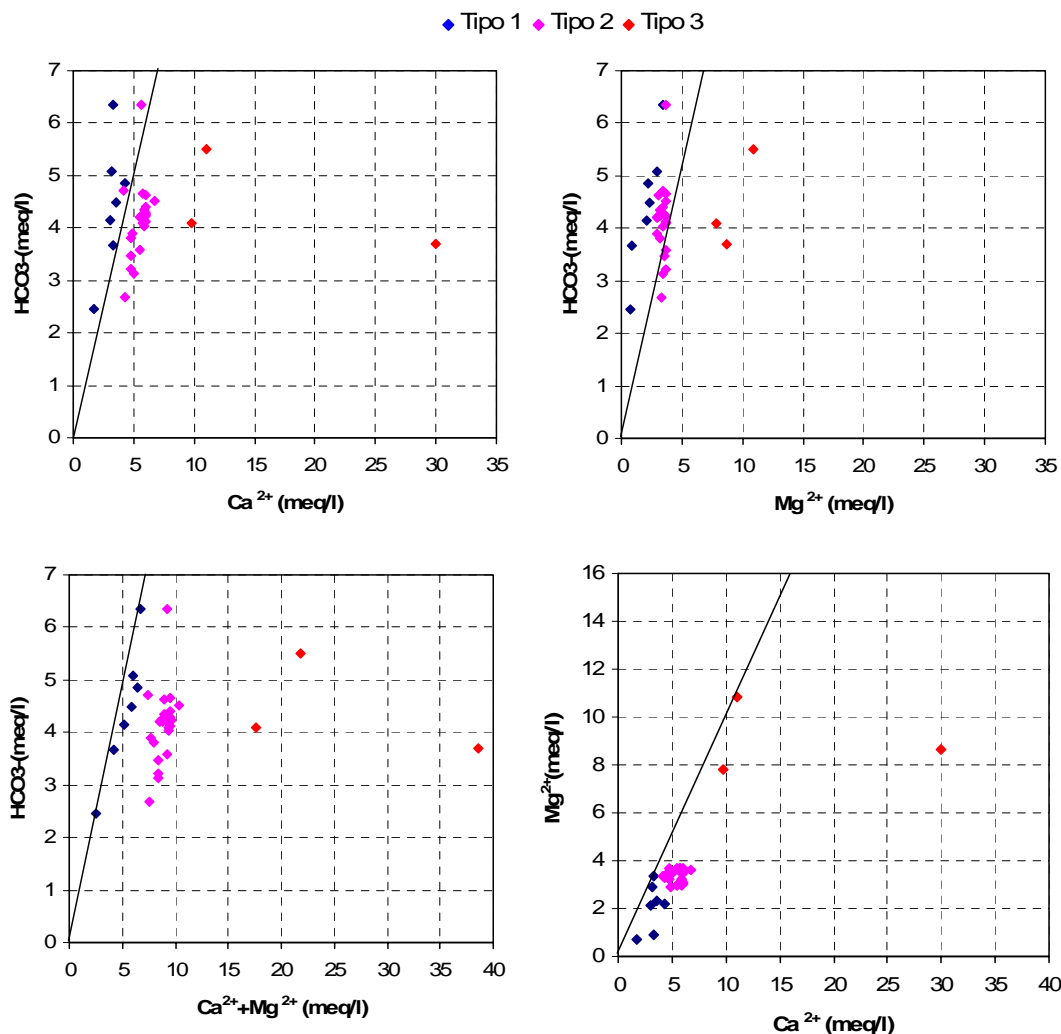


Fig. 4.57. Diagramas de las relaciones iónicas  $rCa^{2+}/rHCO_3^-$ ,  $rMg^{2+}/rHCO_3^-$ ,  $r(Ca^{2+}+Mg^{2+})/rHCO_3^-$  y  $rCa^{2+}/rMg^{2+}$  ( $r=meq/l$ ) de las muestras de agua analizadas en el Sector de Huéscar. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.

$rCa^{2+}/rHCO_3^-$ : esta relación diferencia claramente los tres tipos de facies identificadas anteriormente. En las aguas subterráneas del flanco NW de Sierra Bermeja y aguas superficiales de la cabecera del río Bravatas, se observa una relación lineal en el incremento de  $Ca^{2+}$  y  $HCO_3^-$  en el sentido del flujo. Ello refleja el efecto en las aguas de la disolución de calcita (Fig.4.57). Sin embargo, en el flanco SW de la misma sierra (facies de Tipo 2) también se observa un aumento en el contenido de ambos iones, pero este incremento no es lineal, ya que se produce un aumento de la concentración de  $Ca^{2+}$  frente a la de  $HCO_3^-$ , aumento que es mayor en la facies Tipo 3. La relación entre ambos iones, en las aguas de Tipo 2 y Tipo 3, indica la existencia de otros procesos distintos a la disolución de calcita que aportan  $Ca^{2+}$  al agua.

$rMg^{2+}/rHCO_3^-$ : A lo largo de la línea de flujo, si se comparan las muestras caracterizadas con las facies Tipo 1 y Tipo 2 o Tipo 2 y Tipo 3, se observa un incremento de  $Mg^{2+}$  frente al  $HCO_3^-$ . Esta relación no es lineal en las aguas de facies Tipo 1, ya que sufren un enriquecimiento en  $HCO_3^-$  frente al  $Mg^{2+}$  debido a una mayor disolución de calcita frente a dolomita. Las facies Tipo 3 muestran un mejor ajuste a una relación lineal,

éstas se caracterizan por un mayor contenido en  $Mg^{2+}$  frente al  $HCO_3^-$ , anión que permanece más o menos invariable o disminuye ligeramente (en el manantial PH-6). Esta relación indica que, hacia el centro de la cuenca, las aguas subterráneas están sometidas a procesos que eliminan  $HCO_3^-$  y  $Mg^{2+}$  del medio a la vez que se producen otros procesos que aumentan el contenido en  $Ca^{2+}$  (Fig. 4.57)

$r(Ca^{2+}+Mg^{2+})/rHCO_3^-$ : esta relación refleja todo lo que se ha comentado anteriormente para las aguas subterráneas de facies Tipo 1, 2 y 3, e insinúa una cierta tendencia a la disminución de bicarbonato a lo largo del flujo (Fig. 4.57).

$rCa^{2+}/rMg^{2+}$ : Ambos cationes se incrementan a lo largo del flujo. Esta tendencia se rompe con la muestra del manantial PH-6 (Fig. 4.57), punto en el cual se produce un importante enriquecimiento de  $Ca^{2+}$  frente al  $Mg^{2+}$ .

Las relaciones iónicas anteriormente descritas reflejan la disolución de calcita en las zonas de recarga y precipitación de este mineral en las zonas de descarga. A continuación se presentan otras relaciones iónicas que aportan más información de los procesos que acompañan a la disolución y/o precipitación de calcita.

$rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ : El diagrama de que relaciona ambos iones (Fig. 4.58) refleja una relación más o menos lineal en las muestras cuyas facies hidroquímicas son de Tipo 2 y Tipo 3. En estas aguas, el proceso principal que tiene lugar es la disolución de yeso, que se incrementa hacia el centro de la cuenca (PH-6) por la presencia de este mineral en la Formación Baza. Sin embargo, las aguas subterráneas caracterizadas por la facies Tipo 1 presentan un aumento en  $Ca^{2+}$  totalmente independiente del ión sulfato. Este hecho reafirma que en cada flanco de Sierra Bermeja se están produciendo procesos hidroquímicos diferentes: disolución de calcita en el flanco NW, disolución de yeso en el flanco SE y disolución de yeso junto a precipitación de calcita hacia el centro de la cuenca.

$rMg^{2+}/rSO_4^{2-}$ : Esta relación presenta una tendencia ascendente a lo largo del flujo. Las aguas drenadas en el manantial PH-6 constituyen una anomalía, pues sufren una disminución en  $Mg^{2+}$  debido a procesos como intercambio iónico con otros iones como el  $Na^+$  (Fig. 4.58).

$r(Ca^{2+}/Na^+)$  vs. CE: Si se descartan los puntos PH-66 y PH-67, por ser aguas superficiales, y el sondeo PH-11, por ubicarse en la zona más oriental del Sector de Huéscar, con mayor predominio de ClNa, se tiene un aumento de la relación  $Ca^{2+}/Na^+$  con la conductividad eléctrica. Este incremento refleja una mayor concentración de  $Ca^{2+}$  frente a la de  $Na^+$  hacia el centro de la cuenca, principalmente entre el contacto del acuífero detríticos miopliocuaternarios de borde de cuenca (o Formación Guadix) y los materiales margoso-yesíferos de centro de cuenca (o Formación Baza) (Fig. 4.58).

$rSO_4^{2-}/rHCO_3^-$ : Esta relación confirma todo lo que anteriormente se ha comentado respecto a los procesos que se producen.

$rNa^+/rCl^-$ : Esta relación es lineal para todas las muestras de agua representadas, salvo para el manantial PH-6, en el cual se produce un enriquecimiento en  $Na^+$  (Fig. 5.58). El escaso contenido en  $NO_3^-$  de las aguas de este manantial junto al aumento de  $Na^+$  y disminución de  $Mg^{2+}$  estaría indicando procesos de intercambio iónico.

Por lo tanto, tras las información aportada de las relaciones iónicas anteriores, se tiene que a lo largo del flujo, desde el borde SE de Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla hasta el centro de la cuenca, tiene lugar el proceso de dedolomitización, acompañado por intercambio iónico entre el  $Mg^{2+}$  y el  $Na^+$  (Appelo and Postma, 2005)

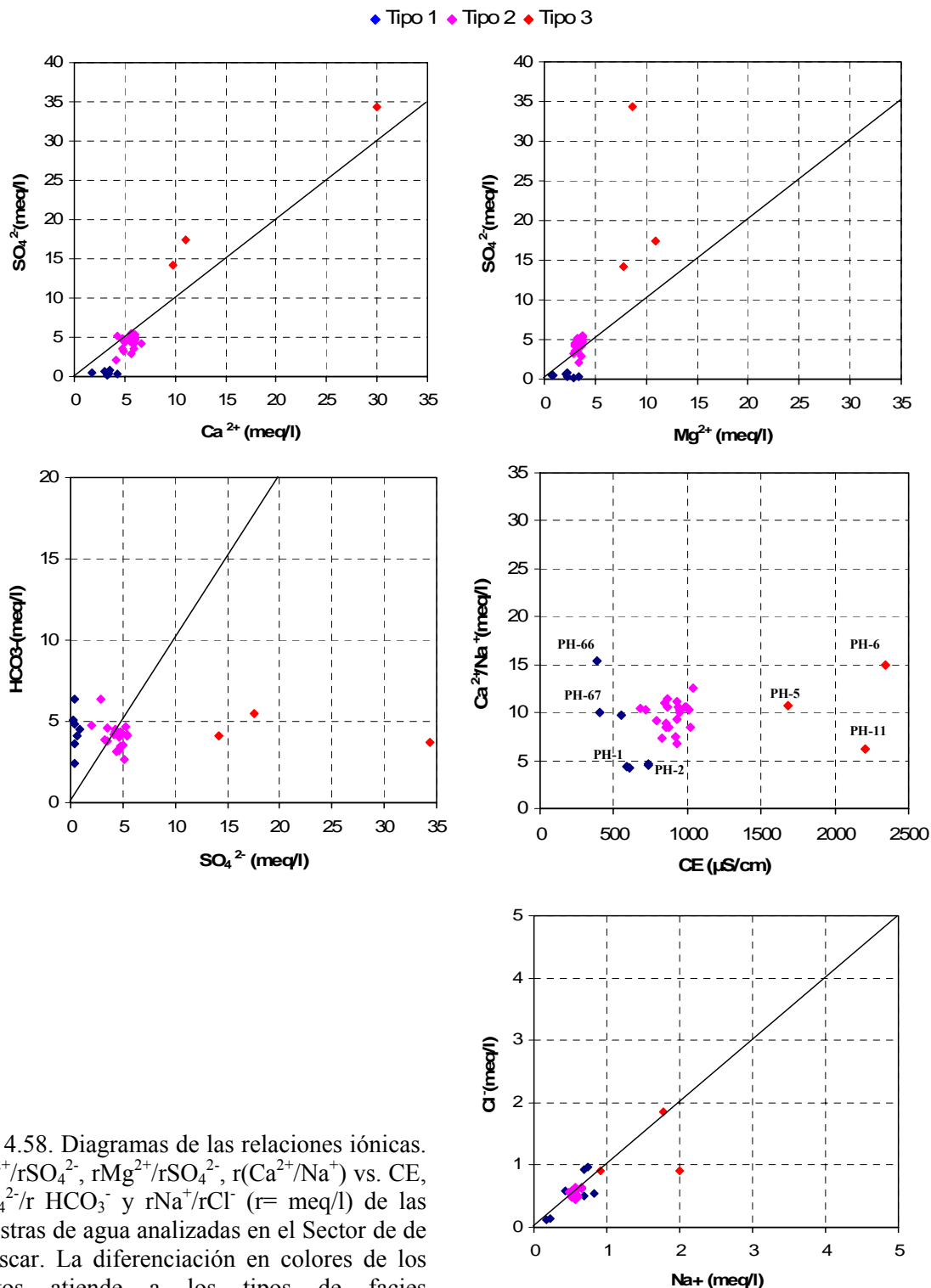


Fig. 4.58. Diagramas de las relaciones iónicas.  $rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ ,  $rMg^{2+}/rSO_4^{2-}$ ,  $r(Ca^{2+}/Na^+)$  vs. CE,  $rSO_4^{2-}/rHCO_3^-$  y  $rNa^+/rCl^-$  ( $r = meq/l$ ) de las muestras de agua analizadas en el Sector de de Huéscar. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.

### 2. Sector del Llano de La Puebla

Tanto la relación  $rCa^{2+}/rHCO_3^-$  como  $r(Ca^{2+}+Mg^{2+})/rHCO_3^-$  (Fig. 4.59) ponen de manifiesto que a lo largo del flujo no se produce incremento en el contenido en ión bicarbonato, sino que principalmente tiene lugar un enriquecimiento en  $Ca^{2+}$  al que le sigue un incremento menor en  $Mg^{2+}$ , como consecuencia de un mayor tiempo de residencia de las aguas.

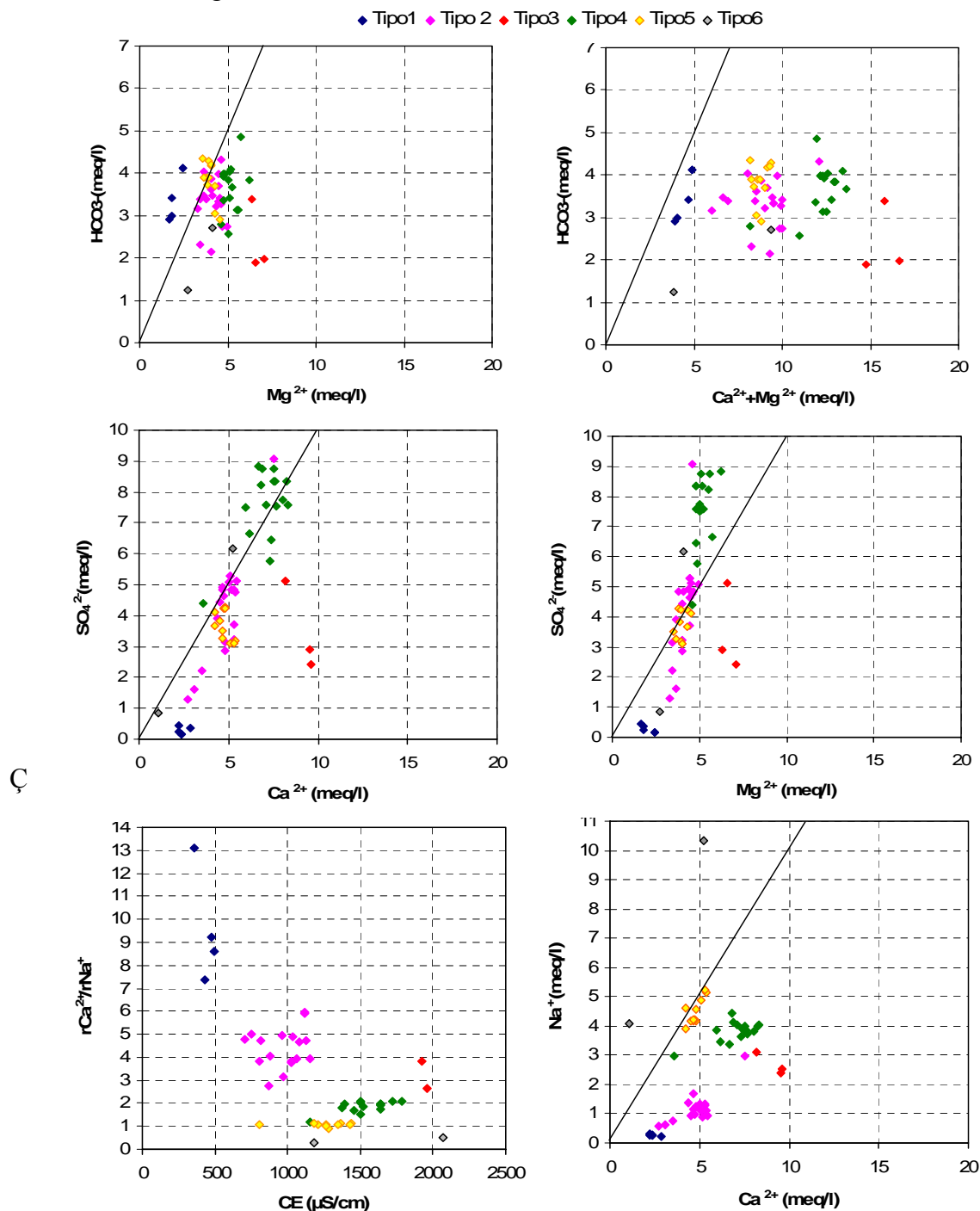


Fig. 4.59. Diagrama de relaciones iónicas  $rMg^{2+}/rHCO_3^-$ ,  $r(Ca^{2+}+Mg^{2+})/rHCO_3^-$ ,  $rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ ,  $rMg^{2+}/rSO_4^{2-}$ ,  $r(Ca^{2+}/Na^+)$  vs. CE y  $rCa^{2+}/rNa^+$  ( $r=meq/l$ ) de las muestras de agua analizadas en el Sector del Llano de la Puebla. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.

Las relaciones  $rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$  y  $rMg^{2+}/rSO_4^{2-}$  apoyan la existencia de una disolución de yeso a lo largo del flujo, a excepción de las aguas subterráneas de Tipo 5. Esta facies presenta contenidos en  $Mg^{2+}$  inferiores a la facies de Tipo 4 (Fig. 4.59), y se caracteriza por un incremento de la mineralización como resultado de una disolución de ClNa que domina sobre la disolución de yeso.

Los resultados obtenidos en la relación  $rCa^{2+}/Na^+$  vs. CE, son parecidos a los obtenidos para las aguas subterráneas de los Sectores de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra (Fig. 4.33), con aumento de la CE a lo largo del flujo. En las aguas Tipo 4 el aumento de la CE se encuentra motivado por la disolución de yesos; mientras que, para las aguas Tipo 5 el aumento de la conductividad se encuentra motivado por la disolución de ClNa.

La evolución hidroquímica de las aguas en el Sector del Llano de la Puebla, difiere de los resultados obtenidos en el Sector de Huéscar (Fig. 4.58 y Fig. 4.58) Tanto el manantial de Fuencaliente (PH-9) como el manantial de Parpacén (PH-10), a pesar de su proximidad, drenan aguas de facies diferentes. El manantial de Fuencaliente drena aguas de facies sulfatada-clorurada cálcico-magnésica (Fig. 4.43) y el manantial de Parpacén drena aguas de facies sulfatada-bicarbonatada cálcica (Fig. 4.38). Por tanto, la caracterización hidroquímica en este caso confirma la desconexión hidráulica entre los acuíferos de ambos sectores.

### **3. Sector Puebla de Don Fadrique**

La escasez de muestras, unido a la gran variabilidad de facies y a la complejidad geológica, dificulta el estudio de la evolución química del agua subterránea en este sector, desde las zonas de recarga hasta las zonas de descarga. En la Fig. 4.60 se presentan varios diagramas con las relaciones iónicas más significativas.

Por un lado, ciertos puntos con facies Tipo 1, Tipo 2 y Tipo 5 sugieren, como proceso predominante en las aguas subterráneas, la disolución de calcita frente a la disolución de otros minerales como el yeso o el ClNa.

Por otro lado, otros puntos de facies Tipo 3 se caracterizan por el predominio de la disolución de yeso, el cual llega a ser muy importante en los puntos PH-16 y PH-17 (Fig. 4.2 Fig. 4.60). En todas las muestras, salvo en las de Tipo 1, a los procesos principales mencionados anteriormente se les ha de añadir la disolución de ClNa, que llega a ser muy importante en las aguas subterráneas de facies Tipo 5.



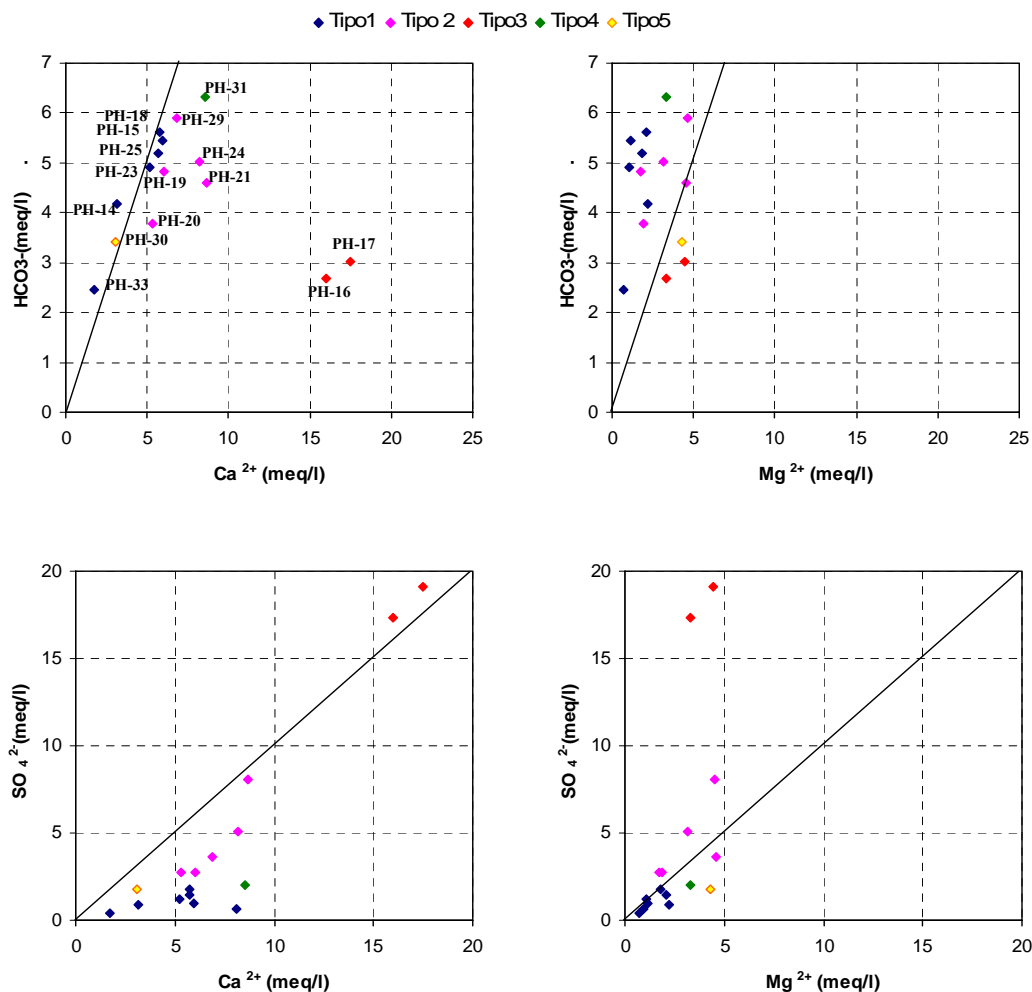


Fig. 4.60. Diagramas de las relaciones iónicas  $rCa^{2+}/rHCO_3^-$ ,  $rMg^{2+}/rHCO_3^-$ ,  $rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$  y  $rSO_4^{2-}/rHCO_3^-$  ( $r=meq/l$ ) de todas las muestras de agua analizadas en el Sector de Puebla de Don Fadrique. La diferenciación en colores de los puntos atiende a los tipos de facies hidroquímicas definidas.

## -PRESIÓN PARCIAL DE CO<sub>2</sub> E ÍNDICES DE SATURACIÓN

### *1. Sector de Huéscar*

A partir de las muestras recogidas durante el período 2005-2007, en el Sector de Huéscar, en los que se dispone de valores de pH y temperaturas determinados “in situ”, se ha calculado la presión parcial de CO<sub>2</sub> con el programa PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999) cuyos resultados se presentan en la Tabla 4.24.

En la Tabla 4.24, destaca el manantial de Fuencaliente (PH-10). En este manantial se han estimado valores de PCO<sub>2</sub> mayores al final de la época estival y menores durante los principales períodos de recarga (que en los últimos años se corresponde con la primavera). Esto es debido a que el agua drenada durante la época estival tiene mayor tiempo de residencia y por tanto mayor valor de PCO<sub>2</sub>. Este patrón se corresponde con el observado en otros sistemas del Norte de América (Troester y White, 1984) y de Europa

(Bakalowicz y Jusserand, 1987) y, más concretamente, en los acuíferos de la Cordillera Bética (Cardenal, 1993; Cardenal et al., 1994; Liñán et al., 1999; Moral, 2005)

Tabla 4.24. Valores de IS, PCO<sub>2</sub>, dureza y relación Mg<sup>2+</sup>/Ca<sup>2+</sup> (meq/l) para las muestras del Sector de Huéscar.

Nº Tesis	Tipo	Acuífero	Fecha Visita	Tipo Facie	pH	CE (µS/cm)	Dureza (mg/l CaCO <sub>3</sub> )	Mg/Ca	Log PCO <sub>2</sub>	IS calcita	IS dolomita	IS yeso	IS halita
PH-1	M	Detrítico miopliocuaternario	04/04/2006	1	7,80	550	325	0,32	-2,416	0,556	0,816	-2,300	-
PH-1	M	Detrítico miopliocuaternario	12/06/2006	1	7,49	585	261	0,43	-2,164	0,056	-0,047	-2,186	-8,096
PH-1	M	Detrítico miopliocuaternario	19/04/2007	1	7,52	605	294	0,39	-2,163	0,170	0,142	-2,002	-8,000
PH-2	S	Carbonático subbético	15/09/2005	1	7,46	737	306	0,55	-2,048	0,124	0,186	-2,647	-7,834
PH-2	S	Carbonático subbético	15/09/2005	1	7,46	737	338	0,61	-1,957	0,221	0,429	-2,450	-7,800
PH-66	AS	Río Bravatas	11/03/2006	1	8,54	385	213	0,16	-3,302	1,035	1,439	-2,255	-9,136
PH-67	AS	Río Bravatas	05/04/2006	1	8,06	404	125	0,26	-2,930	0,212	0,004	-2,438	-9,321
PH-7	AS	Acequia Cueva del Agua	12/06/2006	1	9,09	291	129	0,95	-4,048	0,981	2,303	-3,281	-8,748
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	05/04/2006	2	7,57	851	425	0,42	-2,342	0,207	0,289	-1,241	-8,210
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	08/08/2005	2	6,90	986	481	0,37	-1,572	-0,303	-0,784	-1,116	-8,150
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	08/09/2005	2	7,22	933	475	0,35	-1,890	0,003	-0,233	-1,133	-8,143
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	04/06/2005	2	7,32	928	451	0,32	-1,990	0,091	-0,109	-1,184	-8,172
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	11/03/2006	2	7,50	721	443	0,31	-2,159	0,328	0,417	-1,205	-8,216
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	11/05/2006	2	7,44	845	518	0,33	-2,075	0,333	0,435	-1,162	-8,185
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	05/10/2005	2	7,03	1040	475	0,35	-1,676	-0,139	-0,483	-1,151	-8,242
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	20/04/2005	2	8,08	867	458	0,32	-2,749	0,893	1,552	-1,160	-8,184
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	23/02/2005	2	-	862	425	0,33	-1,666	-0,228	-0,702	-1,193	-8,269
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	23/02/2005	2	-	-	379	0,47	-1,843	-0,489	-1,025	-1,242	-8,265
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	18/11/2004	2	-	-	437	0,33	-1,646	-0,168	-0,539	-1,204	-8,252
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	14/05/2005	2	8,24	943	455	0,33	-2,922	1,022	1,819	-1,195	-8,125
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	23/03/2007	2	7,87	853	463	0,41	-2,604	0,588	1,064	-1,171	-8,069
PH-10	M	Detrítico miopliocuaternario	24/04/2007	2	7,30	871	425	0,47	-2,071	-0,074	-0,199	-1,243	-8,169
PH-12	S	Carbonático subbético	09/08/2005	2	7,05	992	488	0,38	-1,685	-0,076	-0,263	-1,123	-8,123
PH-3	S	Carbonático subbético	25/04/2006	2	7,58	795	452	0,31	-2,197	0,458	0,678	-1,268	-8,067
PH-3	S	Carbonático subbético	15/09/2005	2	7,38	916	388	0,36	-2,089	0,062	-0,101	-1,360	-8,053
PH-3	S	Carbonático subbético	24/04/2007	2	7,12	826	403	0,41	-1,826	-0,189	-0,526	-1,337	-8,039
PH-4	S	Carbonático subbético	15/09/2005	2	7,40	929	376	0,50	-2,013	0,136	0,220	-1,620	-8,173
PH-4	S	Carbonático subbético	15/09/2005	2	7,40	929	466	0,39	-1,889	0,371	0,581	-1,384	-8,208
PH-8	S	Carbonático subbético	25/04/2006	2	7,86	678	470	0,36	-2,534	0,677	1,191	-1,171	-8,153
PH-8	S	Carbonático subbético	22/09/2005	2	7,31	1017	419	0,45	-2,048	-0,029	-0,136	-1,224	-8,238
PH-8	S	Carbonático subbético	22/09/2005	2	7,31	1014	478	0,39	-1,915	0,118	0,156	-1,137	-8,142
PH-8	S	Carbonático subbético	08/08/2005	2	7,27	949	473	0,39	-1,925	0,161	0,180	-1,133	-8,132
PH-11	S	Detrítico miopliocuaternario	07/09/2005	3	6,77	2210	1100	0,60	-1,354	-0,226	-0,447	-0,573	-7,193
PH-5	S	Detrítico miopliocuaternario	08/09/2005	3	-	1679	886	0,48	-1,692	-0,099	-0,250	-0,658	-7,792
PH-6	M	Detrítico miopliocuaternario	13/06/2006	3	7,10	2340	1938	0,18	-1,871	0,280	0,054	-0,021	-7,492

Si se seleccionan las muestras recogidas en diferentes puntos durante la campaña de Agosto-Septiembre de 2005 y se consideran aquellos puntos que se encuentran aproximadamente alineados según el flujo, se observa un aumento de la PCO<sub>2</sub> a medida que se pasa de zonas de recarga a zonas de descarga. Este aumento en la PCO<sub>2</sub> va acompañado por disminución del pH, aumento de la dureza del agua y de la relación Mg/Ca, disminución en el IS de la calcita y dolomita y aumento del IS del yeso y halita (Tabla 4.25).

Tabla 4.25. Valores de PCO<sub>2</sub> e IS de puntos de agua ubicados a lo largo de varias líneas de flujo.

Nº Tesis	Tipo	Fecha Visita	Tipo Facie	pH	C(µS/cm)	Dureza (mg/l CaCO <sub>3</sub> )	Mg/Ca	Log PCO <sub>2</sub>	IS calcita	IS dolomita	IS yeso	IS halita
PH-2	S	15/09/2005	1	7,46	737	305,83	0,55	-2,048	0,124	0,186	-2,647	-7,834
PH-4	S	15/09/2005	2	7,40	929	375,83	0,50	-2,013	0,136	0,220	-1,620	-8,173
PH-3	S	15/09/2005	2	7,38	916	388,33	0,36	-2,089	0,062	-0,101	-1,360	-8,053
PH-8	S	22/09/2005	2	7,31	1017	419,17	0,45	-2,048	-0,029	-0,136	-1,224	-8,238
PH-10	M	08/09/2005	2	7,22	933	475,00	0,35	-1,890	0,003	-0,233	-1,133	-8,143
PH-5	S	08/09/2005	2	-	1679	885,83	0,48	-1,692	-0,099	-0,250	-0,658	-7,792
PH-11	S	07/09/2005	2	6,77	2210	1100,00	0,60	-1,354	-0,226	-0,447	-0,573	-7,193

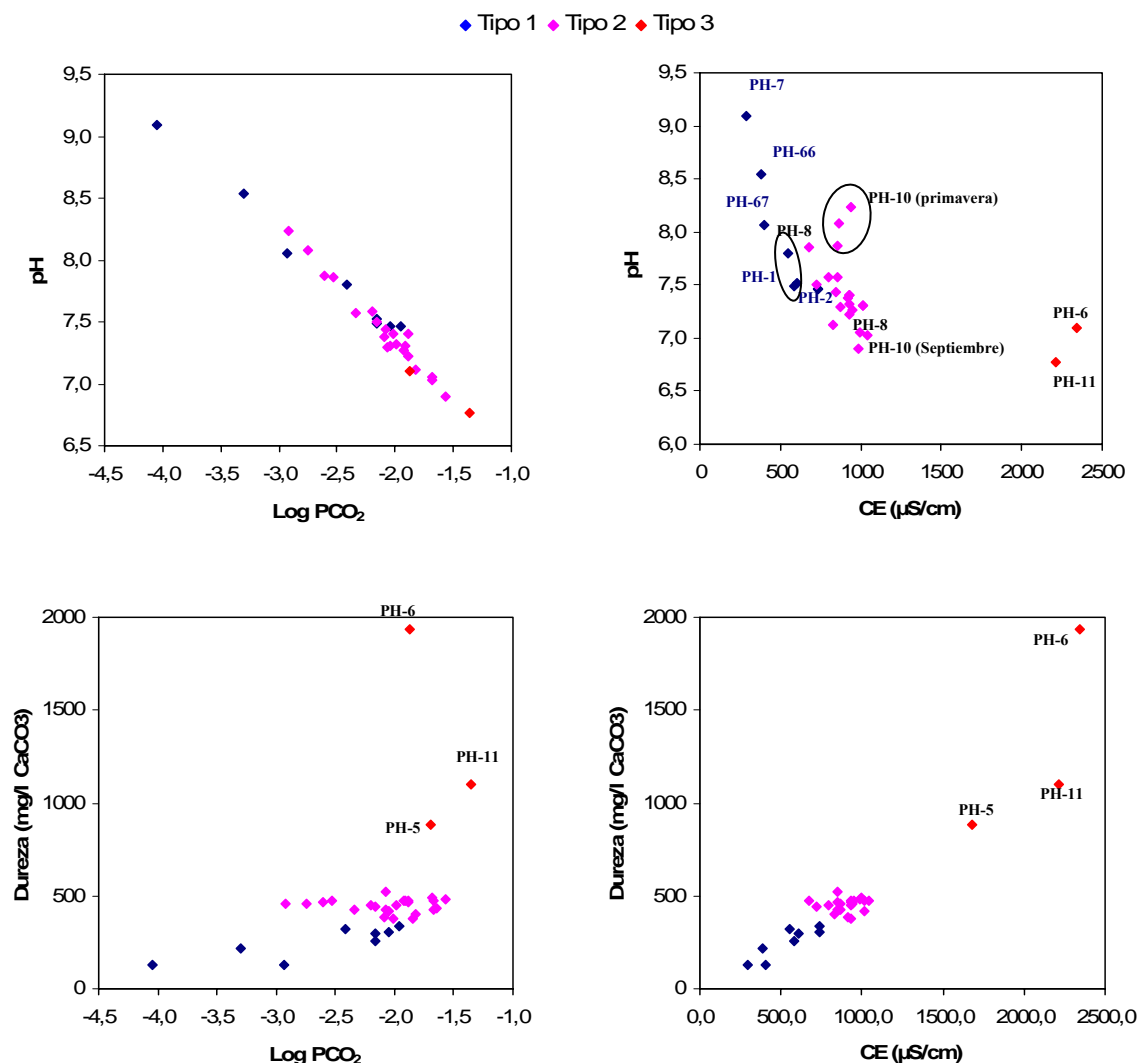


Fig. 4.61. Relación de la PCO<sub>2</sub> y CE con el pH y la dureza en el Sector de Huéscar. Las muestras se han diferenciado según el código de color utilizado hasta el momento, que hace referencia a los tipos de facies hidroquímicas definidas.

En la Fig. 4.61 se presenta el gráfico que relaciona el pH con la PCO<sub>2</sub>. En este gráfico se puede apreciar una buena correlación lineal inversa entre ambos parámetros, de modo que las aguas más ricas en CO<sub>2</sub> son las más ácidas.

Los resultados también reflejan la existencia de una evolución a lo largo del flujo desde el flanco SE de Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla (facies Tipo 2) hasta el centro de la cuenca (facies Tipo 3) en la que se produce disminución del pH y aumento de la PCO<sub>2</sub>.

Esta evolución es concordante con los resultados obtenidos por otros investigadores en diferentes acuíferos carbonáticos de las Cordilleras Béticas (Moral, 2005, Martos-Rosillo, 2008) y con los resultados obtenidos hasta el momento en el Sector de Sierra Seca y en la MAS Duda-La Sagra.

Además de la  $PCO_2$ , se han calculado los índices de saturación respecto a los minerales más importantes que reaccionan en el sistema (calcita, dolomita, yeso y halita) (Tabla 4.24).

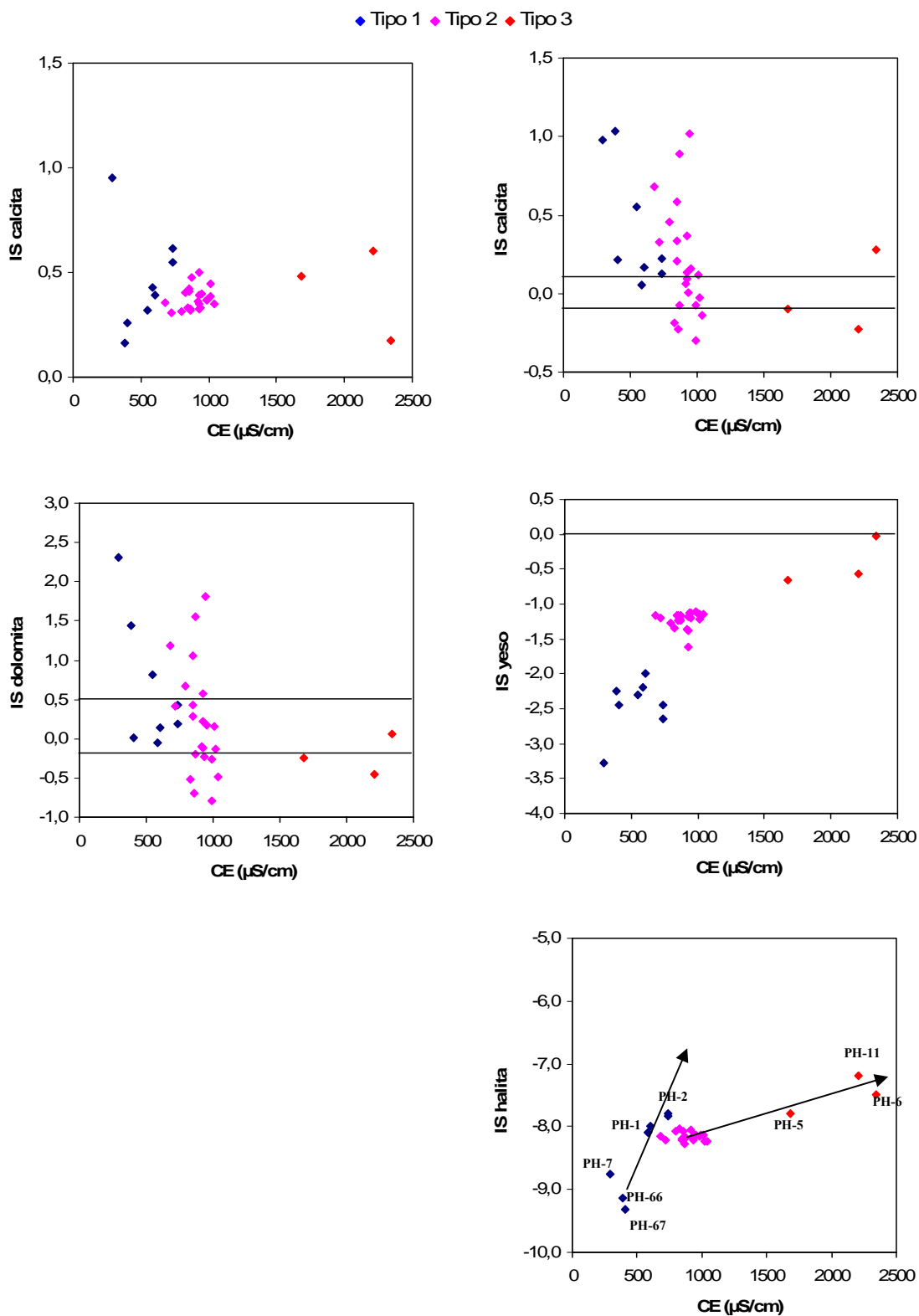


Fig. 4.62. Relación entre los índices de saturación de la calcita, dolomita, yeso y halita con la CE, de las aguas subterráneas en el Sector de Huéscar.

Al comparar la Tabla 4.24 con la Fig. 4.61 y Fig. 4.62 se observa que las aguas con menor pH presentan los valores más enriquecidos en  $\text{PCO}_2$ , las mayores CE, las mayores durezas y están más subsaturadas tanto en calcita como en dolomita. En cuanto a la relación iónica  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ , ésta suele aumentar a lo largo del flujo, salvo en el manantial PH-6, que se aleja del ajuste lineal entre ambos cationes (Fig. 4.57). Esto evidencia procesos que producen enriquecimiento de  $\text{Ca}^{2+}$  frente al  $\text{Mg}^{2+}$ , a los cuales se les suman otros procesos que eliminan  $\text{Mg}^{2+}$  del medio.

El IS del yeso experimenta un aumento desde el NW hacia el S-SE y alcanza su máximo hacia el centro de la cuenca (PH-6). En el flanco NW de Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla, el IS de la halita aumenta a lo largo del flujo y alcanza valores más elevados en el sondeo PH-2 que en el manantial PH-1, ya que el sondeo capta aguas de mayor profundidad. En el flanco SE de de la misma sierra, las aguas presentan IS algo más negativos que en el flanco NW (Tabla 4.24 y Fig. 4.62), los cuales aumentan ligeramente hacia el centro de la cuenca.

## 2. Sector del Llano de La Puebla

Tabla 4.26. Valores de IS,  $\text{PCO}_2$ , dureza y relación  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  (meq/l) para las muestras del Sector del Llano de la Puebla.

Nº Tesis	Tipo	Acuífero	Fecha Visita	Tipo Facie	CE (µS/cm)	pH	Dureza (mg/l $\text{CaCO}_3$ )	Mg/Ca	Log $\text{PCO}_2$	IS calcita	IS dolomita	IS yeso	IS halita
PH-27	M	Carbonático subbético	13/06/2006	1	479	8,42	245	0,63	-3,100	0,894	1,825	-2,839	-8,775
PH-43	M	Carbonático subbético	13/08/2005	1	494	7,74	204	0,49	-2,504	0,145	0,258	-2,701	-8,700
PH-43	M	Carbonático subbético	25/04/2006	1	360	8,29	234	0,39	-3,046	0,768	1,365	-2,406	-8,776
PH-43	M	Carbonático subbético	25/04/2007	1	434	7,82	196	0,44	-2,636	0,145	0,169	-2,410	-8,662
PH-26	S	Carbonático subbético	11/05/2006	2	869	7,77	424	0,49	-2,543	0,338	0,597	-1,260	-7,077
PH-32	S	Carbonático subbético	13/08/2005	2	755	7,58	336	0,72	-2,306	0,097	0,319	-1,828	-7,849
PH-42	S	Carbonático subbético	09/08/2005	2	1064	7,19	453	0,57	-1,959	-0,198	-0,359	-1,260	-7,377
PH-46	S	Carbonático subbético	10/08/2005	2	1124	7,22	501	0,52	-1,996	-0,128	-0,275	-1,226	-7,326
PH-47	S	Detrítico miopliocuaternalio	11/08/2005	2	1154	7,25	469	0,46	-2,221	-0,302	-0,698	-1,392	-7,009
PH-47	S	Detrítico miopliocuaternalio	11/05/2006	2	1030	7,77	503	0,59	-2,638	0,278	0,550	-1,214	-7,308
PH-50	S	Detrítico miopliocuaternalio	12/08/2005	2	1030	7,27	415	0,44	-2,193	-0,256	-0,616	-1,414	-7,140
PH-53	S	Carbonático subbético	11/05/2006	2	875	7,88	490	0,51	-2,568	0,636	1,260	-1,327	-7,524
PH-54	S	Carbonático subbético	09/08/2005	2	964	7,28	429	0,54	-1,976	-0,011	0,046	-1,317	-7,677
PH-54	S	Carbonático subbético	11/05/2006	2	808	7,75	444	0,51	-2,458	0,433	0,813	-1,447	-7,551
PH-55	S	Carbonático subbético	10/08/2005	2	1121	7,36	495	0,55	-2,204	-0,059	-0,092	-1,236	-7,386
PH-56	S	Carbonático subbético	10/08/2005	2	1038	7,20	460	0,57	-1,916	-0,138	-0,249	-1,280	-7,493
PH-57	S	Carbonático subbético	10/08/2005	2	812	7,21	350	0,60	-1,933	-0,200	-0,324	-1,648	-7,728
PH-59	S	Carbonático subbético	09/08/2005	2	1113	7,15	502	0,50	-1,898	-0,166	-0,364	-1,191	-7,446
PH-61	S	Carbonático subbético	09/08/2005	2	702	7,45	302	0,74	-2,209	-0,108	-0,081	-1,964	-7,901
PH-62	S	Carbonático subbético	13/08/2005	2	1077	7,22	480	0,53	-1,981	-0,136	-0,280	-1,200	-7,395
PH-44	S	Detrítico miopliocuaternalio	11/05/2006	3	1923	7,74	838	0,45	-2,779	0,313	0,498	-1,403	-6,485
PH-44	S	Detrítico miopliocuaternalio	12/08/2005	3	1963	7,28	743	0,49	-2,303	-0,168	-0,359	-1,153	-6,352
PH-9	M	Detrítico miopliocuaternalio	15/05/2005	4	1643	7,32	622	0,38	-2,037	0,113	0,043	-0,910	-6,445
PH-9	M	Detrítico miopliocuaternalio	08/09/2005	4	1520	7,27	633	0,41	-1,953	0,115	0,128	-0,914	-6,415
PH-9	M	Detrítico miopliocuaternalio	10/05/2006	4	1505	7,53	684	0,38	-2,257	0,389	0,641	-0,926	-6,483
PH-9	M	Detrítico miopliocuaternalio	05/10/2005	4	1788	7,19	675	0,38	-1,865	0,093	0,057	-0,900	-6,449
PH-9	M	Detrítico miopliocuaternalio	10/08/2005	4	1719	6,91	643	0,40	-1,666	-0,291	-0,694	-0,953	-6,462
PH-9	M	Detrítico miopliocuaternalio	04/06/2005	4	1640	7,32	617	0,39	-2,029	0,115	0,052	-0,914	-6,450
PH-9	M	Detrítico miopliocuaternalio	21/04/2005	4	1635	7,72	612	0,39	-2,434	0,522	0,869	-1,013	-6,437
PH-9	M	Detrítico miopliocuaternalio	21/04/2005	4	1635	7,72	597	0,41	-2,507	0,421	0,686	-0,967	-6,418
PH-9	M	Detrítico miopliocuaternalio	23/03/2007	4	1502	7,90	619	0,49	-2,698	0,604	1,197	-0,976	-6,422
PH-9	M	Detrítico miopliocuaternalio	25/04/2007	4	1453	7,37	628	0,49	-2,158	0,087	0,163	-0,949	-6,411
PH-37	S	Detrítico miopliocuaternalio	11/05/2006	4	1378	7,67	602	0,56	-2,301	0,455	0,873	-1,079	-6,430
PH-48	S	Detrítico miopliocuaternalio	11/05/2006	4	1389	7,67	649	0,57	-2,404	0,368	0,713	-0,961	-6,522
PH-64	S	Detrítico miopliocuaternalio	12/08/2005	4	1154	7,45	411	0,79	-2,291	-0,136	-0,116	-1,411	-6,586
PH-35	S	Carbonático subbético	25/04/2007	5	1209	7,58	442	0,65	-2,438	0,004	0,003	-1,367	-6,400
PH-36	S	Carbonático subbético	11/08/2005	5	1367	7,15	432	0,48	-1,841	-0,151	-0,338	-1,320	-6,389
PH-39	S	Carbonático subbético	11/08/2005	5	1436	7,18	454	0,55	-1,899	-0,165	-0,322	-1,332	-6,354



Tabla 4.26. Continuación.

Nº Tesis	Tipo	Acuífero	Fecha Visita	Tipo Facie	CE (µS/cm)	pH	Dureza (mg/l CaCO <sub>3</sub> )	Mg/Ca	Log PCO <sub>2</sub>	IS calcita	IS dolomita	IS yeso	IS halita
PH-39	S	Carbonático subbético	11/05/2006	5	1261	7,66	459	0,48	-2,339	0,380	0,682	-1,421	-6,305
PH-40	S	Carbonático subbético	25/04/2007	5	1280	7,41	429	0,61	-2,211	-0,050	-0,037	-1,427	-6,297
PH-41	S	Carbonático subbético	11/08/2005	5	1431	6,98	440	0,50	-1,666	-0,311	-0,625	-1,335	-6,314
PH-41	S	Carbonático subbético	11/05/2006	5	808	7,75	470	0,44	-2,421	0,499	0,888	-1,393	-6,288
PH-49	S	Carbonático subbético	11/08/2005	5	1345	7,14	421	0,52	-1,854	-0,216	-0,446	-1,388	-6,371
PH-52	S	Carbonático subbético	11/05/2006	5	1267	7,67	469	0,46	-2,341	0,422	0,764	-1,415	-6,278
PH-63	S	Carbonático subbético	12/05/2006	5	1182	7,77	416	0,47	-2,466	0,456	0,862	-1,431	-6,396
PH-45	S	Detrítico miopliocuaternario	11/08/2005	6	2070	7,23	471	0,48	-2,090	-0,248	-0,546	-1,190	-5,723

En la Tabla 4.26 se presentan los resultados obtenidos para las muestras del Sector del Llano de la Puebla, agrupadas según los tipos de facies hidroquímicas definidos. Con respecto a la variación de PCO<sub>2</sub> en las aguas subterráneas de este sector, se observa una tendencia hacia el aumento de dicho parámetro a lo largo del flujo, acompañado por una disminución del pH (Fig. 4.63).

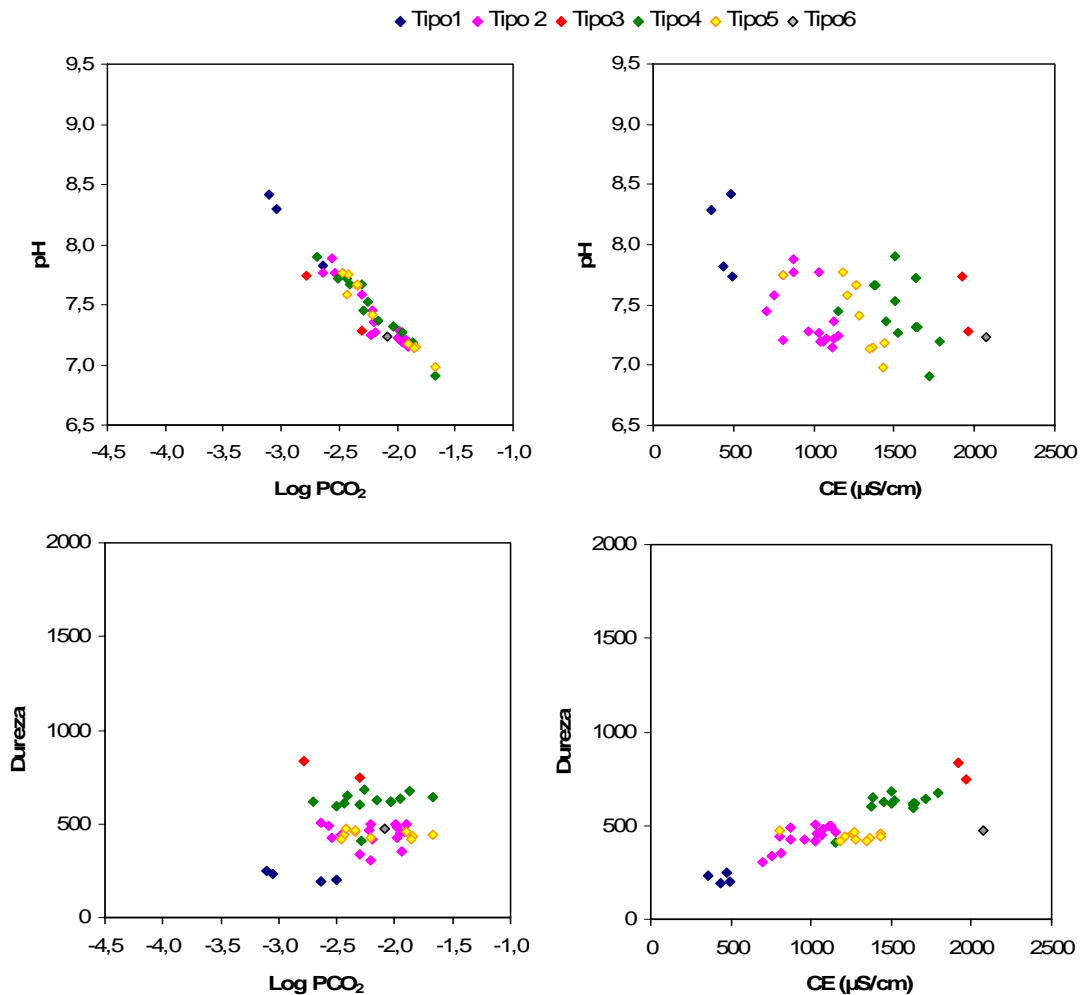


Fig. 4.63. Relación de la PCO<sub>2</sub> y CE con el pH y la dureza en el Sector del Llano de la Puebla. Las muestras se han diferenciado según el código de color utilizado hasta el momento, que hace referencia a las facies hidroquímicas definidas. La dureza se expresa en mg/l de CaCO<sub>3</sub>.

A partir de los gráficos de la Fig. 4. 63 se observa un aumento de la dureza desde la zona NE a la zona SW del sector acuífero, destacando la facies hidroquímica Tipo 3 por

presentar el valor de dureza más elevado. Con respecto a la relación  $rMg^{2+}/rCa^{2+}$ , las aguas subterráneas reflejan menor interacción de materiales yesíferos hacia el borde SW del sector (Fig. 4.64), como consecuencia del predominio de la disolución de CINa a lo largo del borde oriental y Suroriental de Sierra Jureña. Por otro lado, los IS reflejan mayor saturación de las aguas subterráneas en calcita frente a dolomita y un aumento a lo largo del flujo de los IS tanto del yeso como de la halita. Los IS mas altos en yeso se dan en el acuífero detrítico miopliocuaternario, localizado al SW de la cuenca endorreica del Llano de la Puebla, y los valores mas elevados de IS de halita se obtienen en las aguas de facies Tipo 6.

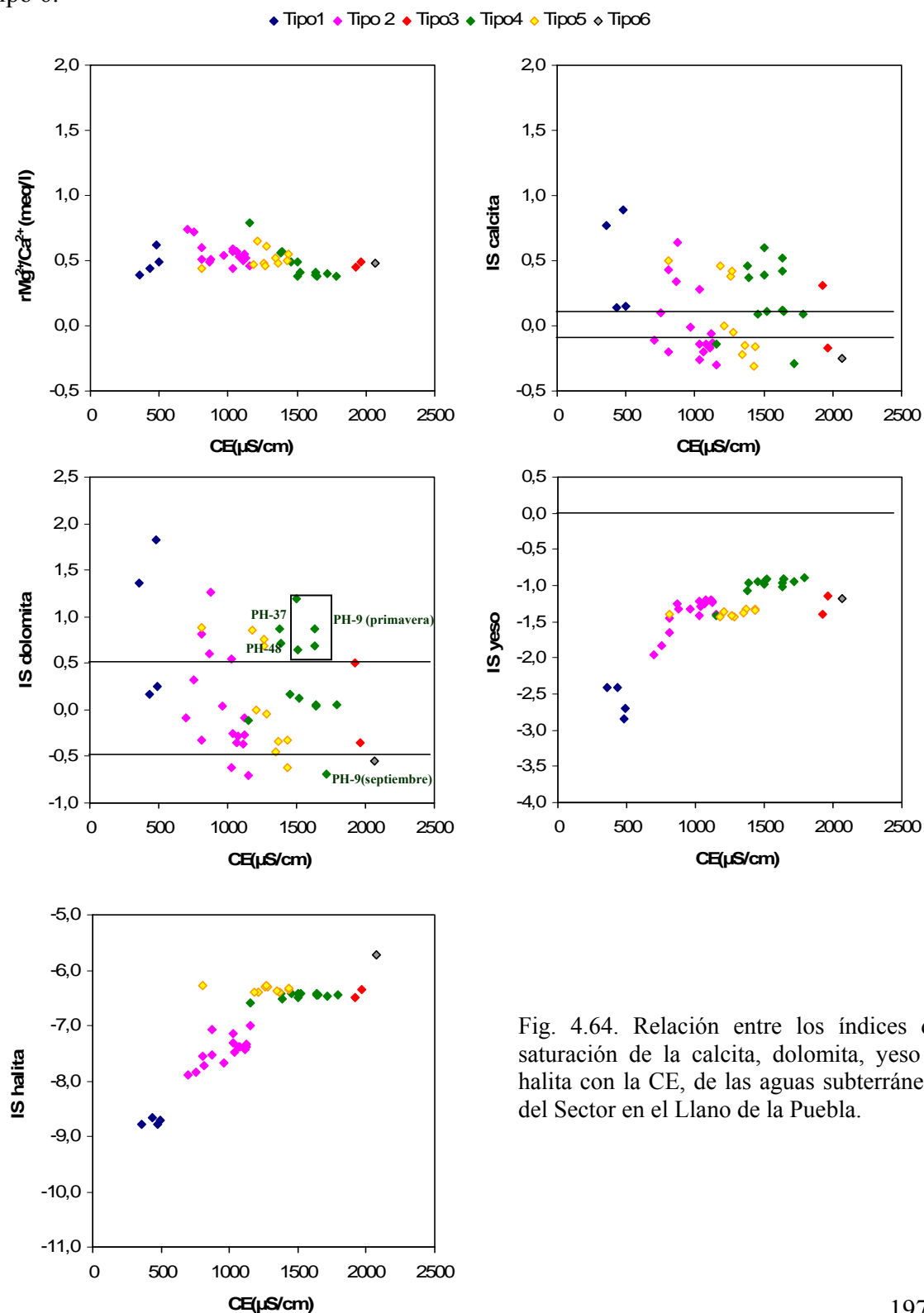


Fig. 4.64. Relación entre los índices de saturación de la calcita, dolomita, yeso y halita con la CE, de las aguas subterráneas del Sector en el Llano de la Puebla.

Debido al mayor número de muestras recogidas en el manantial de Fuencaliente (PH-9) se facilita el estudio de la variación estacional de los IS (Fig. 4.64). Durante el período de aguas altas o en el período de recarga principal del acuífero, que se corresponde con los meses de primavera, se produce sobresaturación en calcita y en dolomita. Esto es debido a la mezcla de aguas de infiltración que provocan una sobresaturación en dolomita de las aguas (Langmuir, 1997). En otros puntos en los que se recogió muestra en momentos de aguas altas (Mayo de 2006) y aguas bajas (Septiembre de 2005), como los puntos PH-39, PH-41, PH-44, PH-47 y PH-54, se observan IS para la dolomita sobresaturados en momentos de aguas altas y subsaturados y/o en equilibrio en momentos de aguas bajas.

### 3. Sector de Puebla de Don Fadrique

Tabla 4.27. Valores de IS, PCO<sub>2</sub>, dureza y relación Mg<sup>2+</sup>/Ca<sup>2+</sup> (meq/l) para las muestras del Sector de Puebla de Don Fadrique.

Nº Tesis	Tipo	Acuífero	Fecha Visita	Tipo Facie	pH	CE (µS/cm)	Dureza (mg/l CaCO <sub>3</sub> )	Mg/Ca	Log PCO <sub>2</sub>	IS calcita	IS dolomia	IS yeso	IS halita
PH-14	M	Detrítico cuaternario	04/05/2006	1	7,58	584	270	0,43	-2,243	0,176	0,208	-2,019	-8,712
PH-15	M	Detrítico cuaternario	04/05/2006	1	8,28	431	356	0,12	-2,857	1,203	1,692	-1,766	-9,018
PH-18	M	Paleoceno-Eoceno	03/05/2006	1	7,77	658	392	0,22	-2,323	0,696	0,934	-1,597	-8,745
PH-22	M	Mioceno inferior	25/04/2006	1	7,20	723	451	0,07	-1,617	0,408	-0,143	-1,837	-8,354
PH-23	M	Paleoceno-Eoceno	03/05/2006	1	7,80	512	314	0,13	-2,419	0,608	0,476	-1,669	-8,869
PH-25	S	Detrítico miopliocuaternalio	10/05/2006	1	7,65	628	377	0,19	-2,232	0,544	0,586	-1,514	-8,760
PH-33	M	Paleoceno-Eoceno	11/05/2006	1	7,28	606	125	0,26	-1,604	0,582	0,071	-2,233	-9,100
PH-19	M	Mioceno inferior	11/05/2006	2	7,84	784	390	0,17	-2,455	0,717	0,907	-1,351	-7,471
PH-20	M	Detrítico cuaternario	25/04/2007	2	7,32	762	361	0,22	-2,044	0,026	-0,408	-1,367	-8,119
PH-21	M	Detrítico cuaternario	11/05/2006	2	8,10	879	662	0,32	-2,762	1,000	1,732	-0,868	-7,098
PH-24	M	Detrítico cuaternario	04/05/2006	2	7,26	959	568	0,23	-1,867	0,222	0,024	-1,035	-7,655
PH-29	M	Paleoceno-Eoceno	11/05/2006	2	7,70	899	576	0,41	-2,242	0,663	1,151	-1,248	-7,776
PH-16	M	Detrítico cuaternario	04/05/2006	3	7,62	1929	967	0,13	-2,521	0,459	0,235	-0,413	-6,838
PH-17	M	Detrítico cuaternario	04/05/2006	3	7,70	2810	1100	0,15	-2,566	0,579	0,564	-0,407	-6,098
PH-31	S	Mioceno inferior	11/05/2006	4	7,60	1347	594	0,23	-2,107	0,708	1,027	-1,429	-6,389
PH-30	M	Detrítico cuaternario	11/05/2006	5	8,16	514	369	0,85	-2,935	0,570	1,306	-1,861	-5,989

En las aguas subterráneas de este sector es difícil observar evoluciones del pH con la PCO<sub>2</sub> y/o con la CE a lo largo del flujo. Tan solo se distingue un aumento de la dureza con el incremento de la CE en las facies Tipo 1, Tipo 2 y Tipo 4 (Fig. 4.65).

Las campañas de campo realizadas en el sector se reducen a la llevada a cabo en momentos de aguas altas, en Mayo de 2006 (Tabla 4.27). En ese momento, las aguas subterráneas de los diferentes acuíferos se encontraban sobresaturadas en calcita, salvo las aguas drenadas por el manantial PH-20 (Tabla 4.27 y Fig. 4. 66), y en equilibrio y sobresaturadas en dolomita. Respecto a los IS del yeso y de la halita, existe un aumento en ambos desde el acuífero prebético de Sierra del Taibilla hacia los pequeños acuíferos del mioceno inferior que forman parte de la Unidad Tectónica.

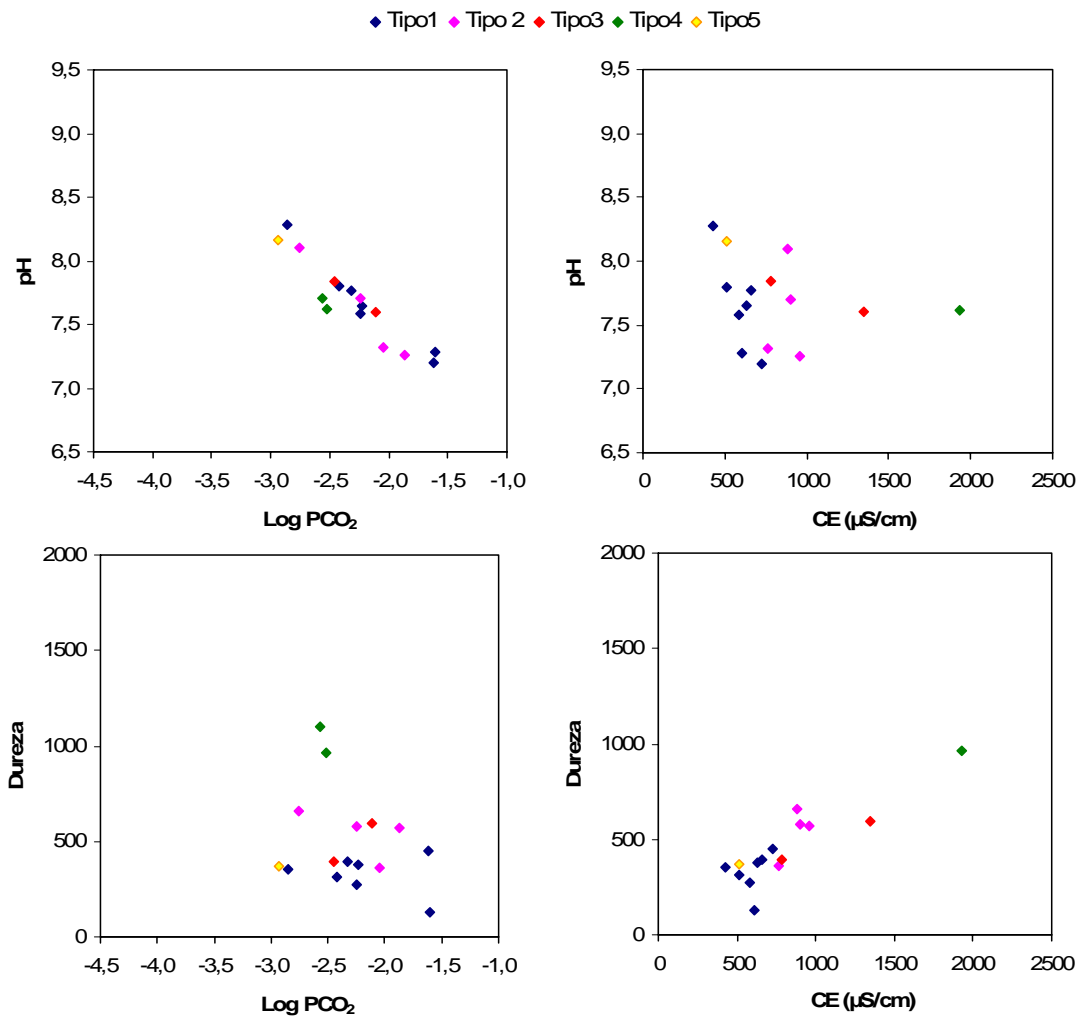


Fig. 4.65. Relación de la PCO<sub>2</sub> y CE con el pH y la dureza en el Sector de Puebla de Don Fadrique. Las muestras se han diferenciado según el código de color utilizado hasta el momento, que hace referencia a las facies hidroquímicas definidas. La dureza está expresada en mg/l de CaCO<sub>3</sub>.

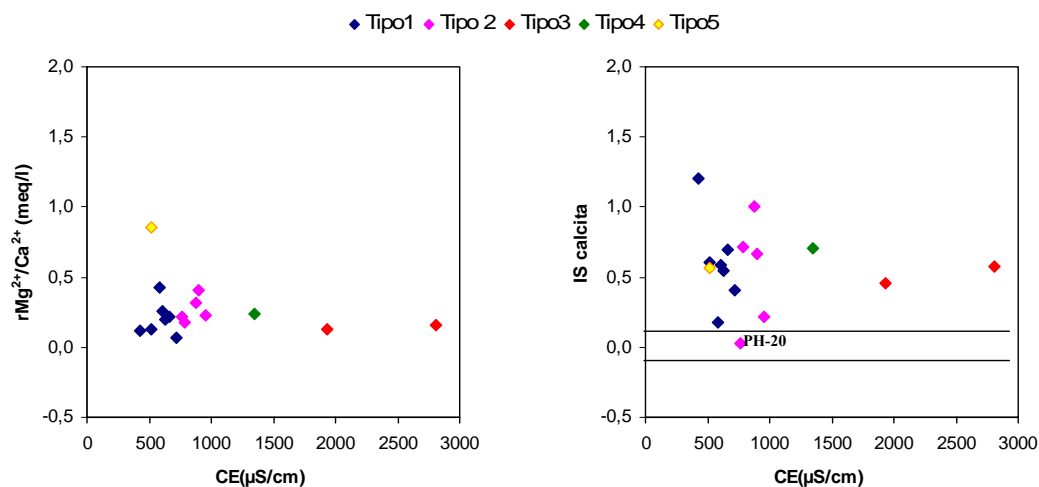


Fig. 4.66. Relación entre los índices de saturación de la calcita, dolomita, yeso y halita con la CE, de las aguas subterráneas en el Sector de Puebla de Don Fadrique.

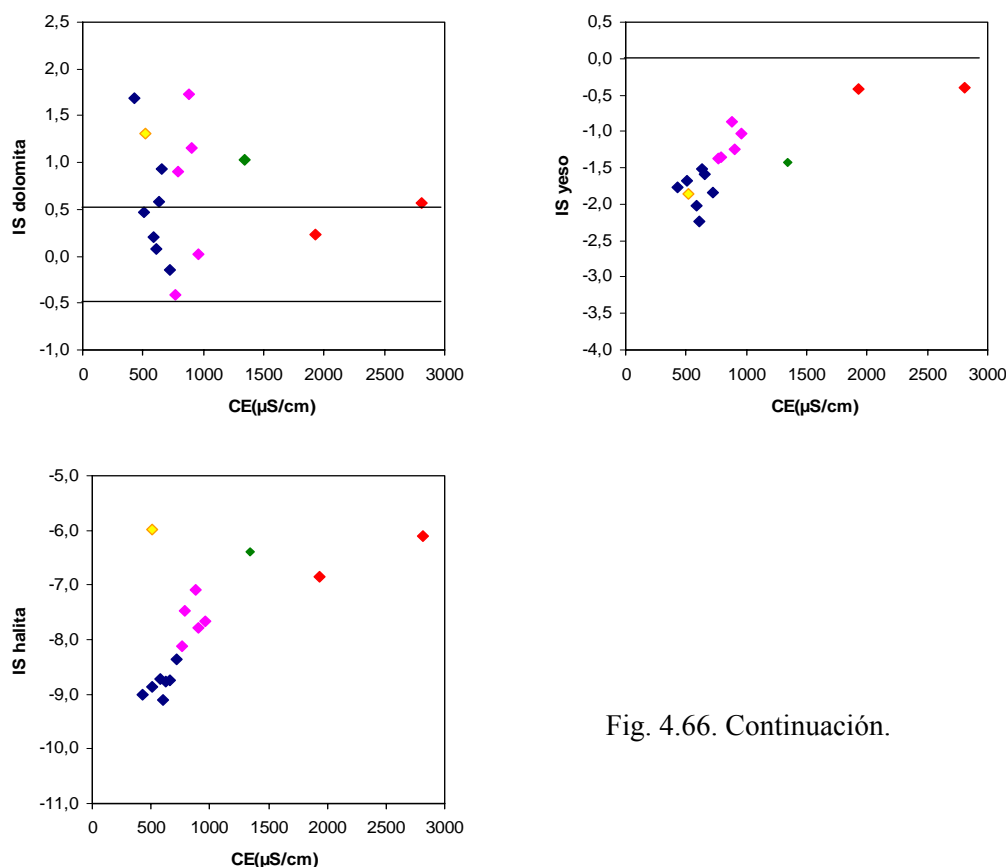


Fig. 4.66. Continuación.

#### 4.5.5. MAS La Zarza

##### -VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Aunque el número de puntos controlados en esta MAS ha sido de 22 (Base de Datos del IGME y del CEDEX), el muestreo se pudo realizar tan solo en 15 puntos (denominados con las siglas ZL-1 al ZL-15): 3 manantiales y 12 sondeos (Fig. 4.2).

En la Fig. 4.67 se representan los diagramas de Stiff y en la Fig. 4.68 se presentan los resultados en el diagrama de Piper. Se puede comprobar la gran variabilidad de facies hidroquímicas existentes, reflejo de la complejidad tectónica de la unidad en la cual se encuentran los materiales acuíferos. Tanto los afloramientos carbonáticos subbéticos como del Mioceno inferior se encuentran en bloques aislados unos de otros, pero conectados por materiales detríticos miopliocuaternarios que los rodean y recubren.

La existencia de un sustrato y/o matriz constituida principalmente por materiales triásicos (yesos y sales) se hace patente hacia el Norte, Sur y SE de la MAS, con el aumento de los iones  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ .



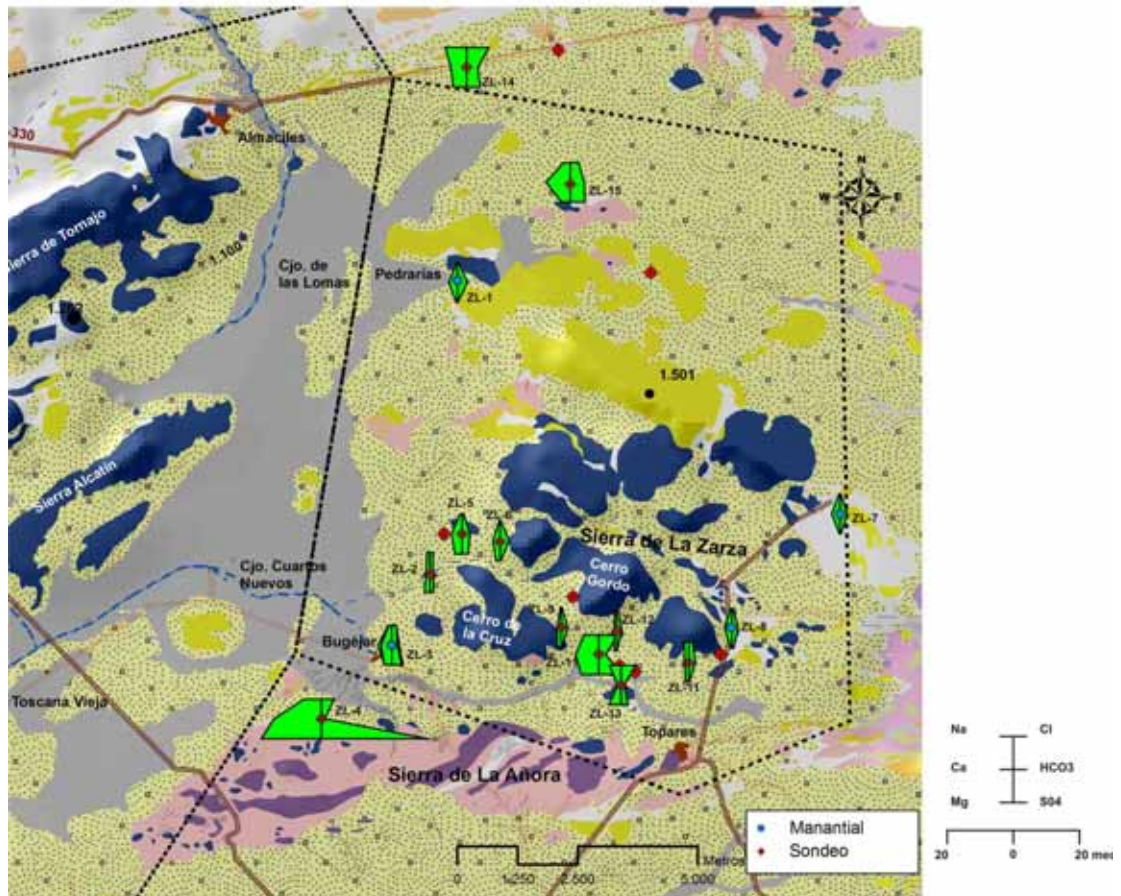


Fig. 4.67. Mapa con los diagramas de Stiff de los análisis realizados en la MAS La Zarza. La leyenda del mapa hidrogeológico puede ser consultada en la Fig. 1.8.

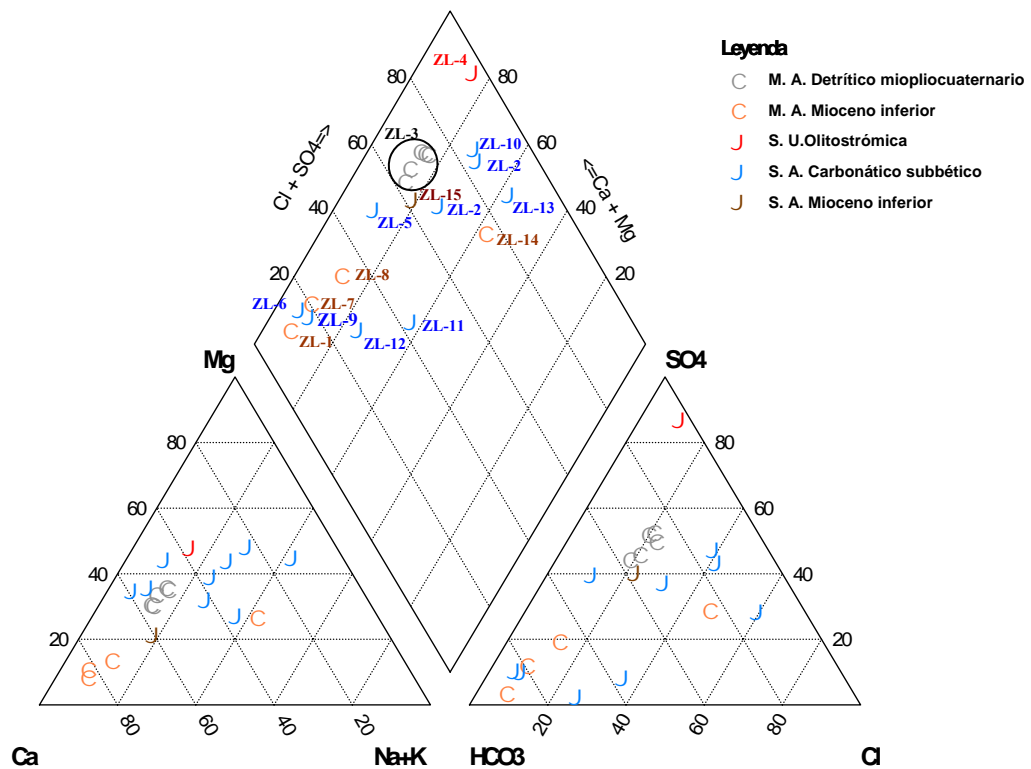


Fig. 4.68. Diagrama de Piper de las aguas analizadas en la MAS La Zarza. El código de símbolos utilizado hace referencia a la naturaleza del punto y el código de color hace referencia al acuífero.

Las aguas de menor mineralización se corresponden con las aguas de los manantiales que drenan el acuífero Mioceno inferior (Fig. 4.67 y 4.68). Esto se mantiene salvo en la parte más septentrional (ZL-14 y ZL-15), donde las facies triásicas de la Unidad Olistrotrómica llegan a aflorar en superficie y aportan ClNa a las aguas subterráneas, lo que ocasiona el aumento de la mineralización. Las facies hidroquímicas diferenciadas se señalan en el diagrama de Piper de la Fig. 4.69:

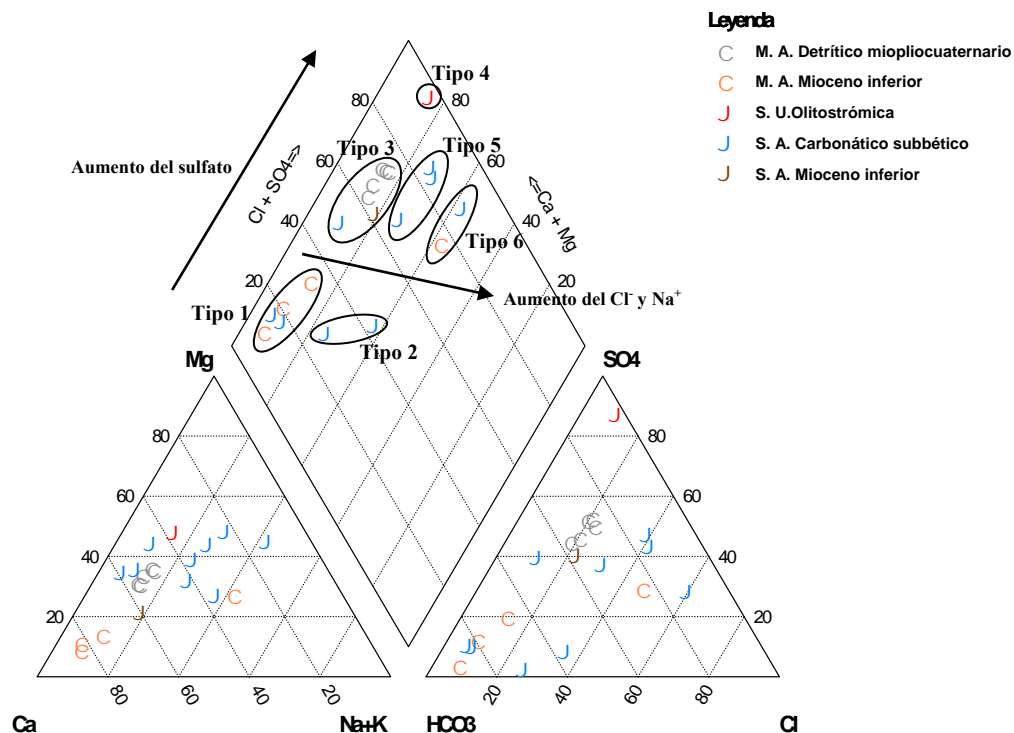


Fig. 4. 69. Tipos de facies hidroquímicas diferenciadas junto con las líneas que indican la evolución de las aguas subterráneas en la MAS La Zarza.

**Tipo 1:** Facies bicarbonatada cálcica que se localiza en las aguas subterráneas de los manantiales que drenan afloramientos de acuífero Mioceno inferior, y en las aguas explotadas por dos sondeos localizados en diferentes bloques de acuífero carbonático subbético dentro de la Sierra de La Zarza (Fig. 4.67, Fig. 4.68 y 4.69).

**Tipo 2:** Facies bicarbonatada mixta ( $Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+}$ ) que caracteriza el agua explotada por los sondeos del borde oriental del acuífero carbonático subbético de Sierra de la Zarza, donde las aguas presentan un aumento de los iones  $Cl^-$  y  $Na^+$  respecto a las facies Tipo 1 (Fig. 4.67, Fig. 4.68 y 4.69).

**Tipo 3:** Facies sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica, que se ha observado en las aguas que explota el sondeo ZL-5 (en el acuífero carbonático subbético) y en las que drena el manantial de Bugéjar (ZL-3) ubicado en el acuífero detrítico miopliocuaternario que rodea al acuífero anterior y recibe las descargas subterráneas de éste. Esta facies es característica también de las aguas explotadas al Norte de la MAS, en el sondeo ZL-15 (Fig. 4.67, Fig. 4.68 y 4.69).

**Tipo 4:** Facies sulfatada magnésico-cálcica que se localiza en el sondeo (ZL-4) ubicado sobre la Unidad Olitostromica de Sierra de la Añora (Fig. 4.67, Fig. 4.68 y 4.69). Las aguas caracterizadas por este tipo de facies presentan los mayores contenidos en  $\text{SO}_4^{2-}$  y la mayor dureza de todo el Sector Norte de la cuenca.

**Tipo 5:** Facies sulfatada-clorurada mixta ( $\text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$ ), típica de las aguas subterráneas explotadas en los bordes tanto SE como NW del afloramiento carbonático subbético de la Sierra de La Zarza. En las aguas subterráneas, además de un incremento en el contenido de  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , también se produce un importante incremento en el contenido de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  (Fig. 4.67, 4.68 y 4.69).

**Tipo 6:** Facies clorurada-(sulfatada) mixta ( $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$ ), característica del agua que explota el sondeo ZL-13, en la zona más suroriental, y el sondeo ZL-14, en la más septentrional de esta MAS. Esta facies se caracteriza por el predominio de la disolución de  $\text{ClNa}$  sobre la disolución de yeso. (Fig. 4.67, Fig.4.68 y Fig. 4.69).

La temperatura de las aguas subterráneas de la MAS La Zarza presenta un valor medio próximo a  $17^\circ\text{C}$ , superior a la temperatura media del aire, que en la zona se sitúa en torno a  $14,3^\circ\text{C}$  (CHG-IGME, 2001c).

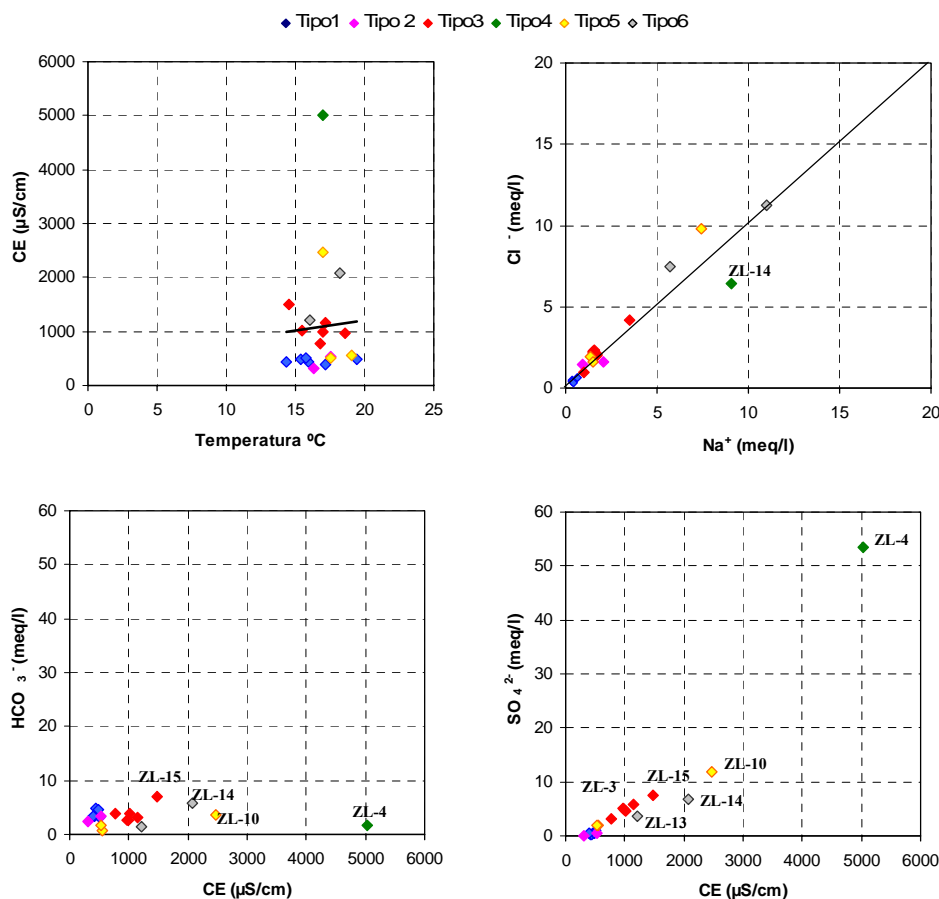


Fig. 4.70. Relación entre los valores de CE y temperatura, contenidos en  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  respecto a la CE y relación  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ , de las aguas subterráneas en la MAS La Zarza. El código de colores utilizado hace referencia a las facies hidroquímicas diferenciadas.

Los mayores coeficientes de variación se presentan en los iones  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ , con valores superiores al 100%, e incluso al 200% para el ión  $\text{SO}_4^{2-}$  (Tabla 4.28). Este parámetro refleja la gran influencia que la disolución de materiales triásicos tiene sobre las aguas subterráneas.

Tabla 4.28. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en la MAS La Zarza durante el período 2005-2007. Las concentraciones iónicas están expresadas en mg/l.

	Tª (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
Max	19,40	5020	8,57	479,00	370,00	253,00	14,10	398,00	2568,00	429,00	47,73	12,70
Min	14,30	317	6,91	22,00	5,00	9,00	0,00	12,00	4,00	42,00	0,00	0,01
Media	16,81	1094	7,74	116,38	54,05	59,10	2,59	101,76	271,43	204,48	18,85	5,12
Mediana	17,00	670	7,70	90,00	42,00	35,00	1,20	72,00	152,00	201,00	15,00	4,51
CV	8%	100%	5%	88%	143%	121%	153%	111%	201%	43%	80%	77%

Los principales procesos que tienen lugar en las aguas subterráneas son, por un lado, disolución de yesos, que es máxima en el borde Suroccidental, y por otro lado, disolución de ClNa, principalmente en el borde septentrional (Fig. 4.70).

#### -VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Dentro de la MAS La Zarza, el manantial de Bugéjar (ZL-3) constituye la principal descarga visible de los acuíferos carbonáticos subbéticos. Esta descarga tiene lugar a través del acuífero detrítico miopliocuaternario de borde (Fig. 1.11 y Foto 4.3).



Foto 4.3. Vista panorámica del manantial de Bugéjar (ZL-3).

Para la caracterización hidroquímica temporal del agua drenada por este manantial se han podido disponer de un total de 26 muestras analizadas entre 1988 y 2007 (Base de Datos del IGME).

Los constituyentes mayoritarios de las aguas drenadas por el manantial de Bugéjar presentan bajos coeficientes de variación (Tabla 4.29), al igual que en los manantiales estudiados de Fuencaliente y Parpacén (PH-9 y PH-10, respectivamente), debido al efecto amortiguador del acuífero detrítico miopliocuaternario.

Tabla 4.29. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en el manantial de Bugéjar (ZL-3), desde 1988 hasta 2007 dentro de la MAS La Zarza. Los valores de temperatura, CE y pH son los medidos “in situ” durante el período 2005-2007. Las concentraciones iónicas se encuentran expresadas en mg/l.

	Tª (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
Max	18,60	1156	7,96	139,99	50,00	41,00	2,80	82,00	291,00	246,00	29,00	26,00
Min	15,50	967	6,91	94,00	36,00	20,00	0,00	66,00	180,00	79,00	0,00	4,35
Media	17,08	1038	7,48	114,89	42,66	34,89	1,00	73,96	231,48	197,71	23,65	9,54
Mediana	17,10	1014	7,53	113,05	42,00	35,00	1,00	73,50	227,00	205,00	26,00	8,00
CV	7%	8%	6%	9%	8%	11%	54%	6%	11%	20%	30%	53%

Como en casos anteriores, el escaso número de muestras recopiladas dificulta la observación de tendencias en la evolución de la composición química interanual y anual del manantial. A pesar de ello se puede observar la existencia de un ligero enriquecimiento de iones Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> a lo largo del período de registro, coincidiendo con un descenso del nivel piezométrico y de la descarga del manantial (Fig. 4.23 y Fig. 4.71) y una evolución opuesta de los aniones SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Esta evolución es similar a la observada en el manantial de Fuencaliente (Fig. 4.51 y Fig. 4.52).

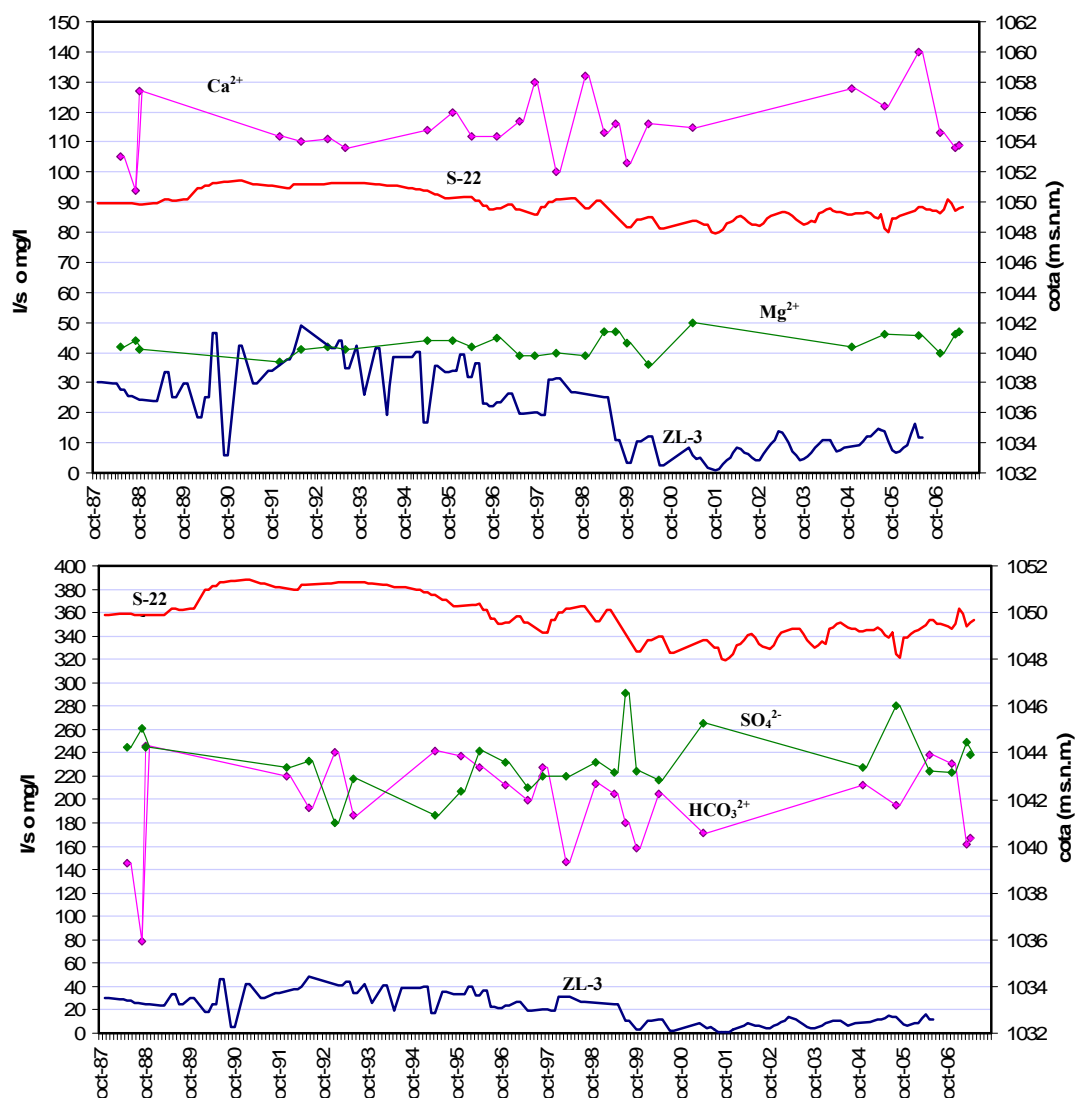


Fig. 4.71. Evolución temporal de la piezometría, hidrometría y contenido en Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> de las aguas drenadas por el manantial de Bugéjar (ZL-3), junto con su evolución hidrométrica y la evolución piezométrica del sondeo S-22.



-ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES.

Al igual que en MAS anteriores, para el análisis ACP se han utilizado 11 variables físico-químicas, que se muestran en la Tabla 4.30.

Tabla 4.30. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas analizadas en la MAS La Zarza. En negrita se indican los valores más significativos.

	T <sup>a</sup> (°C)	CE (μS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)
T <sup>a</sup> (°C)	1	0,03	0,03	-0,14	0,08	0,11	-0,18	0,09	0,03	-0,36	0,16
C(μS/cm)		1,00	-0,28	<b>0,94</b>	<b>0,97</b>	<b>0,81</b>	<b>0,75</b>	<b>0,67</b>	<b>0,95</b>	-0,05	<b>0,68</b>
pH			1,00	-0,40	-0,18	-0,07	0,08	-0,03	-0,24	-0,26	<b>-0,60</b>
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)				1,00	<b>0,88</b>	<b>0,64</b>	<b>0,80</b>	<b>0,50</b>	<b>0,91</b>	0,18	<b>0,65</b>
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)					1,00	<b>0,70</b>	<b>0,73</b>	<b>0,52</b>	<b>0,99</b>	-0,21	<b>0,58</b>
Na <sup>+</sup> (mg/l)						1,00	<b>0,58</b>	<b>0,96</b>	<b>0,62</b>	0,09	<b>0,62</b>
K <sup>+</sup> (mg/l)							1,00	0,44	<b>0,75</b>	0,18	0,23
Cl <sup>-</sup> (mg/l)								1,00	0,43	0,11	<b>0,56</b>
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)									1,00	-0,19	<b>0,56</b>
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)										1,00	0,13
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)											1,00

El ACP es similar al observado en las aguas subterráneas de anteriores MAS. Por un lado, existe una buena correlación de la CE con Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y Cl<sup>-</sup>. Por otro lado, el Ca<sup>2+</sup> presenta alta correlación con el SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, anión que a su vez presenta mayor correlación con Mg<sup>2+</sup> que con el Ca<sup>2+</sup>. Finalmente, los iones Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup> presentan una correlación elevada entre ellos (Tabla 4.30).

Como resultado del ACP se tiene que tres factores explican el 81,7% de la varianza total. El Factor I presenta un peso del 54,6% y, como se ha visto en otras MAS, se corresponde con el proceso de la mineralización representado sobre todo por la CE y los iones Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup>. El Factor II, con un 15% de la varianza explicable, se encuentra definido por los bicarbonatos y en sentido negativo por el pH y la temperatura. Finalmente, el Factor III con un 12% de la varianza explicable, está definido por el pH y K<sup>+</sup> y en sentido negativo por la temperatura y NO<sub>3</sub><sup>-</sup> (Fig. 4.72).

-RELACIONES IÓNICAS

En la facies Tipo 1 se produce disolución de carbonatos. Los contenidos en iones SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup> presentan un origen atmosférico. La facies Tipo 2 se caracteriza por la disolución de calcita y ClNa, mineral asociado a los materiales triásicos. Por otro lado, los bajos contenidos en ión SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> indican un origen meteórico para este ión. Finalmente, en las facies Tipo 3, Tipo 4 y Tipo 5 destaca como proceso principal la disolución de sulfatos, sobre todo en la facies Tipo 4, así como disolución de ClNa, sobre todo en las facies de Tipo 5 (Fig. 4.71 y 4. 73).

En la Fig. 4.73 se presentan otras relaciones iónicas las cuales permiten confirmar la existencia de los procesos hidroquímicos comentados anteriormente. A su vez, permiten comprobar que las aguas explotadas en el sondeo ZL-4 son las aguas más enriquecidas en Mg<sup>2+</sup>, con contenidos de 370 mg/l.

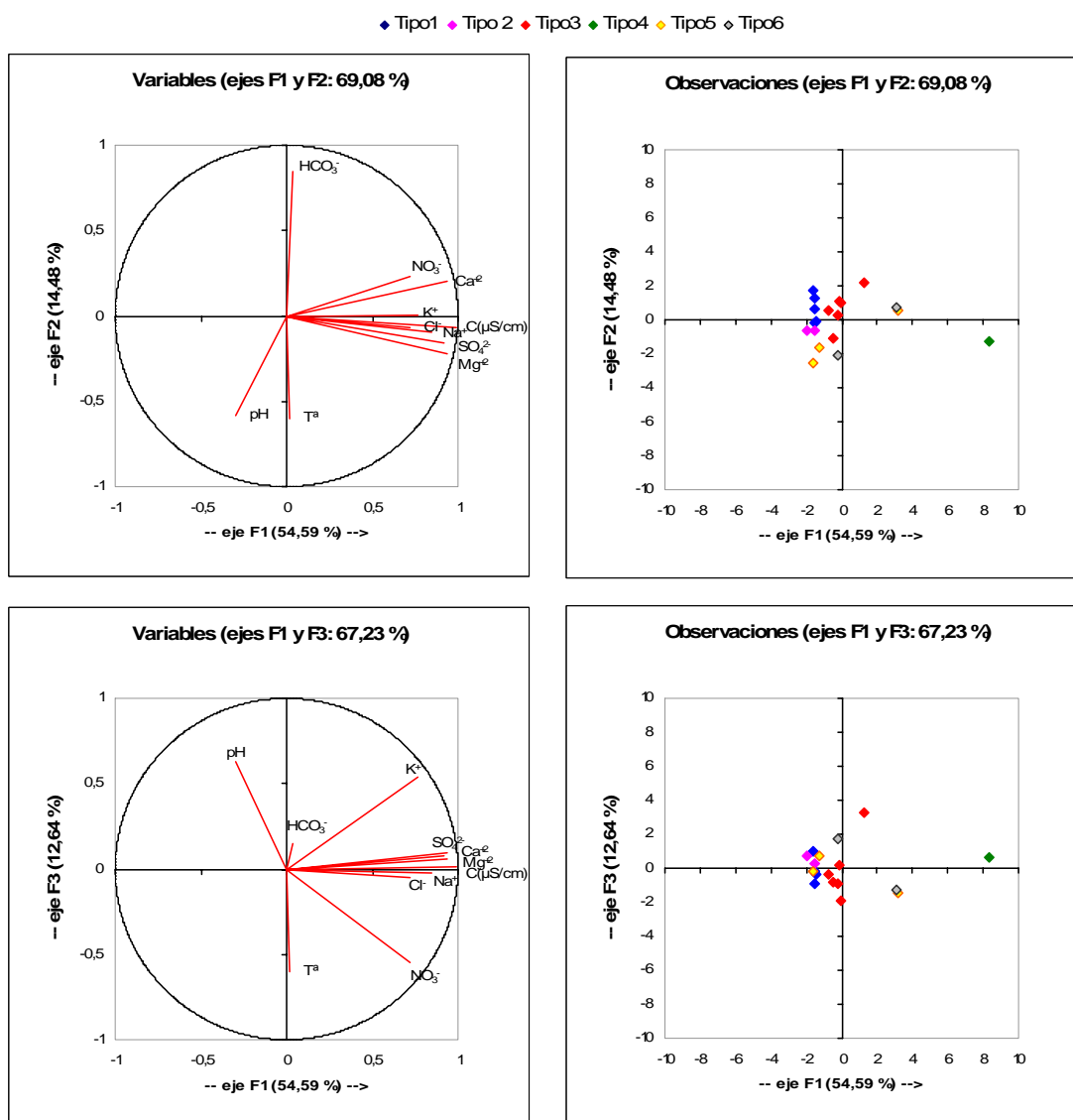


Fig. 4.72. ACP de las variables consideradas (gráficos de la izquierda) y de los análisis realizados en la MAS La Zarza (gráficos de la derecha), en los planos de los factores I-II y I-III. La diferenciación en colores de los puntos atiende a las facies hidroquímicas diferenciadas.

A lo largo del flujo se produce un aumento de la relación  $rMg^{2+}/rCa^{2+}$ , que se puede considerar como un indicador del tiempo de residencia. En este sentido, un valor bajo en esta relación indicaría circulación rápida y alta karstificación en los acuíferos carbonáticos. Sin embargo, una relación alta de estos cationes indica circulación más lenta y mayor tiempo de contacto agua-roca.

### -PRESIÓN PARCIAL DE CO<sub>2</sub> E ÍNDICES DE SATURACIÓN

Para el cálculo de la PCO<sub>2</sub> de las aguas subterráneas muestreadas en la MAS La Zarza, se han seleccionado 20 de las 21 muestras que se dispone, con valores de pH medidos “in situ” (Tabla 4.31). El valor medio de PCO<sub>2</sub> en las aguas subterráneas de esta MAS es de 10<sup>-2,6</sup>. Los valores extremos están comprendidos entre 10<sup>-3,7</sup>, en el sondeo

ZL-13, (valor próximo al contenido en CO<sub>2</sub> de la atmósfera), y 10<sup>-1.7</sup> atmósferas, en el manantial ZL-3 (Tabla 4.31).

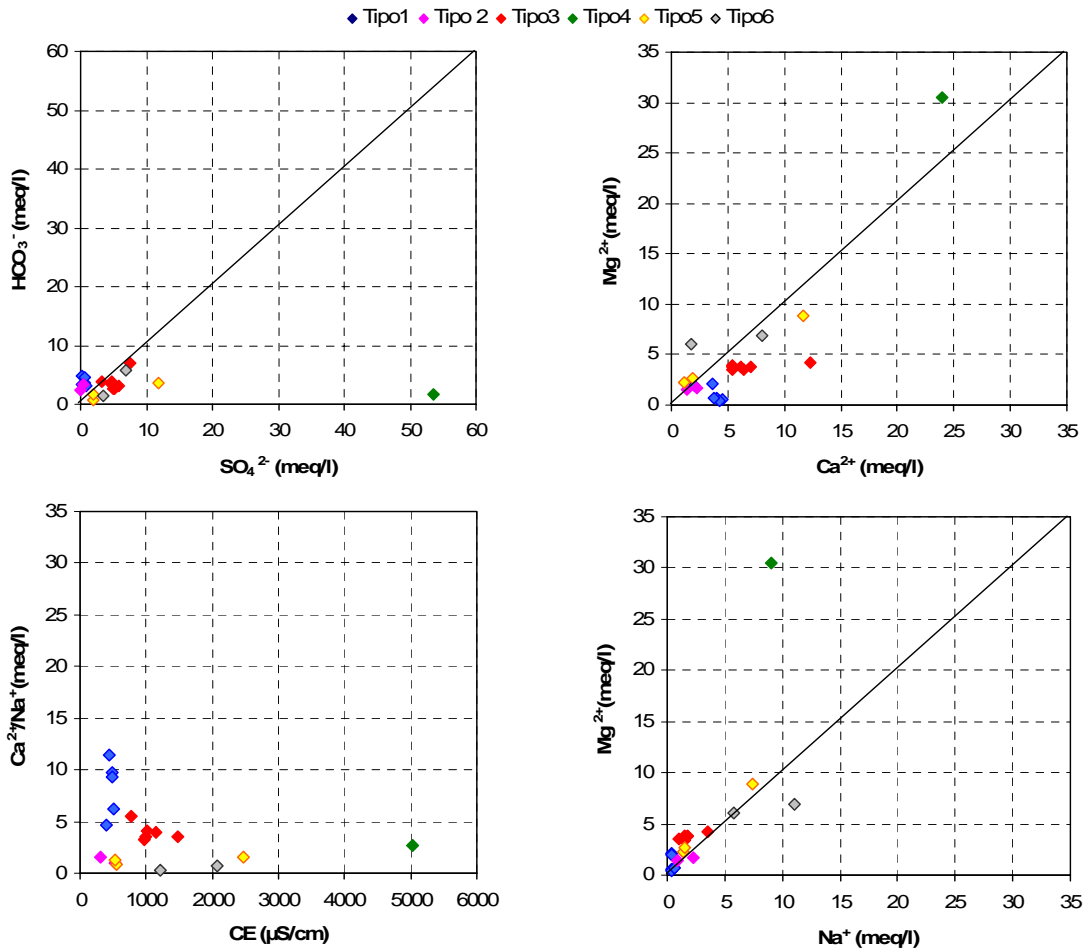


Fig. 4.73. Diagramas de las relaciones iónicas  $rSO_4^{2-}/rHCO_3^-$ ,  $rCa^{2+}/rMg^{2+}$ ,  $rNa^+/rMg^{2+}$ ,  $rCa^{2+}+Na^+/CE$  ( $r=meq/l$ ) de las muestras de agua analizadas en la MAS La Zarza. La diferenciación en colores de los puntos atiende a las facies hidroquímicas diferenciadas.

Tabla 4.31. Valores de IS, PCO<sub>2</sub>, dureza y relación Mg<sup>2+</sup>/Ca<sup>2+</sup> (meq/l) para las muestras de la MAS La Zarza.

Nº Tesis	Tipo	Acuífero	Fecha Visita	Tipo Facie	pH	CE (µS/cm)	Dureza (mg/l CaCO3)	Mg/C a	Log PCO <sub>2</sub>	IS calcita	IS dolomia	IS yeso	IS halita
ZL-1	M	Carbonático subbético	20/04/2006	1	7,70	425	233,33	0,10	-2,469	0,320	-0,137	-2,713	-
ZL-1	M	Carbonático subbético	10/05/2006	1	7,75	440	254,17	0,08	-2,352	0,556	0,200	-2,563	-8,392
ZL-6	S	Carbonático subbético	10/05/2006	1	7,69	483	290,83	0,36	-2,293	0,440	0,709	-2,162	-8,498
ZL-7	M	Mioceno Inferior	25/04/2007	1	7,38	493	233,33	0,06	-2,097	0,063	-0,890	-2,063	-8,374
ZL-8	M	Mioceno Inferior	25/04/2007	1	7,54	515	220,83	0,11	-2,338	0,088	-0,574	-1,908	-8,062
ZL-9	S	Carbonático subbético	09/05/2006	1	7,93	397	202,50	0,59	-2,685	0,278	0,568	-2,504	-8,473
ZL-11	S	Carbonático subbético	09/05/2006	2	7,91	525	193,33	0,45	-2,667	0,283	0,473	-2,402	-6,985
ZL-12	S	Carbonático subbético	09/05/2006	2	8,04	317	145,00	0,64	-2,911	0,125	0,289	-3,285	-7,699
ZL-3	M	Detrítico miopliocuaternario	10/05/2006	3	7,64	1024	541,67	0,33	-2,356	0,438	0,612	-1,121	-7,138
ZL-3	M	Detrítico miopliocuaternario	10/08/2005	3	6,91	1156	496,67	0,38	-1,700	-0,418	-1,017	-1,084	-7,138
ZL-3	M	Detrítico miopliocuaternario	23/03/2007	3	7,96	967	461,67	0,43	-2,832	0,519	0,931	-1,173	-7,124
ZL-3	M	Detrítico miopliocuaternario	24/04/2007	3	7,41	1003	468,33	0,43	-2,269	-0,024	-0,173	-1,182	-7,116
ZL-5	S	Carbonático subbético	10/05/2006	3	7,67	781	451,67	0,39	-2,371	0,415	0,665	-1,346	-7,699
ZL-15	S	Mioceno Inferior	25/04/2006	3	7,97	1488	829,17	0,21	-2,461	1,169	1,870	-0,791	-6,530
ZL-4	S	Triásico	10/05/2006	4	7,48	5020	2739,17	0,77	-2,615	0,124	0,381	-0,062	-6,015
ZL-2	S	Carbonático subbético	10/08/2005	5	8,07	559	171,67	1,27	-3,454	-0,477	-0,579	-2,084	-7,238
ZL-2	S	Carbonático subbético	10/05/2006	5	8,20	520	230,00	0,89	-3,261	0,172	0,542	-1,905	-7,252
ZL-10	S	Carbonático subbético	09/05/2006	5	7,37	2460	1032,50	0,46	-2,148	0,244	0,398	-0,707	-5,858
ZL-13	S	Carbonático subbético	09/05/2006	6	8,57	1221	395,83	2,11	-3,716	0,354	1,261	-1,810	-6,040
ZL-14	S	Mioceno Inferior	12/05/2006	6	7,57	2080	752,50	0,52	-2,127	0,546	1,070	-1,047	-5,624

Como ya se ha observado en MAS anteriores, y coincidiendo con resultados obtenidos por otros investigadores en acuíferos carbonáticos de la Cordillera Bética (Moral, 2005; Martos-Rosillo, 2008, entre otros), a lo largo de la línea de flujo se produce un aumento en la  $PCO_2$  acompañado de un descenso del valor de pH.

Como ya se comentó en el apartado 4.4.3, existe un flujo desde el acuífero carbonático subbético del Cerro de la Cruz hasta el W-SW (Fig. 1.11) y hacia el E-NE de la MAS (Fig. 4.23). Si se tiene en cuenta la ubicación de los puntos en el mapa hidrogeológico (Fig. 4.2), se observa un aumento de la  $PCO_2$  desde el sondeo ZL-9 hacia el manantial ZL-3 (dirección W-SW) y desde el sondeo ZL-9 hacia el sondeo ZL-10 (dirección E-NE).

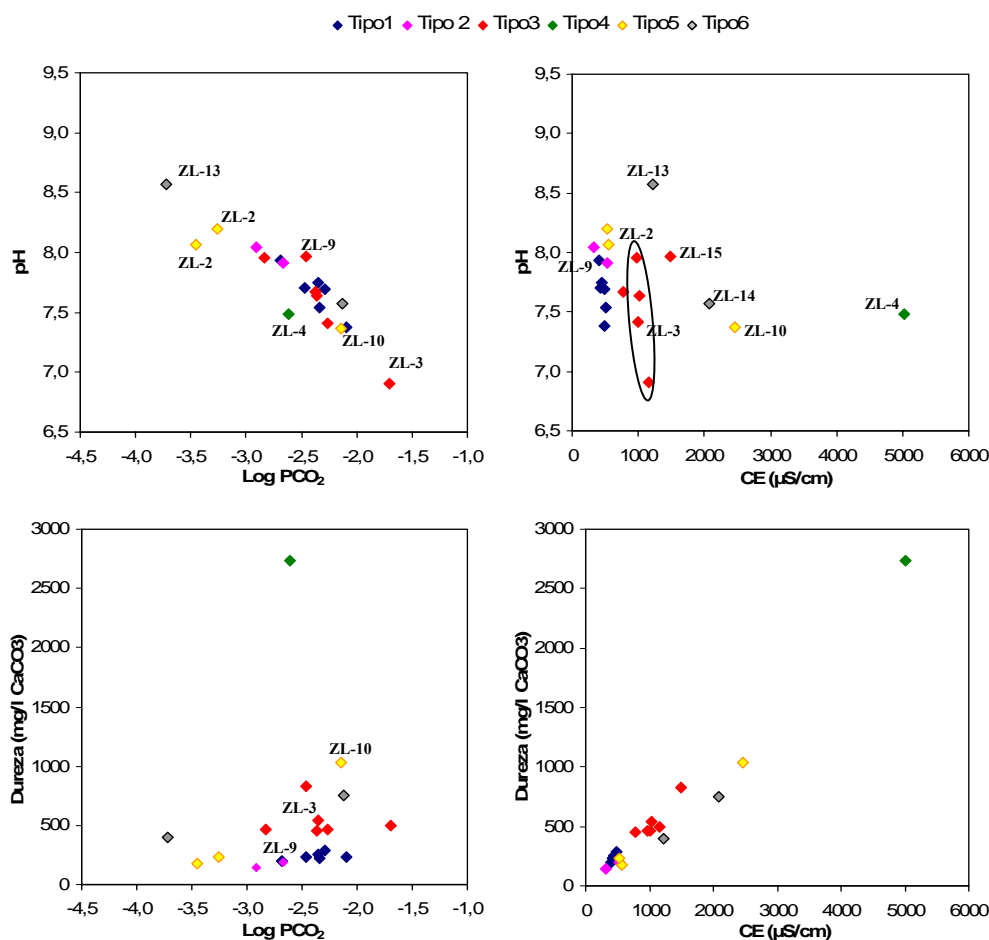


Fig. 4.74. Relación de la  $PCO_2$  y CE con el pH y la dureza en la MAS La Zarza. Las muestras se han diferenciado según el código de color utilizado hasta el momento, que hace referencia a las facies hidroquímicas diferenciadas.

Al considerar todas las muestras es difícil observar una relación clara entre la dureza y la  $PCO_2$  (Fig. 4.74). Sin embargo, cuando se consideran las muestras alineadas según el flujo se tiene un aumento en la  $PCO_2$  acompañado de un aumento de la dureza de las aguas subterráneas, de la CE y de la relación  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  (Fig. 4.75).

En la Fig. 4.75 se presentan los gráficos que relacionan los IS de la calcita, dolomita, yeso y halita con la CE. Como cabría esperar, las aguas presentan mayor saturación en calcita que en dolomita.

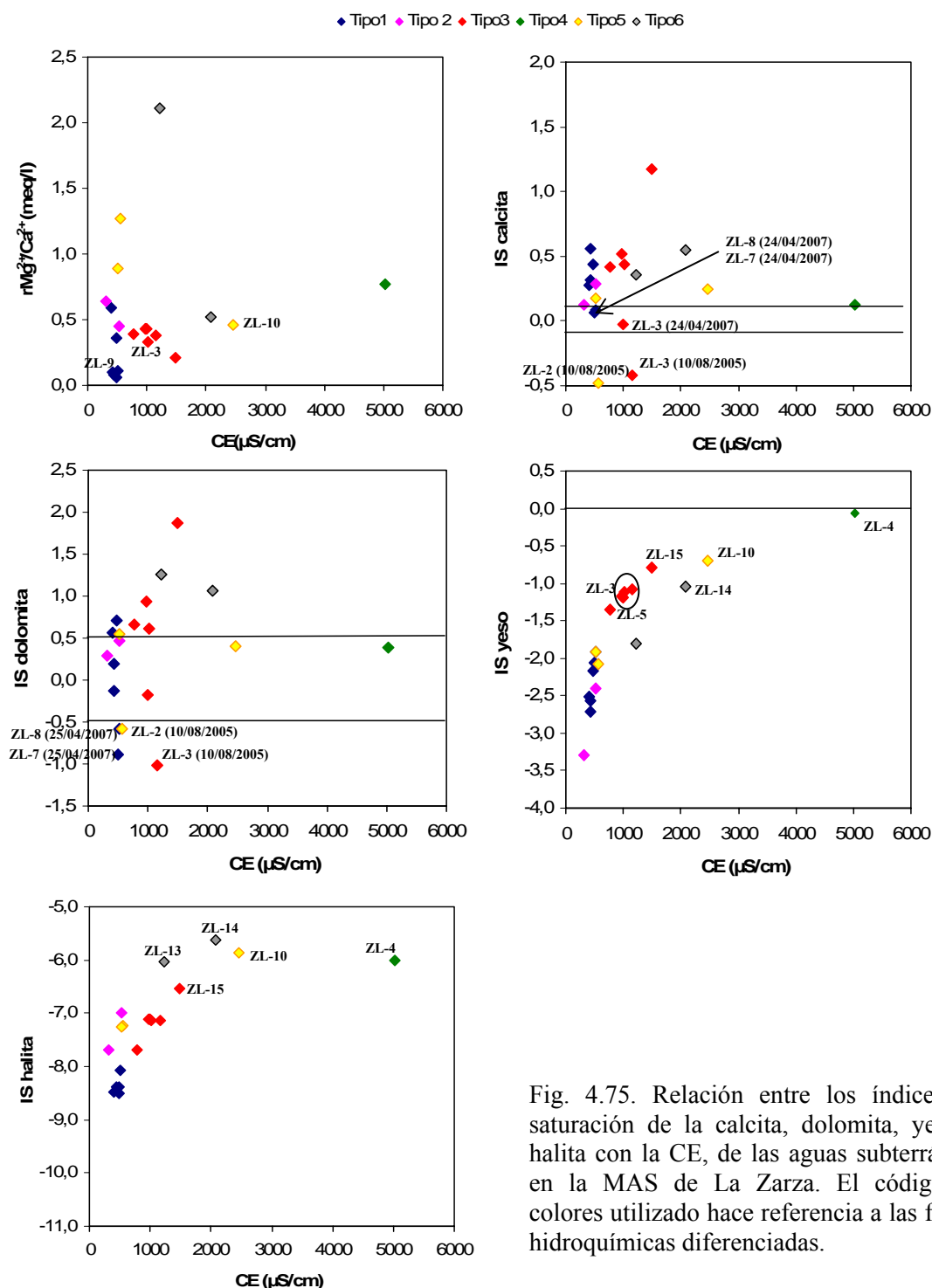


Fig. 4.75. Relación entre los índices de saturación de la calcita, dolomita, yeso y halita con la CE, de las aguas subterráneas en la MAS de La Zarza. El código de colores utilizado hace referencia a las facies hidroquímicas diferenciadas.

Con respecto a las tres campañas de campo realizadas en La Zarza (en Agosto de 2005, Mayo de 2006 y Abril de 2007), se han seleccionado las dos primeras por representar claramente momentos de aguas bajas (Agosto de 2005) y momentos de aguas altas (Mayo de 2005, tras un período de lluvias importante, Fig. 4.5). En la campaña de



campo de 2005 las muestras están más subsaturadas tanto en calcita como en dolomita. Son aguas más ácidas, más ricas en magnesio, más conductoras y a su vez son las más ricas en CO<sub>2</sub>. Sin embargo, durante la campaña de Mayo de 2006 las aguas se encuentran sobresaturadas en calcita y dolomita o cercanas a la sobresaturación de dolomita, más empobrecidas en magnesio, menos conductoras y más empobrecidas en CO<sub>2</sub>. Estos resultados coinciden con los obtenidos en el resto de MAS estudiadas en el Sector Norte de la cuenca y con los resultados obtenidos por otros investigadores en varios acuíferos de la Cordillera Bética (Moral, 2005; Martos-Rosillo, 2008, entre otros).

## 4.6 CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

### 4.6.1 Isótopos Estables <sup>18</sup>O Y <sup>2</sup>H

#### -MUESTREO DE ISOTOPOS ESTABLES

Como se ha comentado en el Capítulo 3, entre septiembre de 2005 a abril de 2007 se recogieron 98 muestras de precipitación en 39 estaciones, para su análisis isotópico y su posterior comparación con el contenido isotópico del agua subterránea. La línea Meteorica Local (LMWL) resultante, que caracteriza las aguas de precipitación (Fig. 4.76), se encuentra representada por la ecuación:  $\delta^2\text{H}=7,72\delta^{18}\text{O}+9,99$ . La Línea Meteorica Local Ponderada (WLMWL), en la que se considera la cantidad de precipitación caída en cada evento tormentoso, viene representada por la ecuación:  $\delta^2\text{H}=7,40\delta^{18}\text{O}+6,75$ .

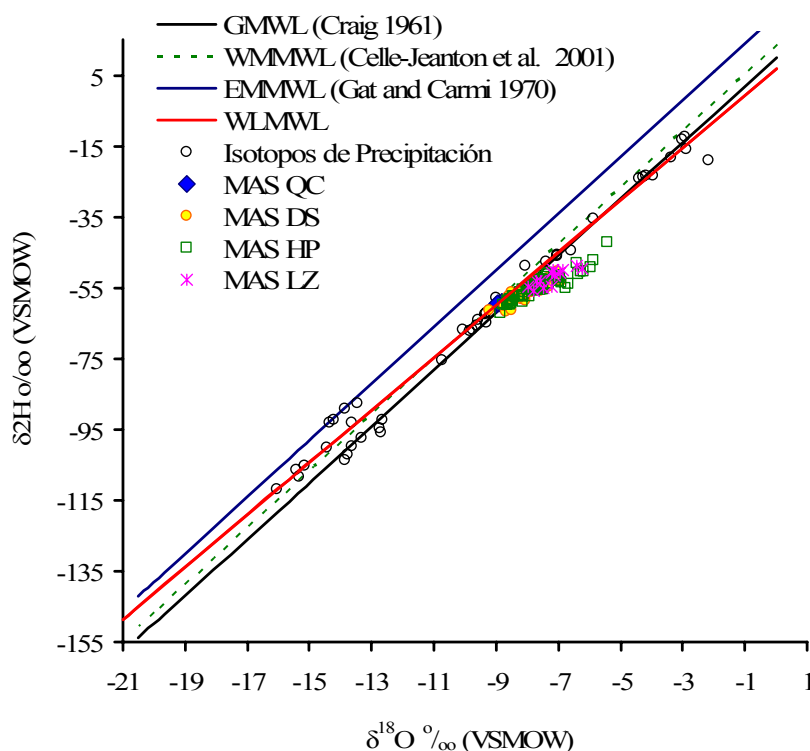


Fig.4.76. Diagrama  $\delta^2\text{H}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de precipitación recogidas entre Julio de 2005 y Abril de 2007 y de las muestras de aguas subterránea analizadas en el Sector Norte de la cuenca. GMWL: Línea Meteorica Global, WMMWL: Línea Meteorica del W del Mediterráneo, EMMWL: Línea Meteorica del E del Mediterráneo y WLMWL: Línea Meteorica Local Ponderada de las precipitaciones de la cuenca (Fernández-Chacón et al., en revisión).

Durante el mismo período se muestrearon 109 puntos en la zona (60 sondeos, 40 manantiales, 8 muestras de agua de varios ríos y una muestra del embalse de San Clemente), y se recogieron un total de 236 muestras (Base de Datos del IGME, del CEDEX y del AWI). La representación de los contenidos isotópicos de las aguas subterráneas junto con los contenidos isotópicos del agua de precipitación (Fig. 4.76) permite comprobar que las aguas subterráneas presentan un rango de variación inferior a las de precipitación. En el Sector Norte de la cuenca el rango de variación para las aguas subterráneas es de  $-5,43$  a  $-9,22\text{‰}$ , con un valor medio de  $-7,69\text{‰}$  para el  $\delta^{18}\text{O}$  y de  $-42,04$  a  $-62,15\text{‰}$  con un valor medio de  $-54,92\text{‰}$  para el  $\delta^2\text{H}$ .

Las aguas subterráneas y superficiales de las MAS investigadas no se ajustan a la WLMWL, sino que se localizan por debajo de la GMWL, a excepción de la mayoría de muestras del Sector de Sierra Seca (MAS Quesada-Castril). Las aguas subterráneas y superficiales se ajustan a una línea, denominada línea local de las aguas subterráneas, LGWL, caracterizada por la ecuación: “ $\delta^2\text{H}=4,28^{18}\text{O}+21,99$ ” donde  $R^2=0,84$  (Fig. 4.77). Esta línea presenta una pendiente muy inferior a la GMWL o WLMWL, indicando efectos de evaporación que, como se verá más adelante, se incrementan de Oeste a Este y desde las zonas de recarga a las zonas de descarga.

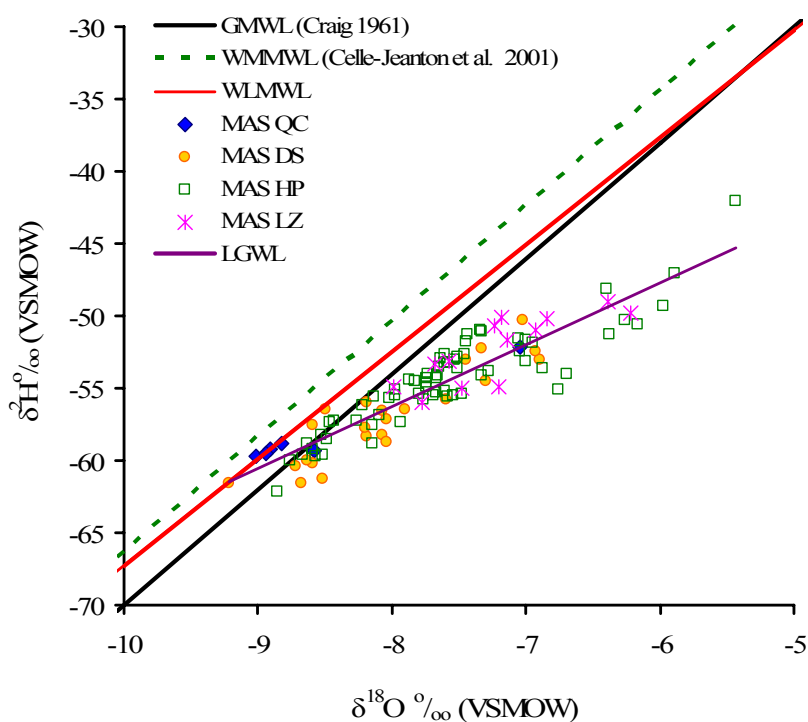


Fig. 4.77. Diagrama  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  que relaciona la composición isotópica del agua subterránea y superficial (de embalses y ríos) de las MAS ubicadas en el Sector Norte de la cuenca del Guadiana Menor, con la WLMWL obtenida para dicha cuenca. La LGWL es la línea del agua subterránea local.

Los efectos de evaporación son más acusados en zonas semiáridas y de escasa vegetación, como en la zona central y oriental del área de estudio. En los lugares de escasa vegetación y con terrenos no muy permeables (como pueden ser las zonas de centro de cuenca, donde los depósitos sedimentarios son margoso-yesíferos) se puede

producir una evaporación directa del agua retenida en el terreno, dando lugar a un enriquecimiento isotópico que se transmite al acuífero (Custodio y Llamas, 1983).

Debido a la gran extensión de la zona de estudio y a la amplia gama de materiales acuíferos, acompañada de una gran compartimentación, se ha considerado conveniente estudiar el contenido isotópico de una forma similar al estudio hidroquímico realizado.

-CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

**1. Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra:**

En esta zona se muestrearon 30 puntos (8 sondeos, 16 manantiales y 6 estaciones a lo largo del río Guardal, afluentes de éste y del Embalse de San Clemente) y se analizaron 117 muestras (Base de Datos del IGME, del CEDEX y del AWI).

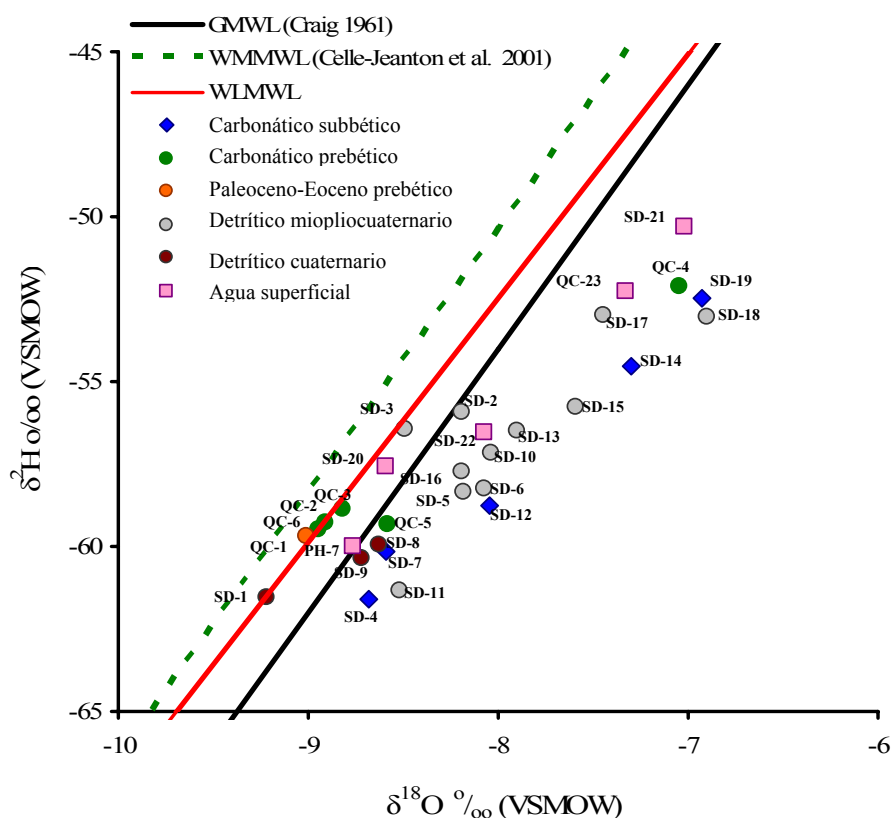


Fig. 4.78. Relación  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  del agua subterránea y agua superficial el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-Sagra MAS. Para la localización de los puntos se puede consultar el mapa de la Fig. 4.2. El código de colores atiende a los diferentes acuíferos.

El contenido en isótopos de las aguas varía entre  $-9,01\text{‰}$  (en el punto SD-1) y  $-6,90\text{‰}$  (SD-18) para el  $\delta^{18}\text{O}$  y entre  $-59,70\text{‰}$  (SD-1) y  $-50,31\text{‰}$  (SD-22) para el  $\delta^2\text{H}$ . En cuanto al exceso de deuterio (d-excess), este presenta un amplio rango de variación, desde  $12,40\text{‰}$  (SD-1) hasta  $2,12\text{‰}$  (SD-18) (Fig. 4.78).

Las muestras definen una línea de agua subterránea local (LGWL), que presenta una pendiente inferior a la línea GMWL. Ello refleja procesos de evaporación que conllevan un enriquecimiento en isótopos pesados (Fig. 4.78 y línea 1ª de la Fig. 4.79)

Asociadas a las aguas de precipitación, o con composición isotópica similar a la media de la precipitación, se encuentran las muestras SD-1 y las recogidas en los manantiales que drenan las aguas subterráneas de Sierra Seca (QC-2, QC-3, QC-6), así como el manantial QC-1 en la parte septentrional. El agua subterránea muestreada en estos puntos se alinea a lo largo de la WLMWL, lo que refleja la composición isotópica del agua de lluvia.

Entre las líneas WLMWL y la GMWL se encuentran los puntos SD-2 y SD-3, que drenan el acuífero miopliocuaternalio del Norte de La Sagra. Estos puntos presentan mayor contenido en isótopos pesados que el manantial SD-1, lo que indica que se trata de aguas recargadas a cotas diferentes. Por tanto, el contenido en isótopos estables identifica la desconexión hidráulica entre el acuífero carbonático subbético de la Subunidad de La Sagra, que alimenta a los depósitos detríticos cuaternarios donde se sitúa el manantial SD-1, y el acuífero detrítico miopliocuaternalio, donde se sitúan los manantiales SD-2 y SD-3 (Fig. 4.78).

Las aguas subterráneas del Sector de Duda-Loma del Perro-Moncayo presentan un contenido isotópico enriquecido en isótopos pesados, ya que todas las muestras se localizan por debajo de la línea GMWL (Fig. 4.78 y Fig. 4.79). A su vez, estas muestras se encuentran alineadas a lo largo de una línea de menor pendiente que la GMWL,  $\delta^2\text{H}=4,19$   $\delta^{18}\text{O}+23,05$  (Fernández-Chacón et al., 2008), lo que indica la existencia en el agua subterránea de procesos de mezcla con aguas sometidas a evaporación intensa. En la zona se han descrito procesos de evaporación del agua de lluvia en la base de la nube o durante su caída a la superficie del terreno, debido al efecto de la cantidad de precipitación o “amount effect” (Friedman et al., 1964; Dansgaard, 1953, 1961; Ehhalt et al., 1963; Gedzelman et al., 1987). Dicho efecto no es suficiente para explicar la fuerte evaporación que reflejan parte de las aguas subterráneas, lo cual hace pensar en la existencia de otra recarga diferente al agua de lluvia, caracterizada por una marcada señal de evaporación.

En las muestras ubicadas a la derecha de la línea GMWL se observan diferencias isotópicas. Los puntos SD-4 y SD-11, asociados al acuífero carbonático subbético de Sierra Moncayo, y los manantiales SD-7, SD-8 y SD-9, asociados al acuífero carbonático subbético y cuaternario de la Sierra de Duda, presentan el menor contenido en isótopos estables. El contenido isotópico en las aguas subterráneas aumenta tanto en el NE del sector como en el SW, hacia el acuífero detrítico miopliocuaternalio, con valores máximos en los sondeos SD-17, SD-18 y SD-19. En la zona Nororiental de la Subunidad Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo, el enriquecimiento en isótopos puede ser explicado por la mezcla con aguas de retorno de regadío, ya que en la zona de Campofique (Fig. 1. 7 y Fig. 4.2) se desarrolla una importante actividad agrícola. Sin embargo, en el extremo SW de la misma subunidad el enriquecimiento isotópico podría quedar explicado por la mezcla con aguas infiltradas al acuífero desde el embalse de San Clemente (Fig. 4.2, Fig. 4.78 y Fig. 4.79).

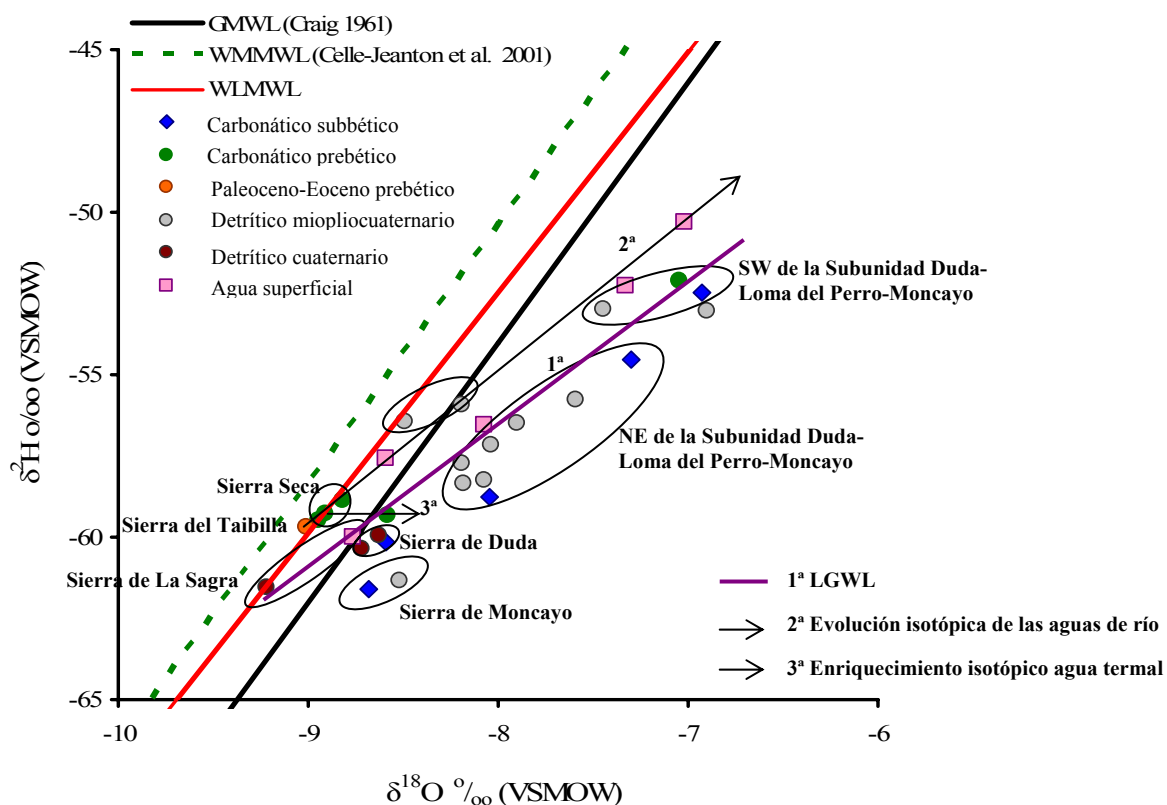


Fig. 4.79. Relación  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  de las aguas subterráneas y superficiales muestreadas en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra.

Para observar el efecto de las aguas superficiales en los acuíferos y detectar posibles mezclas de aguas, se establecieron 4 estaciones de medida de aguas superficiales: una en zona de cabecera (SD-20), otra en la cola del embalse (SD-23), una tercera en la cerrada de dicho embalse (SD-21) y la cuarta aguas abajo de la zona donde el río Guardal es ganador (SD-22). Además, se muestrearon las aguas superficiales del río en Sierra Seca (QC-6) y las aguas que circulan a través de la acequia que recoge las aguas del manantial SD-1 (estación PH-7), utilizada para el regadío de zonas agrícolas ubicadas a cotas inferiores (Fig. 4.78 y Fig. 4.79).

En la composición isotópica de las aguas superficiales se ha podido observar un incremento en la evaporación desde zonas de cabecera (estaciones QC-6 y SD-20) hacia el centro de la cuenca. Al contrario de lo que cabría esperar, las muestras más enriquecidas en isótopos estables se localizaron en las estaciones SD-21 y SD-23 y no en el punto SD-22, ubicado a cotas inferiores. En la Fig. 4.79 se observa que todas las muestras de aguas superficiales, a excepción de la muestra PH-7 que se asocia al manantial SD-1, se encuentran alineadas a lo largo de la una línea de evaporación (línea 2ª Fig. 4.79). Esta línea de evaporación es paralela a la línea de evaporación dibujada por las aguas subterráneas del Sector de Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo. Los puntos de agua que presentan menor influencia del embalse son los manantiales SD-7, SD-8 y SD-9 y los de máxima influencia son los sondeos SD-19 y SD-18.



Se tiene constancia que tras el inicio del llenado del embalse, tanto el caudal del río Guardal como los manantiales situados aguas abajo del embalse vieron aumentado su caudal de descarga hasta alcanzar los 500 l/s, hecho que hizo pensar que el agua filtrada por el embalse volvía a salir por los manantiales aguas abajo. Por este motivo, el punto SD-22, cuya descarga se ha enriquecido por las infiltraciones del embalse en el acuífero, debería de reflejar una composición isotópica similar al punto SD-21 (Fig. 4.78 y Fig. 4.79), sin embargo esto no es así. Si se relaciona la composición isotópica con la composición hidroquímica de las aguas en la estación SD-22, todo parece indicar que en este punto se tiene aguas con un mayor tiempo de residencia, donde la mineralización es máxima (con altos contenidos en  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  por la presencia de materiales triásicos asociados al contacto tectónico que pasa por el río Guardal). Por lo tanto, el agua que se infiltra del embalse al acuífero estaría movilizandando aguas más antiguas que serían las que se localizan en los puntos de descarga de menor cota. El agua drenada en la estación SD-22 es el resultado de la mezcla de aguas antiguas del acuífero, que presentan una gran mineralización, con aguas infiltradas del embalse, que presentan enriquecimiento en isótopos pesados como consecuencia de la importante evaporación.

Los efectos de enriquecimiento isotópico por el efecto de evaporación también se observa entre las muestras SD-1 y PH-7. Ambas son aguas drenadas por el mismo manantial, pero la muestra PH-7 fue recogida a 20 km de la surgencia y en una acequia de riego afectada por evaporación (Fig. 4.78 y 4.79).

Para poder conocer la cota de recarga de las aguas subterráneas drenadas por los manantiales y explotadas por los sondeos se han utilizado las rectas altitudinales obtenidas en el Capítulo III para toda la cuenca y obtenidas en Baza por Cruz San-Julían et al. (1992). A continuación se han representado los contenidos en  $\delta^{18}\text{O}$  de los puntos muestreados con la altitud de cada punto. La relación entre la posición de las aguas subterráneas con las rectas altitudinales indica la cota de recarga en el acuífero (Fig. 4.80).

Las aguas recargadas a mayor altitud (superior a la máxima cota de muestreo de agua de precipitación) son las drenadas por el manantial SD-1, a éste le siguen las aguas drenadas por los manantiales QC-1 y por los manantiales SD-3 y SD-2; ya que estos puntos se localizan entre ambas rectas y presentan el contenido isotópico más pobre de todas las muestras consideradas (Fig. 4.80). La topografía de la zona confirma lo anterior, con la localización de zonas permeables a cotas superiores. Un ejemplo de ello es el acuífero carbonático subbético de la Sierra de la Sagra, de 2.383 m s.n.m de cota máxima. (Fig. 4.2 y 4.80).

Por debajo de las rectas altitudinales y con valores más negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  se encuentran los manantiales que drenan el acuífero carbonático prebético y el acuífero Paleoceno-Eoceno prebético del Sector de Sierra Seca (QC-1, QC-3 y QC-6) (Fig. 4.2 y 4.80). Su distribución en el gráfico  $\delta^{18}\text{O}$ -altitud (Fig. 4.80) indica una cota de recarga comprendida entre 1.400-1.650 m s.n.m. Sin embargo, los manantiales QC-4 y QC-5 presentan un contenido isotópico diferente a los anteriormente comentados. Ambos puntos se localizan a la derecha de la GMWL, indicando cierto enriquecimiento isotópico, mayor en el manantial QC-4 que en el QC-5. Debido a su diferente posición en el gráfico  $\delta^{18}\text{O}$ -altitud (Fig. 4.80), se consideran dos orígenes diferentes para explicar

el enriquecimiento isotópico. Por un lado, el manantial termal QC-5 presenta un enriquecimiento en  $\delta^{18}\text{O}$  paralelo al eje X ( $\delta^{18}\text{O}$ ), si lo comparamos con las muestras QC-2 y QC-6. Este enriquecimiento se supone que es el resultado de las interacciones con el  $\delta^{18}\text{O}$  del acuífero como consecuencia de su carácter termal (Fig. 4.79 y 4.80) (Clark and Fritz, 1997). Por otro lado, el manantial QC-4 presenta un fuerte enriquecimiento en  $\delta^{18}\text{O}$  cuyo origen podría estar relacionado con las filtraciones del embalse de San Clemente (Fig. 4.2 y Fig. 4. 78). En ambos casos la cota de recarga resultante se encuentra modificada por los dos efectos anteriormente descritos de enriquecimiento isotópico

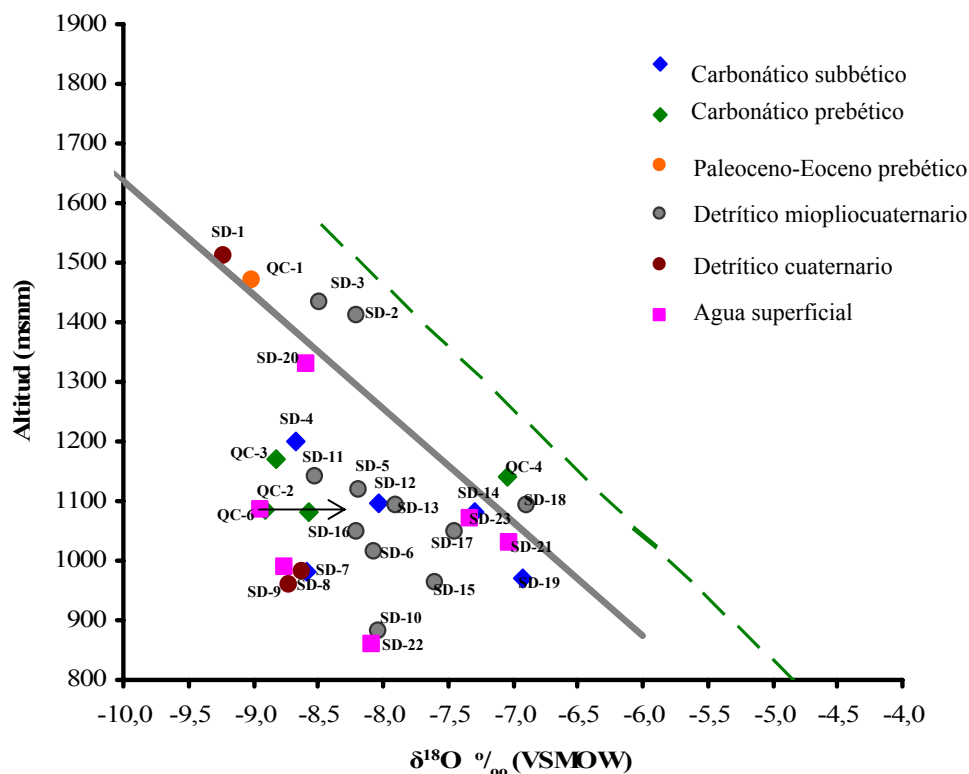


Fig. 4.80. Relación  $\delta^{18}\text{O}$ -altitud (m s.n.m.) en las aguas subterráneas muestreadas en el Sector de Sierra Seca y MAS Duda-La Sagra.

Dentro del Sector de Duda-Loma del Perro-Moncayo los puntos SD-4, SD-7, SD-8, SD-9 y SD-11 presentan cotas de recarga comprendidas entre 1.350-1.400 m s.n.m., concordantes con las cotas que presentan las Sierras de Moncayo y de Duda. En el resto de puntos las cotas de recarga obtenidas son inferiores a 1.300 m s.n.m., aunque este valor es tan solo orientativo ya que está enmascarado por el efecto de la evaporación.

## 2. MAS Huéscar-Puebla

En esta MAS se muestrearon un total de 70 puntos, durante el período 2005-2007, con la obtención de 104 muestras.

El contenido isotópico de las aguas subterráneas en esta MAS varía entre -8,86‰ y -5,43 ‰ para el  $\delta^{18}\text{O}$  y entre -62,15‰ y -42,04‰ para el  $\delta^2\text{H}$ . En cuanto al valor del d-excess, presenta un amplio rango de variación desde 10,36‰ hasta -1,54‰. Si

comparamos estos valores con los obtenidos en la MAS Duda-La Sagra y Sector de Sierra Seca, se tiene un enriquecimiento en isótopos pesados para la MAS de Huéscar-Puebla, que llega a ser máximo en el Sector del Llano de la Puebla (Fig. 4.81).

El contenido en isótopos estables revela diferencias entre las aguas subterráneas de los sectores acuíferos diferenciados en la MAS Huéscar-Puebla. El Sector de Huéscar presenta contenidos isotópicos más ligeros y las muestras tienen a alinearse a lo largo de la línea GMWL. Por el contrario, tanto las muestras del Sector del Llano de la Puebla como el Sector de Puebla de Don Fadrique presentan las aguas más enriquecidas en isótopos pesados. Las muestras están alineadas según la línea LGWL (HP), que se caracteriza por la ecuación:  $\delta^2\text{H}=4,16 \delta^{18}\text{O}+22,81$ , cuya pendiente sugiere enriquecimiento por efecto de la evaporación.

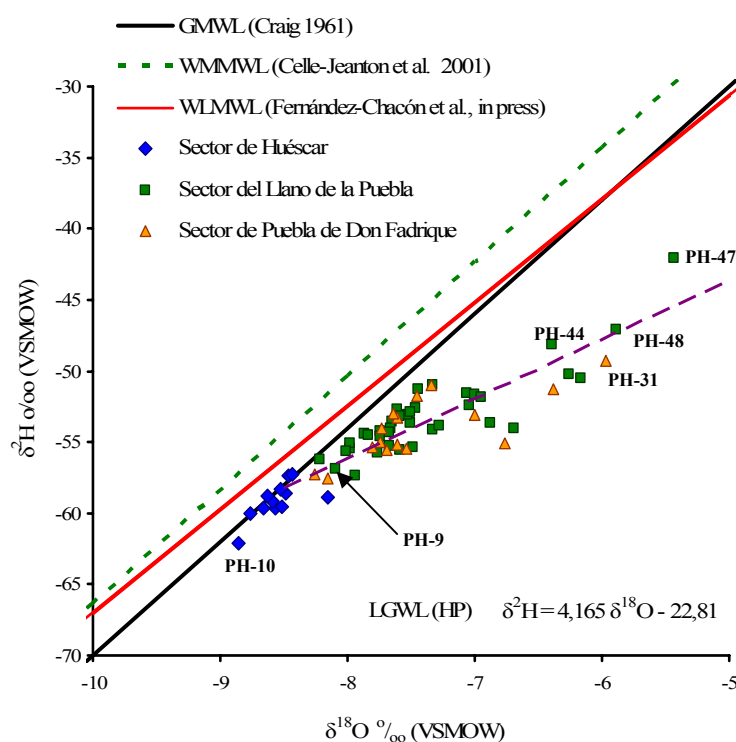


Fig. 4.81. Relación  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  de las aguas subterráneas muestreadas en la MAS Huéscar-Puebla. La línea del agua subterránea local (LGWL) se presenta en la figura con línea discontinua de color morado.

El valor más ligero en isótopos pesados lo presenta el manantial de Parpacén (PH-10), el cual, como se ha citado repetidamente, se encuentra drenando el acuífero detrítico miopliocuaternario en conexión con el acuífero carbonático subbético de Sierra Bermeja. Por otro lado, el valor más ligero lo presentan las aguas de los sondeos ubicados en el Sector acuífero del Llano de la Puebla (en el acuífero detrítico miopliocuaternario) y en el sondeo PH-31 ubicado en el Sector de Puebla de Don Fadrique (en el acuífero mioceno inferior) (Fig.4.2 y Fig. 4.81).

En cuanto a las cotas de recarga (Fig. 4.82), el Sector de Huéscar presenta una cota de recarga superior a las del resto de sectores acuíferos. Sin embargo, tanto en el Sector

del Llano de la Puebla como en el de Puebla de Don Fadrique existen puntos que presentan un importante enriquecimiento isotópico que enmascara la cota real de recarga.

Las aguas del *Sector de Huéscar* presentan valores más negativos en isótopos estables y menores efectos de mezcla con agua evaporada, con valores comprendidos entre  $-8,14\text{‰}$  y  $-8,86\text{‰}$  para el  $\delta^{18}\text{O}$  y entre  $-55,58\text{‰}$  y  $-62,15\text{‰}$  para el  $\delta^2\text{H}$  con un valor medio de  $-8,52\text{‰}$  y  $-58,84\text{‰}$  respectivamente. Las muestras tienden a alinearse a lo largo de la GMWL salvo los puntos PH-2, PH-3, PH-8 y PH-10 que se sitúan por debajo de la mencionada línea indicando evaporación (Fig. 4.83). La cota de recarga para las aguas de este sector se sitúa entre 1.250 y 1.450 m s.n.m. (Fig. 4. 82), rango de altitud concordante con las estribaciones de Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla (Fig. 1.17).

◆ Sector de Huéscar    ■ Sector del Llano de la Puebla    ✕ Sector de Puebla de Don Fadrique

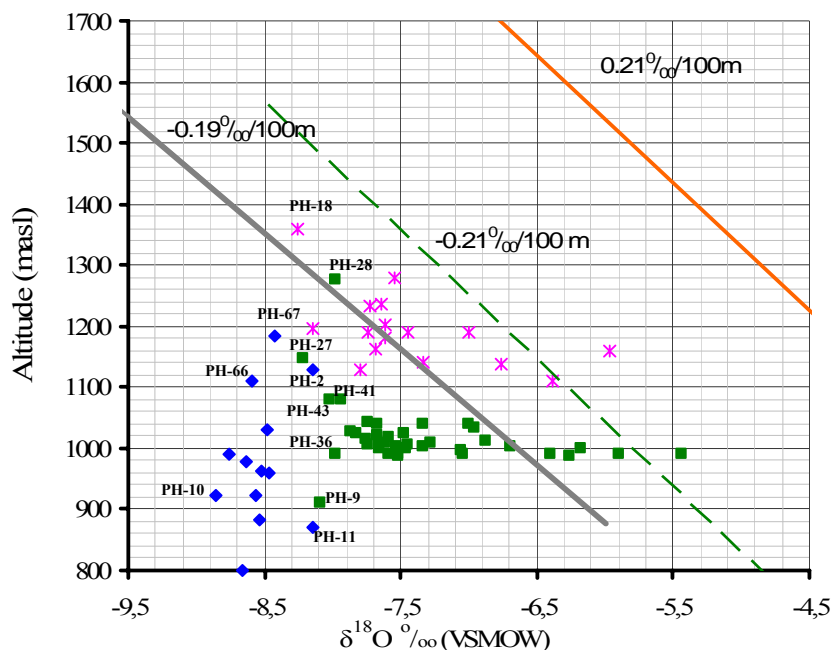


Fig. 4.82. Relación  $\delta^{18}\text{O}$  con la altitud (m s.n.m.) en las aguas subterráneas muestreadas en la MAS Huéscar-Puebla.

La relación entre  $\delta^{18}\text{O}$  y altitud de las aguas subterráneas (Fig. 4.82) revela que las aguas superficiales que discurren por el río Bravatas hasta su encauzamiento, muestreadas en la estación PH-66 y PH-67, presentan unas cotas de recarga que coinciden con las cotas observadas en el Sector de Huéscar.

Como se ha comentado anteriormente, las aguas subterráneas pertenecientes al *Sector del Llano de la Puebla* presentan un fuerte efecto de evaporación y enriquecimiento en isótopos pesados (Fig. 4.81), resultado de la mezcla del agua del acuífero con aguas que presentan una marcada señal de evaporación, que podrían provenir de los retornos de regadío. El contenido en isótopos varía entre  $-5,43\text{‰}$  y  $-8,22\text{‰}$  para el  $\delta^{18}\text{O}$  y entre  $-42,04$  y  $-57,36\text{‰}$  para el  $\delta^2\text{H}$  con un valor medio de  $-7,35\text{‰}$  y  $-53,16\text{‰}$  respectivamente. El enriquecimiento en isótopos pesados es menor en los manantiales que drenan las aguas de acuíferos carbonáticos colgados y sondeos próximos a los relieves carbonáticos, tanto de Sierra Jureña como de Sierra Alcatín,

donde el espesor de materiales detríticos miopliocuaternarios es menor. Este enriquecimiento en isótopos pesados aumenta en el acuífero detrítico miopliocuaternario hacia el centro del Llano de la Puebla. El efecto de evaporación alcanza su máximo grado en los sondeos que bombean aguas del acuífero detrítico miopliocuaternario colgado, que se localiza en el centro del Llano, entre las pedanías de la Toscana, la Hoya y Cortijo de la Fuente. También destaca el sondeo PH-53, ubicado en el acuífero carbonático subbético del borde SW de Sierra de Alcatín, y el sondeo PH-86, que perfora el acuífero detrítico miopliocuaternario localizado entre las Sierras de Alcatín y La Zarza (Fig. 4. 2 y 4.84).

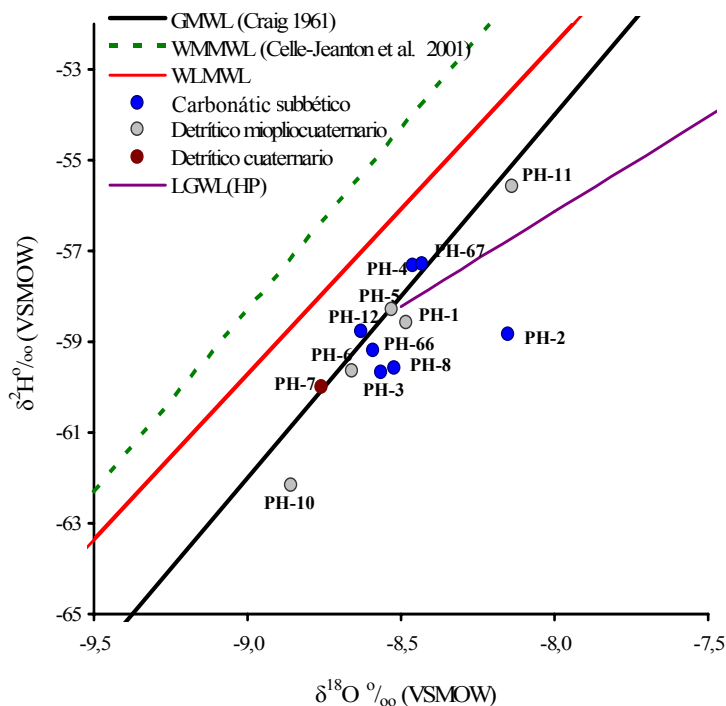


Fig. 4.83. Relación  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  de las aguas subterráneas muestreadas en el Sector de Huéscar.

El manantial de Fuencaliente (PH-9), a pesar de considerarse como el punto de descarga de este sector, no presenta los valores más enriquecidos en isótopos pesados.

Con respecto a la cota de recarga (Fig. 4.83) el enriquecimiento en isótopos pesados por retornos de regadío enmascara los resultados. La mayoría de los puntos con valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 7,9‰ y 7,3‰ presentan cotas de recarga comprendidas entre 1.100 y 1.250 m s.n.m. Destacan los manantiales que se ubican a cotas altas y que drenan materiales carbonáticos subbéticos colgados, como el manantial PH-28 (Fig. 4.82) con cotas máximas próxima a 1.450 m s.n.m., el PH-27 con cota de recarga de 1.270 m s.n.m. y el manantial PH-43 con cota de recarga de 1.250 m s.n.m.



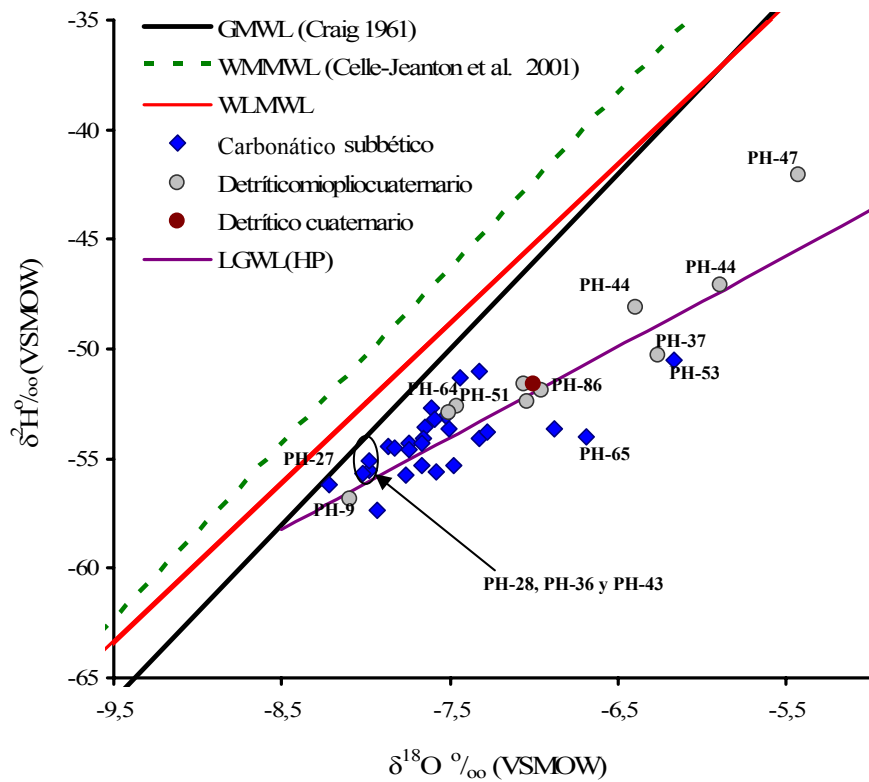


Fig. 4.84. Relación  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  de las aguas subterráneas muestreadas en el Sector del Llano de la Puebla.

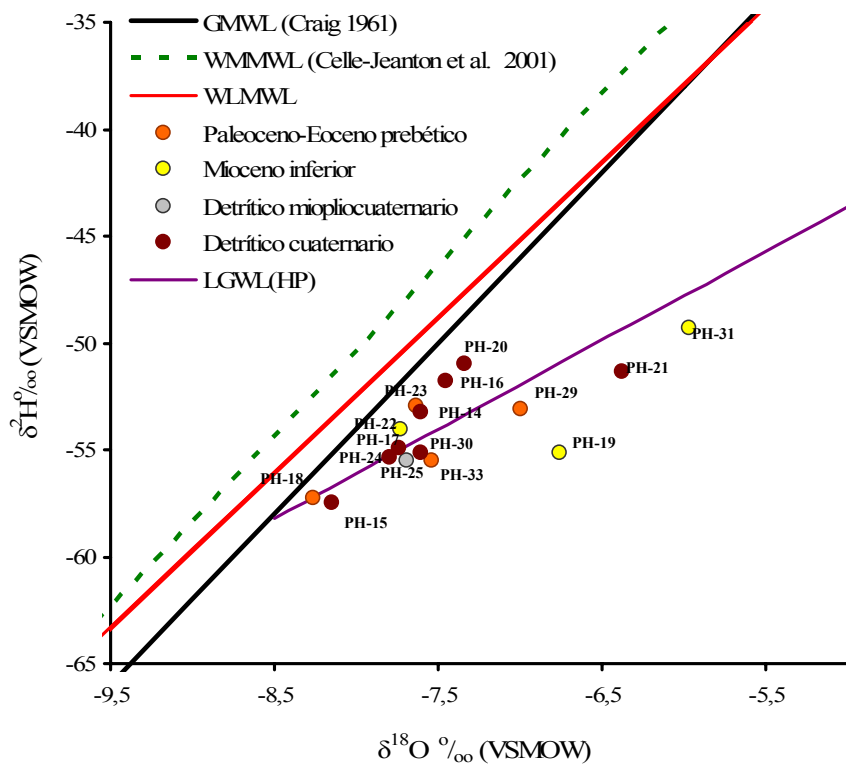


Fig. 4.85. Relación  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  de las aguas subterráneas muestreadas en el Sector de Puebla de Don Fadrique.

Las aguas subterráneas del *Sector Puebla de Don Fadrique* presentan contenidos en isótopos pesados que varían entre -8,26‰ y 5,97‰ para el  $\delta^{18}\text{O}$  y entre -49,30‰ y -57,51‰ para el  $\delta^2\text{H}$ , con un valor medio de -7,42‰ y -53,95‰ respectivamente. Estos contenidos se encuentran enriquecidos en isótopos pesados, (Fig. 4.81 y Fig. 4.85). El enriquecimiento es mayor en los afloramientos, de reducida extensión, de calcarenitas de mioceno inferior, localizados en la zona más oriental del sector (puntos PH-31 y PH-21). Hacia el borde occidental las aguas presentan un enriquecimiento isotópico menor. Las cotas de recarga se ubican principalmente entre 1.450 y 1.300 m s.n.m., salvo en el manantial PH-18 que presenta una cota de recarga superior a 1.500 m s.n.m.

### 3. MAS La Zarza:

El contenido en isótopos de las aguas subterráneas en esta MAS presenta unos rangos de variación comprendidos entre -7,99‰ y -6,22‰ para el  $\delta^{18}\text{O}$  y entre -55,95‰ y -49,00‰ para el  $\delta^2\text{H}$ , con valores medios de -7,28‰ y de -52,49‰ respectivamente. En general, el contenido isotópico de estas muestras se encuentra más enriquecido en isótopos pesados que las aguas subterráneas del Sector de Sierra Seca, MAS Duda-La Sagra y MAS Huéscar-Puebla (Fig. 4.77), como refleja la ecuación obtenida de la línea LGWL(LZ):

$$\delta^2\text{H}=3,653 \delta^{18}\text{O}+26,246 \text{ (Fig. 4.86).}$$

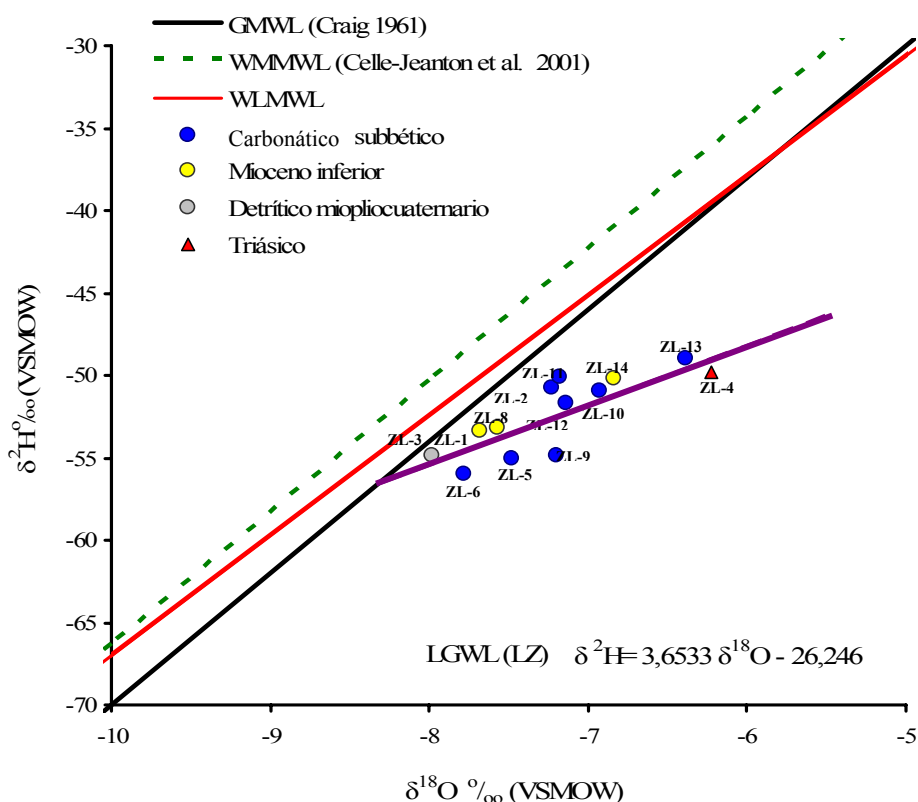


Fig. 4.86. Relación  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  en las aguas subterráneas muestreadas en la MAS La Zarza.

En las aguas subterráneas de esta MAS se produce un enriquecimiento en isótopos pesados de Norte a Sur y de NW a SE, con valores máximos en los sondeos próximos a materiales triásicos de la Unidad Olitostromica.

En cuanto a las cotas de recarga (Fig. 4.87), se tiene que para el manantial ZL-3 la cota de recarga se sitúa entre las cotas 1.250 y 1.450 m s.n.m., cota que coincide con las altos topográficos que presentan los relieves carbonáticos que conforman la Sierra de La Zarza (Fig. 4.2). El manantial ZL-1 presenta una cota de recarga comprendida entre 1.200-1.400 m s.n.m. El resto de puntos muestreados, excluyendo los sondeos ZL-13 y ZL-4, que presentan importante enriquecimiento en isótopos pesados por efecto de la evaporación, presentan cotas de recarga comprendidas entre 1.100 y 1.400 m s.n.m.

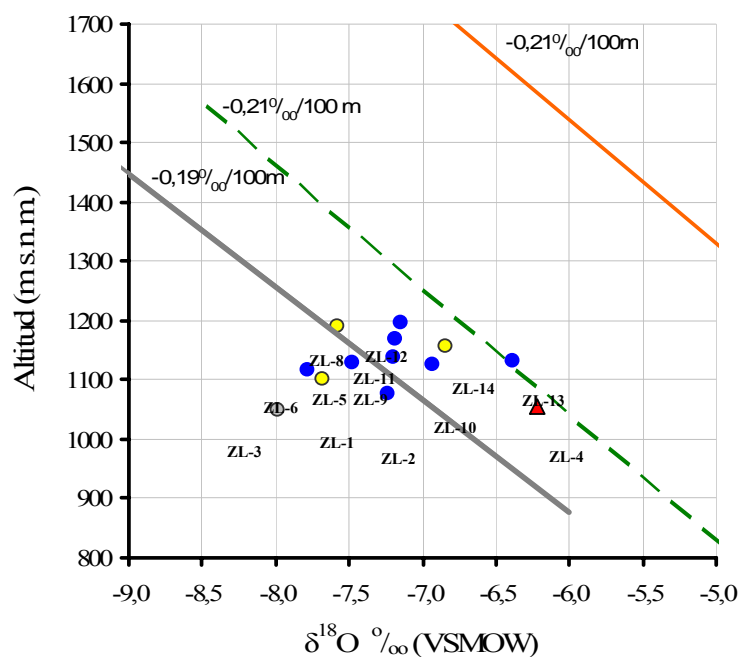


Fig. 4.87. Relación  $\delta^{18}\text{O}$ -altitud (m s.n.m.) en las aguas subterráneas muestreadas en la MAS de La Zarza. La leyenda de puntos coincide con la utilizada en la Fig. 4.86.

#### 4.6.2. Tritio ( $^3\text{H}$ )

El tritio es el isótopo radiactivo del hidrógeno conocido como  $^3\text{H}$  o T. Pequeñas actividades de T son producidas de forma natural en la alta atmósfera como consecuencia de la reacción nuclear entre el nitrógeno atmosférico y los neutrones térmicos (Libby, 1946, Mook et al, 2002). Las concentraciones de tritio se expresan en unidades de tritio (UT). La unidad de tritio equivale a una relación T/H igual a  $10^{-18}$  en número de átomos de  $^3\text{H}$  respecto a  $^1\text{H}$ . Las equivalencias con otras unidades de radiactividad son:

$$1 \text{ UT} = 3.221351 \times 10^{-3} \mu\text{Ci}/\text{m}^3$$

$$1 \text{ UT} = 0.11919 \text{ becquerelios /litro (Bq/l)}$$

Durante los años 50 las precipitaciones a escala global, particularmente las del Hemisferio Norte, aumentaron su contenido en T debido a ensayos termonucleares (Tabla 4.42 y Fig. 4.88). El máximo fue alcanzado en 1963 año a partir del cual empezó a descender hasta alcanzar unos valores comprendidos entre 4 y 6.7 UT para los años 2004-2005 (Tabla 4.53, Madrid corregida 2005), ligeramente superior al momento del inicio de las actividades nucleares de los años 50. Este isótopo ha inducido una

importante señal en las aguas meteóricas del globo y por tanto también en las aguas de los acuíferos de libre recarga.

Tabla 4.32. Concentraciones de tritio en las precipitaciones de Madrid (CEDEX, 2006).

Año	Modelo Hem. Norte	Madrid			2005
		Experimental	Calculada	Total	Corregida
1953	8,4		12,8	12,8	0,7
1954	91,5		139,5	139,5	7,9
1955	13,2		20,1	20,1	1,2
1956	58,5		89,5	89,5	5,7
1957	37,6		57,2	57,2	3,9
1958	186,8		284,7	284,7	20,3
1959	146,6		223,4	223,4	16,8
1960	50,7		77,3	77,3	6,2
1961	53,6		81,7	81,7	6,9
1962	276,6		421,5	421,5	37,6
1963	1000		1524	1524	143,7
1964	538,1		820,1	820,1	81,8
1965	273		416	416	43,9
1966	183,2		279	279	31,1
1967	106,3		161,9	161,9	19,1
1968	81,1		123,5	123,5	15,4
1969	76,8		117	117	15,5
1970	65,4	118,2		118,2	16,5
1971	78,5	150		150	22,2
1972	41,8	51,3		51,3	8
1973	37	64,7		64,7	10,7
1974	41,6	67		67	11,7
1975	35,4	38,7		38,7	7,2
1976	27,8	31,1		31,1	6,1
1977	24,8	39,4		39,4	8,2
1978	27,5	44,6		44,6	9,8
1979	16,5	21,9		21,9	5,1
1980	14,5	33,4		33,4	8,2
1981	15,7	44,8		44,8	11,6
1982	10,9	15		15	4,1
1983	9,5	11,7		11,7	3,4
1984	7,5	18,6		18,6	5,7
1985	7,3	11,5		11,5	3,7
1986	7,2	37,5		37,5	12,9
1987	6,7	10,4		10,4	3,8
1988	6,3	12,2		12,2	4,7
1989	7,4	8,6		8,6	3,5
1990	5,3	8		8	3,4
1991	5,4	8,7		8,7	4
1992	5	8,9		8,9	4,3
1993	5	6,7		6,7	3,4
1994		4,6		4,6	2,5
1995		4,8		4,8	2,7
1996		5,3		5,3	3,2
1997		5,5		5,5	3,5
1998		8,6		8,6	5,8
1999		6,7		6,7	4,8
2000		4,6		4,6	3,5
2001		4,9		4,9	3,9
2002		5		5	4,2
2003		3,8		3,8	3,4
2004		7,1		7,1	6,7
2005		4,1		4,1	4,1

Debido al origen reciente del tritio termonuclear y al corto período de semidesintegración (12,33 años), el tritio se utiliza en Hidrología para identificar aguas infiltradas en el subsuelo a partir del año 1952 (fecha de inicio de los ensayos termonucleares). Las aguas de precipitación anteriores a este año tendrían, en la actualidad, concentraciones de T difícilmente detectables, indicando ausencia de recarga moderna significativa procedente de las precipitaciones de los últimos 50 años. Esta técnica es muy interesante su aplicación en acuíferos donde el agua experimenta una renovación rápida, tales como acuíferos cársticos y aluviales alimentados por cursos de aguas superficiales (CEDEX, 2006).

Gracias a las mediciones realizadas en el agua de precipitación por el CEDEX, se dispone de un registro continuo de los valores de este isótopo en las precipitaciones, tras el establecimiento de una estación de medida en Madrid y con su ampliación, en el 2000, a 16 estaciones distribuidas por toda la península.

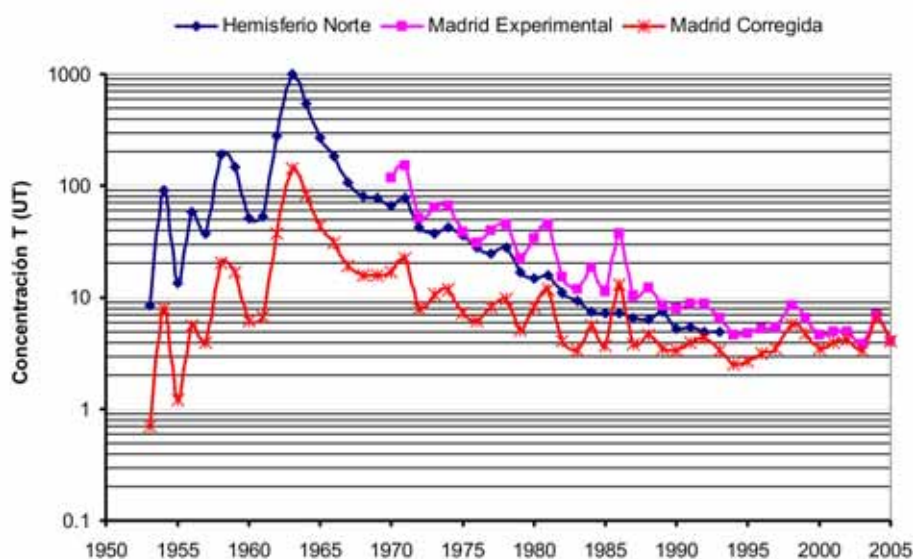


Fig. 4.88. Contenido en T procedente de la precipitación. Los valores del Hemisferio Norte corresponden con los medios en la estación de Ottawa y los de Madrid con los medios por el CEDEX, corregidos por desintegración radiactiva hasta el año 2005.

En la cabecera del Guadiana Menor se ha realizado una selección de los puntos más representativos, en los que las determinaciones de tritio puedan proporcionar información adicional. La selección de los puntos para la medida de la concentración de tritio ha abarcado toda la superficie de las MAS, centrándose en los puntos de descarga, pozos de bombeo y sondeos de investigación y de abastecimiento. En total se han analizado 48 muestras en dos laboratorios: 44 en el laboratorio del CEDEX y 4 en la Universidad Autónoma de Barcelona, las muestras de ambos fueron contrastadas tras la repetición de las muestras SD-1 y PH-6, obteniendo resultados similares (Base de Datos del IGME y del CEDEX).

Según el contenido en aguas de precipitación analizadas en Madrid desde 1953, los valores de 1-2 UT indican edad superior a 50 años, aguas con menos de 2 UT son anteriores a 1954, o en todo caso se trata de aguas antiguas con una proporción muy pequeña de aguas recientes y aguas con cantidades inferiores a 1 UT son, con seguridad,



anteriores a 1940, en su mayor parte (Custodio, 1983). Los valores en torno a 2,5-6 UT presentan alta indeterminación, al poder corresponder tanto con aguas infiltradas a comienzos de los años 50 como con aguas infiltradas recientemente, con renovación rápida o bajo período de permanencia en el acuífero (Tabla 4. 42).

Los resultados obtenidos resaltan la existencia de aguas de diferente antigüedad. El rango de variación está comprendido entre 0 y 6,8 UT (Base de Datos del IGME y del CEDEX). Los valores más altos de tritio, entre 4,65-6,80 UT, son típicos de los acuíferos localizados en zonas de cabecera, como los formados por el Mioceno inferior y el carbonático subbético colgado, generalmente caracterizados por su poco espesor y capacidad de almacenamiento, donde se localizan manantiales de bajo caudal y poca mineralización. En las aguas de estos acuíferos los valores de tritio indican tiempos de residencia bajos o aguas de renovación rápida. En este grupo se localiza el sondeo PH-25 (Fig. 4.89) con 6,01 UT. Valores próximos a 5 UT se obtuvieron también en las muestras de aguas superficiales de la zona de cabecera (PH-67).

Con valores entre 2,77 y 3,70 se caracterizan aguas subterráneas de acuíferos cuya descarga se ubica a cotas inferiores a los anteriores. Los valores de tritio y la mayor mineralización, especialmente respecto al  $Mg^{2+}$ , refleja una cierta contribución de aguas más antiguas. Dicha contribución, en el sondeo ZL-4 (ubicado en materiales triásicos), puede ser de mayor entidad, ya que presenta las aguas más mineralizadas de toda la zona.

Los acuíferos carbonáticos cársticos presentan una gran heterogeneidad en la conductividad hidráulica, consecuencia de la existencia de porosidad primaria o intergranular de la matriz rocosa y secundaria desarrollada a favor de fracturas y planos de estratificación, y en ocasiones, de una red organizada de conductos por los que el agua puede circular a gran velocidad. Como consecuencia, existirá un determinado volumen de agua infiltrada que alcanzará rápidamente la zona saturada, mientras que un volumen más importante circulará mucho más lentamente. Algunos autores (Worthington, et al., 2000; Moral, 2006) consideran que más del 95% del agua infiltrada se almacena en la matriz rocosa. Sin embargo, el 94% del flujo se produce a favor de las redes de conductos y fisuras (González-Ramón, 2007). Según Worthington (1999), el estudio de las aguas drenadas por los manantiales aporta información acerca de la red de conductos. En cambio, los muestreos en sondeos caracterizan principalmente el flujo en la matriz y las fracturas, (aguas almacenadas en el acuífero).

Esto ayudaría a entender el rango de variación de tritio en las muestras analizadas en la zona que se sitúa entre 0 y 2,29 UT y que caracteriza las aguas subterráneas de los acuíferos carbonático subbético y detrítico miopliocuaternalio asociados. En estos acuíferos las aguas presentan una antigüedad superior a los 50 años, donde los valores más altos indicarían circulación algo más rápida (como por ejemplo PH-6, PH-44, PH-52, PH-54, QC-5, PH-10, PH-35 y PH-47), que en los puntos con valores de tritio próximos a cero (PH-58, PH-70). Respecto a los manantiales Parpacén (PH-10) y Fuencaliente (PH-9), los cuales drenan el acuífero detrítico miopliocuaternalio en conexión con el acuífero carbonático subbético, presentan composiciones de tritio diferentes: el manantial PH-9 drena aguas más antiguas con circulación más lenta que el manantial PH-10 (Fig. 4.89).



#### 4.7. RESULTADOS

En el Sector Norte de la cuenca del Guadiana Menor se localizan las MAS Duda-La Sagra, Huéscar-Puebla y la Zarza, así como el Sector de Sierra Seca, perteneciente a la MAS Quesada-Castril. Los relieves principales lo constituyen de Oeste a Este el *acuífero carbonático prebético* (característico exclusivamente del Sector de Sierra Seca), y el *acuífero carbonático subbético* que aflora en las tres MAS restantes. Rodeando los acuíferos anteriores, en las faldas de las sierras principales, se localiza el *acuífero detrítico miopliocuaternario*, que se extiende hacia el centro de la cuenca, y el *acuífero detrítico cuaternario* (ubicado en los valles de los ríos y arroyos principales y en las zonas de cambio de pendiente entre el acuífero carbonático subbético y el detrítico miopliocuaternario). Por último, asociado a la Unidad Tectónica y Unidad Olitostrómica aflora el *acuífero Mioceno inferior* de importancia puntual y asociado a la Unidad Olitostrómica se encuentran los *materiales carbonáticos del Muschelkalk*, de escasa importancia por su alta mineralización y reducida extensión.

Desde el punto de vista hidrológico en la zona se localizan los ríos Raigadas y Bravatas, afluentes del río Guardal. Asociado al río Raigadas, de cauce permanente, y para la regulación de éste se construyó el embalse de San Clemente. En la actualidad y debido a las importantes pérdidas por infiltración en su vaso, este embalse constituye una importante fuente de recarga, adicional a la lluvia, del acuífero carbonático subbético en la MAS Duda-La Sagra.

Debido al desarrollo de una importante tectónica durante la orogenia alpina y etapa posterior de distensión, la zona se caracteriza por presentar una importante compartimentación de los materiales acuíferos. La recopilación y el análisis de la información geológica y geofísica, así como la recopilada en distintas bases de datos, sobre la columna litológica atravesada en 43 sondeos mecánicos de investigación, han permitido avanzar en el conocimiento de la geometría de los acuíferos del Sector Norte.

Dentro de la **MAS Duda-La Sagra** se ha establecido la diferenciación de la zona en dos subunidades acuíferas, desconectados hidráulicamente: la Subunidad Sierra de La Sagra y la Subunidad Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo. La *Subunidad Sierra de La Sagra* está constituida por un acuífero carbonático subbético aislado por los materiales impermeables de la Unidad Tectónica, cuyo drenaje se produce a través de los materiales detríticos cuaternarios, por medio de un manantial de importante caudal (SD-1). La *Subunidad Sierra de Duda-Loma del Perro y Moncayo* está constituida por numerosos relieves carbonáticos subbéticos, que se encuentran en el frente del cabalgamiento sobre los materiales del prebético del Sector de Sierra Seca, rodeados por materiales detríticos miopliocuaternarios. En esta segunda subunidad el flujo se produce de NE a SW, destacando como punto de descarga el existente a lo largo del río Guardal, aguas abajo del embalse de San Clemente, a 900 m s.n.m.

El control piezométrico en la Subunidad Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo ha indicado la presencia de dos acuíferos carbonáticos subbéticos desconectados entre sí: el inferior constituido por materiales carbonáticos del Jurásico inferior y el superior constituido por materiales carbonáticos del Jurásico superior. La diferencia de cota piezométrica entre ambos es de 140 m.



La caracterización hidroquímica de las aguas subterráneas en la MAS Duda-La Sagra y en el Sector de Sierra Seca ha permitido, entre otras cosas, definir cuatro facies hidroquímicas:

- Tipo 1 bicarbonatada cálcica y cálcico-magnésica.
- Tipo 2 bicarbonatada cálcico-magnésico-sódica.
- Tipo 3 sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica.
- Tipo 4 sulfatada cálcica-magnésica.

En las zonas de cabecera o áreas de recarga, la facies hidroquímica típica es la Tipo 1. Los procesos que tienen lugar son la disolución de rocas carbonáticas. El agua subterránea de facies Tipo 1 sufre una evolución, en las proximidades de contactos tectónicos, a aguas de facies Tipo 2. La definición de facies Tipo 2 en el límite entre las MAS Duda-La Sagra y Huéscar-Puebla, ha permitido mejorar el conocimiento de la geometría del acuífero carbonático subbético y con ello establecer la desconexión hidráulica entre las MAS Duda-La Sagra y Huéscar-Puebla.

Al margen de la evolución anterior, la principal evolución que tiene lugar en las aguas es de facies Tipo 1 a facies Tipo 3, en la zona Suroccidental de la Subunidad Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo, y a facies Tipo 4, en la parte central y Nororiental de la misma subunidad, donde el proceso dominante es la disolución de yesos.

A su vez, entre las aguas de facies Tipos 3 y Tipo 4 se producen otros procesos adicionales que las diferencian. Por un lado, en las aguas de Tipo 3, acompañando la disolución de yesos se produce disolución de ClNa, dedolomitización e intercambio iónico. Por otro lado, en las aguas de Tipo 4 los procesos que tienen lugar son la disolución de yeso y de ClNa, acompañados de precipitación de carbonatos.

El incremento de la mineralización a lo largo del flujo viene acompañado por un incremento de la temperatura. Además, en la evolución de las aguas subterráneas hacia las zonas de descarga las aguas sufren un aumento de la  $PCO_2$ , acompañado de un incremento de la CE y dureza a la vez que tienden a ser más ácidas (valores de pH menores). También se produce un incremento de la relación  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  así como de los IS. La excepción a esta evolución la protagoniza el agua subterránea drenada por la Subunidad Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo en su punto más bajo (SD-22). Las aguas en este punto se caracterizan por altos valores de pH y bajos de  $PCO_2$ , bajos valores de relación iónica  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$ , a pesar de constituir las aguas más mineralizadas de la zona, y altos valores de IS que indican saturación en calcita y dolomita. Este comportamiento anómalo tiene su origen en el efecto de mezcla de aguas procedentes de la infiltración de aguas del embalse de San Clemente con las aguas subterráneas, mezcla que produce una importante corrosión y formación de cavidades cársticas.

La **MAS Huéscar-Puebla**, se caracteriza por la presencia de tres tipos de acuíferos, que por orden de importancia son: el acuífero carbonático subbético, el acuífero detrítico miopliocuaternario y el acuífero Mioceno inferior.

Tras el tratamiento de la información geológica y geofísica, de la aportada por columnas de sondeos y de la información hidrodinámica se ha dividido la MAS en tres Sectores Acuíferos, desconectados hidráulicamente entre sí:

*-Sector de Huéscar.* Está constituido por el acuífero carbonático subbético de las Sierras del Muerto-Bermeja-Montilla a cuyas faldas se sitúa el acuífero detrítico miopliocuaternalio, en conexión hidráulica. Las descargas principales tienen lugar a través del manantial de Parpacén (PH-10), localizado sobre el acuífero detrítico anterior.

*-Sector del Llano de la Puebla.* Comprende los relieves carbonáticos de Sierra Jureña, Tornajos, Alcatín y Curica así como la planicie denominada como el Llano de la Puebla (de la cual recibe el nombre) donde se localiza el acuífero detrítico miopliocuaternalio. La descarga natural de este sector tiene lugar a través del manantial de Fuencaliente (PH-9).

*-Sector de Puebla de Don Fadrique.* Integra los materiales de la Unidad Tectónica, que afloran en las proximidades del núcleo de población de Puebla de Don Fadrique. En su interior se encuentran pequeños afloramientos de acuífero carbonático subbético y de Mioceno inferior y, a cotas bajas, se localiza el acuífero detrítico miopliocuaternalio.

En la MAS Huéscar-Puebla se tiene un importante registro piezométrico desde 1969 hasta la actualidad. En el Sector de Huéscar, existe una buena correlación entre las evoluciones piezométricas-hidrométricas y climáticas. El descenso piezométrico máximo observado (de 3 m) lo protagoniza el acuífero detrítico miopliocuaternalio.

En el Sector del Llano de la Puebla la posición del nivel piezométrico se encuentra determinada por el manantial de Fuencaliente (PH-9). El flujo dominante presenta una dirección NE-SW. Las evoluciones piezométricas reflejan un descenso importante en el nivel desde 1974 hasta la actualidad, con valores de descenso máximos de 32 m. La cota de descenso calculada ha sido de 0,33-0,70 m/año, con un incremento importante durante los años 2002-2007, llegando a alcanzar velocidades de 3,5-4,5 m/año durante el período 2002-2003. La evolución piezométrica se encuentra muy influenciada por las intensas explotaciones agrícolas, las cuales alcanzaron su máximo en 2002, con un volumen de explotación de 10,4 hm<sup>3</sup>/año. El manantial de Fuencaliente presenta una evolución hidrométrica parecida, con un importante descenso de su caudal desde 1974 hasta la actualidad.

Las evoluciones piezométricas e hidrométricas en los sectores de Huéscar y del Llano de la Puebla, junto con las características geológicas y tectónicas, constituyen la primera prueba de desconexión hidráulica entre ambos.

Finalmente, en el Sector de Puebla de don Fadrique se observa una evolución piezométrica, en el acuífero miopliocuaternalio, marcada por las variaciones climáticas, con descensos máximos de 15 m.

La realización de dos campañas de piezometría, en 2005 y 2006, ha contribuido a la caracterización piezométrica espacial, principalmente en el Sector del Llano de la Puebla. Los mapas de isopiezas han reflejado la presencia de importantes conos de



descenso asociados al borde oriental de Sierra de Alcatín y en el borde suroriental de Sierra Jureña, hacia el Cerro del Curica. Además, se ha identificado un alto piezométrico en el acuífero detrítico miopliocuaternario en el centro del Llano de la Puebla. Esta diferencia en la piezometría hacia el centro del llano refleja los efectos que los intensos bombeos están teniendo sobre los acuíferos.

Respecto a las direcciones de flujo, dentro del Sector de Huéscar se produce un flujo subterráneo de dirección NE a SW. En el Sector del Llano de la Puebla se produce un flujo generalizado desde NE a SW, a la vez que tiene lugar un flujo NW-SE desde los acuíferos carbonáticos subbéticos hacia el acuífero detrítico miopliocuaternario y un flujo E-W del acuífero detrítico miopliocuaternario de centro del Llano de la Puebla al de borde. En el Sector de Puebla de Don Fadrique se produce un flujo subterráneo de agua desde los acuíferos de relieves circundantes hacia el acuífero detrítico cuaternario localizado a cota topográfica más baja.

La caracterización hidroquímica de las aguas subterráneas evidencia diferencias en los acuíferos de cada sector. En el Sector de Huéscar se ha observado la presencia de tres tipos de facies hidroquímicas y una evolución hidroquímica diferente de las aguas según el flanco NW o SE de la Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla. En las aguas subterráneas del acuífero carbonático del flanco NW de dicha sierra se ha identificado una facies bicarbonatada cálcica, típica también de las aguas superficiales del río Bravatas. Sin embargo, en el flanco SE de la misma sierra se ha identificado una facies bicarbonatada-sulfatada que evoluciona a sulfatada-bicarbonatada y a sulfatada cálcica-(magnésica) hacia el centro de la cuenca, por interacción con los yesos de la Formación Baza. Asociado al borde SE de la Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla se detecta una anomalía termina debido a los contactos tectónicos. Las aguas subterráneas en este sector se caracterizan por contenidos bajos de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ . Los principales procesos hidroquímicos que tiene lugar en la evolución de las aguas son: disolución de rocas carbonáticas en las zonas de recarga y flanco NW de Sierra del Muerto-Bermeja-Montilla; disolución de calcita y yeso en el flanco SE de la misma sierra y procesos de dedolomitización e intercambio iónico hacia el centro de la cuenca. El incremento de la mineralización, a lo largo del flujo, viene acompañado por un aumento de la  $\text{PCO}_2$ , de la dureza, de la relación  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  y de un descenso del pH.

El tratamiento hidroquímico realizado de las aguas subterráneas del Sector del Llano de la Puebla ha permitido definir la presencia de seis tipos de facies hidroquímicas:

- Tipo 1. Facies bicarbonatada cálcico-magnésica y magnésico-cálcica.
- Tipo 2. Facies bicarbonatada-sulfatada a sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica a magnésico-cálcica.
- Tipo 3. Facies clorurada cálcico-magnésica.
- Tipo 4. Facies sulfatada-clorurada cálcico-magnésica a magnésico-cálcica.
- Tipo 5. Facies clorurada-sulfatada cálcico-magnésica a magnésico-cálcica y clorurada-bicarbonatada cálcico-sódica
- Tipo 6. Facies clorurada sódica.

El manantial de Fuencaliente presenta una CE y un contenido en  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  muy superior al contenido que presenta el manantial de Parpacén, además de una evolución hidroquímica diferente de las aguas.

Dentro de este Sector, los principales procesos que tienen lugar son: disolución de rocas carbonáticas en zonas de recarga, disolución de yesos en el acuífero carbonático y detrítico de la zona Nororiental del sector (en las proximidades de Sierra Alcatín) y disolución de yeso y de  $\text{ClNa}$  hacia el SW. En la evolución de las aguas subterráneas de NE-SW se produce mezcla con aguas subterráneas de dirección NW-SE (procedentes del acuífero carbonático subbético de Sierra Jureña). Este segundo flujo se caracteriza por facies Tipo 5 donde predomina una importante disolución de  $\text{ClNa}$ . La mezcla que se produce entre agua subterránea de facies Tipo 2 (cuyo flujo presenta dirección NE-SW) con agua de facies Tipo 5 (cuyo flujo presenta dirección NW-SE) da como resultado la facies Tipo 4. Finalmente se puede concluir que a lo largo del flujo, desde las zonas de recarga (Sierras Alcatín y Jureña) hasta las zonas de descarga (manantial de Fuencaliente, PH-9), tiene lugar un incremento de la mineralización por disolución de yeso y cloruro-sódico, acompañado de un incremento en la  $\text{PCO}_2$ , dureza, relación  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  y de los IS del yeso y de la halita, a la vez que disminuye el pH.

Por último, el tratamiento hidroquímico realizado en las aguas subterráneas del Sector de Puebla de Don Fadrique evidencia cinco tipos de facies hidroquímicas:

- Tipo 1. Facies bicarbonatada cálcico-(magnésicas).
- Tipo 2. Facies bicarbonatada-sulfatada o sulfatada bicarbonatada cálcico-(magnésica).
- Tipo 3. Facies sulfatada cálcico-(magnésica).
- Tipo 4. Facies bicarbonatada-clorurada cálcico-(sódica).
- Tipo 5. Facies clorurada sódico-magnésica.

En cuanto a los procesos hidroquímicos que tienen lugar en el Sector de Puebla de don Fadrique destaca la disolución de rocas carbonáticas en el acuífero Paleoceno-Eoceno prebético y en los pequeños afloramientos del Mioceno inferior. Sin embargo, en las proximidades de la zona de contacto del dominio Subbético con la Unidad Tectónica, se produce disolución de yeso y  $\text{ClNa}$ .

Dentro de la **MAS La Zarza**, se han definido, como acuíferos más importantes, los formados por los relieves carbonáticos subbéticos y las calcarenitas del Mioceno inferior, los cuales se encuentran conectados hidráulicamente con el acuífero miopliocuaternal que se extiende hacia el Llano de la Puebla. En esta MAS las evoluciones piezométrica e hidrométrica son similares a las evoluciones dentro del Sector del Llano de la Puebla, durante 1969 y 2001, con descensos piezométricos en La Zarza comprendidos entre 2 y 3 m. A partir de 2001 en La Zarza se produce una ligera recuperación que continuó hasta la actualidad.

En esta MAS el afloramiento de materiales de la Unidad Olitostromica queda reflejado en la presencia de una gran variabilidad de facies hidroquímicas. En total se han distinguido 6 tipos de facies hidroquímicas diferentes:

- Tipo 1. Facies bicarbonatada cálcica.
- Tipo 2. Facies bicarbonatada sódico-magnésico-cálcica.

- Tipo 3. Facies sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica.
- Tipo 4. Facies sulfatada magnésico-cálcica.
- Tipo 5. Facies sulfatada-clorurada mixta ( $Mg^{2+} > Ca^{2+} > Na^+$ ).
- Tipo 6. Facies clorurada-(sulfatada) mixta ( $Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+}$ ).

Es en esta MAS donde se observan los mayores valores de  $Cl^-$  y  $Na^+$ ,  $SO_4^{2-}$  y  $Mg^{2+}$  de todas las aguas del Sector Norte de la cabecera del Guadiana Menor.

Además de la caracterización hidroquímica de las aguas subterránea de las tres MAS, se ha realizado una importante aportación al realizar la primera caracterización isotópica de los acuíferos del Sector Norte.

El estudio de los isótopos estables ( $^{18}O$  y  $^2H$ ) ha reflejado un enriquecimiento isotópico de Oeste a Este y desde las zonas de recarga, donde se ubican los acuíferos carbonáticos, hasta las zonas de descarga, donde se ubican los acuíferos detríticos miopliocuaternario y cuaternario. La mayoría de las aguas subterráneas del acuífero carbonático prebético y Paleoceno-Eoceno del Sector de Sierra Seca se sitúan a lo largo de la WLMWL. Las aguas del acuífero carbonático subbético de zonas de recarga y detrítico miopliocuaternario de borde, en la MAS Duda-La Sagra y en el Sector de Huéscar, presentan una composición isotópica situada a lo largo de la GMWL. Sin embargo, las aguas de los acuíferos del Sector del Llano de la Puebla, Sector de Puebla de Don Fadrique y MAS La Zarza se sitúan a la derecha de la GMWL, lo que indica enriquecimiento isotópico por procesos de evaporación, posiblemente como resultado de la mezcla con aguas de retornos de regadío. También se ha observado enriquecimiento isotópico de  $^{18}O$  en las aguas termales, como en el caso de la Fuente de los Tubos (QC-5). Por último, también se ha observado enriquecimiento isotópico por efecto de la recarga de agua del embalse de San Clemente sobre las aguas del acuífero carbonático subbético y detrítico del Sector de Duda-Loma del Perro-Moncayo, aguas abajo del mencionado embalse.

El cálculo de las cotas de recarga ha reflejado la desconexión existente entre los Sectores Sierra de la Sagra y Sierra de Duda-Loma del Perro-Moncayo y entre el Sector de Huéscar y el del Llano de la Puebla.

Finalmente, se ha utilizado el contenido en tritio de las aguas subterráneas para el cálculo del tiempo de residencia. En los acuíferos ubicados en las zonas de cabecera, de poco espesor y pequeña superficie, presentan valores de tritio entre 4,65 y 6,8, lo cual indica tiempos de residencia en torno a 20-25 años. Para las aguas muestreadas a cotas bajas y zonas de centro de cuenca, se han establecido tiempos de residencia superiores a 50 años, ya que presentan contenidos entre 0 y 2,2 UT. Sin embargo, se han encontrado puntos con contenidos de tritio de 2,5 a 4,5 en los cuales no ha sido posible determinar el tiempo de residencia, al poder corresponder con aguas infiltradas antes de los años 50 o infiltradas recientemente.

## **CAPÍTULO V**

### **CARACTERIZACIÓN HIDRODINÁMICA, HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA DE LA MASAS DE AGUA SUBTERRÁNEA DEL SECTOR ESTE DE LA CUENCA (ORCE-MARÍA-CÚLLAR Y SIERRA DE LAS ESTANCIAS)**





## 5. 1. UTILIZACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

En el entorno de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias, se asientan una serie de municipios: Galera, Orce, Cúllar, Chirivel, María, Vélez Blanco y Vélez Rubio, cuyos términos se extienden por la cuenca del Guadiana Menor, cuenca Mediterránea Andaluza y cuenca del Segura. Además de las poblaciones que son cabeza de municipio, existen una serie de pedanías como: El Margen, Venta del Peral, Las Vertientes, Venta Quemada y Pulpite, entre otras. Ello genera una demanda de agua, tanto para abastecimiento público como para regadío (Fig. 5.1). La población en esta zona asciende a 20.000 habitantes, destacando el municipio de Vélez Rubio con 7.040 habitantes.

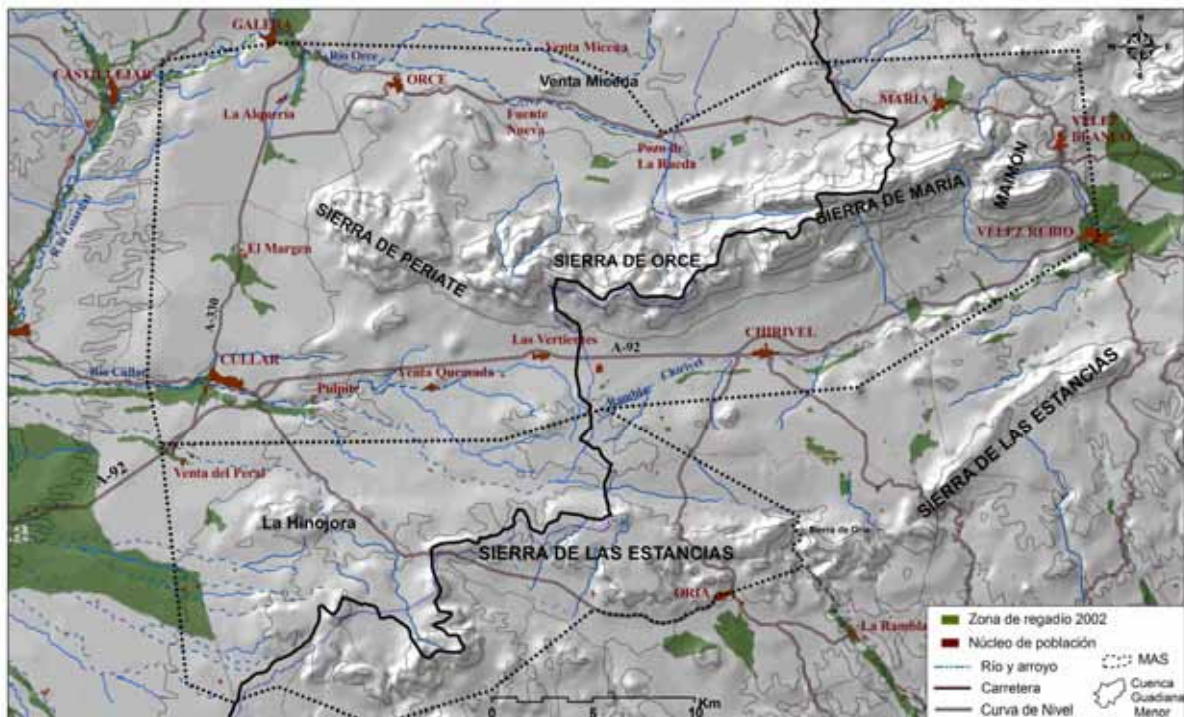


Fig. 5.1. Mapa con las zonas de regadío de los municipios englobados dentro de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias para el 2002 (Junta de Andalucía-ITGE, 2002).

Dentro de la zona de estudio se localizan los municipios de Orce, Galera y Cúllar, los cuales presentan una superficie de regadío de 2.877 ha, según datos de 2002 (Junta de Andalucía, 2002), con un importante incremento de la superficie de regadío durante los años 2004-2007, en los alrededores de la pedanía Pozo de La Rueda (en Orce) y al SE de Venta del Peral (en Cúllar). El origen del agua de abastecimiento es subterránea y del agua para regadío es tanto subterránea como superficial, constituyendo la primera el 39% de la demanda en Orce, el 9% en Galera y el 29% en Cúllar. De la superficie total de regadío, más de 2.500 ha se riegan con aguas procedentes del acuífero carbonáticos subbético y detrítico miopliocuaternario de la Sierra de Orce y el resto se riegan con aguas procedentes del acuífero carbonático alpujárride de Sierra de las Estancias (Junta de Andalucía- ITGE, 2002).

## 5.2 RED PIEZOMÉTRICA Y DE MUESTREO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS (PERIODO 2005-2007)

La selección de los puntos para el período de referencia, se basó en varios criterios: ubicación geológica-hidrogeológica, grado aceptable de conocimiento de la columna y de la profundidad de la obra e importancia del caudal de descarga (en el caso de manantiales). A pesar de estos criterios de partida, en ocasiones se consideró la necesidad de muestrear sondeos con escasa información.

En total se han considerado 60 muestras recogidas en 50 puntos de agua: 7 manantiales y 43 sondeos, repartidos por las MAS Orce-María-Cúllar y borde septentrional de la MAS de la Sierra de las Estancias (Base de Datos del IGME y Fig. 5.2). Se ha visto conveniente incluir parte de la MAS Sierra de las Estancias dentro de la caracterización hidrogeológica de las aguas subterráneas de la Cabecera del Guadiana Menor, por presentar dos subunidades (*Subunidad Bocas de Oria* y *Subunidad del Barranco de las Minas*), de las cuatro en las que ha sido dividida la MAS, descarga subterránea a la cuenca del Guadiana Menor. Al igual que en MAS anteriores, para la identificación de los puntos de agua se ha creado una codificación que consta de las siglas “OMC” para Orce-María-Cúllar y “SE” para la Sierra de las Estancias.

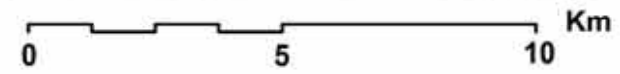
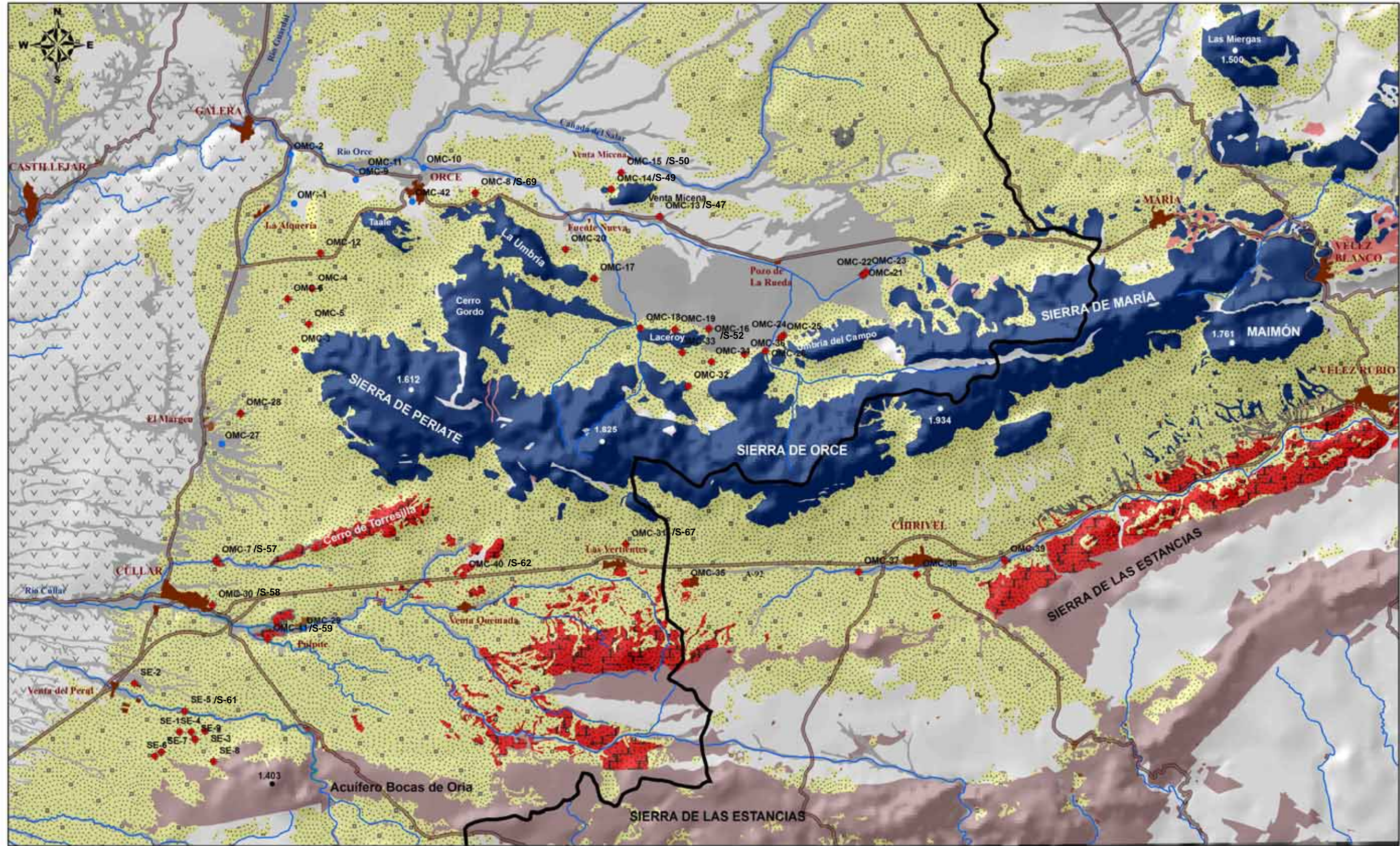
## 5.3 FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO

Para la descripción del funcionamiento hidrogeológico de los diferentes acuíferos definidos en la zona, ha sido necesario la separación de éstos en función de la MAS en la que se encuentran.

La **MAS Orce-María-Cúllar**, como ya se comentó en el Capítulo I, se encuentra subdividida en dos Subunidades Acuíferas. Por un lado, la Subunidad de Orce-María, que hace referencia al acuífero constituido por los afloramientos carbonáticos subbéticos. Por otro lado, la Subunidad Cúllar-Baza, que hace referencia al acuífero miopliocuaternario constituido por los materiales detríticos del mioceno superior, plioceno y pleistoceno (Formación Guadix), así como por los derrubios de ladera y glaciares que cubren a los anteriores. Este acuífero se encuentra rodeando al acuífero carbonático subbético y en conexión hidráulica.

En el acuífero carbonático subbético (o Subunidad Orce-María) tiene lugar una recarga de agua procedente exclusivamente de la infiltración del agua de lluvia. Dentro de este acuífero se establece una circulación en dos direcciones, debido a la existencia de un umbral hidrogeológico por el levantamiento del sustrato en la transversal María-Chirivel. Este umbral origina la subdivisión de este acuífero en tres sectores: Sector de Orce, Sector de María y Sector de Maimón. El Sector de Orce presenta una circulación de dirección E-W, con cotas piezométricas comprendidas entre 935-945 m s.n.m., con descargas por bombeos y descargas ocultas hacia el acuífero detrítico miopliocuaternario de la Subunidad Cúllar-Baza. El Sector de María, con cotas piezométricas superiores al acuífero anterior, entre 980-1100 m s.n.m., presenta una circulación de dirección W-E, donde la descarga tiene lugar a través de un grupo de surgencias ubicadas en el núcleo urbano de Vélez-Blanco. El Sector de Maimón, con niveles piezométricos comprendidos entre 980 y 1.060 m s.n.m., presenta una descarga visible a través de varios manantiales (CHG-IGME, 2001d).





	Materiales impermeables	Baja Permeabilidad
	Acuífero detrítico cuaternario	Alta Permeabilidad
	Acuífero miopliocuaternal	Alta Permeabilidad
	Unidad Oligostromica	Baja Permeabilidad
	Acuífero carbonático subbético	Alta Permeabilidad
	Acuífero maláguide	Alta Permeabilidad
	A. carbonático alpujárride (U. B.)	Alta Permeabilidad

Fig. 5.2. Mapa hidrogeológico con la ubicación de los puntos de agua en la MAS Orce-María-Cúllar y borde septentrional de la MAS Sierra de las Estancias.



El acuífero detrítico miopliocuaternario (o Subunidad de Cúllar-Baza) presenta una recarga procedente de la infiltración del agua de lluvia, a la cual se suman las descargas ocultas procedentes del acuífero carbonático subbético. Las descargas del acuífero detrítico tienen lugar a través de manantiales, a lo largo de cauces de ríos y/o arroyos y por bombeo. El flujo, por su parte, se produce de forma excéntrica a la Sierra de Orce, donde la existencia de un umbral piezométrico al Sur de la Alquería (Fig. 5.3), coincide con la divisoria de aguas superficiales entre los ríos Orce y Cúllar. En la cuenca del río Orce la circulación subterránea presenta una dirección S-N y SE-NW. En la cuenca de Cúllar el flujo presenta dirección E-W, existiendo otro umbral piezométrico entre la pedanía de El Margen y el núcleo de Cúllar (Fig. 5.3). Por otro lado, entre las pedanías de Pulpite y Venta Quemada se identifica un salto importante en la piezometría, salto que se asocia a un levantamiento del sustrato impermeable, permitiendo diferenciar el acuífero de Chirivel con flujos de dirección NW-SE y W-E (Fig. 5.3) (CHG-IGME, 2001d).

En cuanto al balance hídrico, se ha partido de los datos del último balance realizado por el IGME, en colaboración con la CHG, que se presenta en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Balance hídrico de la MAS Orce-María-Cúllar (CHG-IGME, 2001d).

		MAS Orce-María-Cúllar		hm <sup>3</sup> /a
<b>Entradas</b>	Infiltración de lluvia	Acuífero de Orce		14,0
		Acuífero de María		3-4
		Acuífero Maimón		4-6
		Acuífero Cúllar		7-9
<b>Total</b>			<b>28-33</b>	
<b>Salidas</b>	A manantiales y ríos	Acuífero de María		3-4
		Acuífero de Maimón		4-6
		Acuífero de Cúllar-Baza y Acuífero de Orce		18-20
		<b>Total</b>		<b>28-33</b>

La **MAS Sierra de las Estancias**, como ya se comentó en el Capítulo I, se caracteriza por el afloramiento de materiales pertenecientes a las Zonas Internas de la Cordillera Bética, en concreto perteneciente al complejo Alpujárride y, dentro de éste, a la Unidad de Blanquizaes-Oria (Sanz de Galdeano, 1997) cuyos afloramientos carbonáticos dan lugar al acuífero principal denominado como acuífero carbonático alpujárride. Entre esta MAS y la anterior se localiza la zona de contacto entre las Zonas Internas y Externas de la Cordillera Bética, donde afloran materiales atribuidos al Complejo Maláguide y a la Zona Intermedia (Fig. 1.12). Dentro de esta MAS se han diferenciado 4 subunidades acuíferas, de las cuales la subunidad Bocas de Oria y la subunidad Sierra de Lúcar-Cerrón de Baza presentan descarga hacia la cuenca del Guadiana Menor (CHG-IGME, 2001e; DGOH-IGME, 1993e).

La alimentación en esta MAS se produce por infiltración directa de las precipitaciones sobre los materiales permeables y la descarga tiene lugar a través de descargas subterráneas ocultas hacia el acuífero detrítico miopliocuaternario y por

bombes localizados tanto en el acuífero carbonático alpujárride como en el detrítico miopliocuaternalio.

En cuanto al balance hídrico, se ha partido de los datos del último balance realizado por el IGME, en colaboración con la CHG (CHG-IGME, 2001e), que se presenta en la Tabla 5.2. En esta tabla tan solo se ha considerado el balance hídrico de las dos subunidades mencionadas con descargas a la cuenca del Guadiana Menor.

Tabla 5.2. Balance hídrico de las dos subunidades de la MAS Sierra de las Estancias con descargas a la cuenca del Guadiana Menor (CHG-IGME, 2001e).

MAS Sierra de las Estancias			hm <sup>3</sup> /a
Entradas	Infiltración de lluvia	Subunidad Bocas de Oria	3,0
		Subunidad Sierra de Lúcar-Cerrón de Baza	3,6
<b>Total</b>			<b>6,6</b>
Salidas	Descargas ocultas hacia el acuífero miopliocuaternalio	Subunidad Bocas de Oria	1,2
		Subunidad Sierra de Lúcar-Cerrón de Baza	1,9
<b>Total</b>			<b>3,1</b>

Aparte de estos acuíferos: el carbonático subbético, el carbonático alpujárride y el detrítico miopliocuaternalio, que son los más importantes de las dos MAS estudiadas, se ha de mencionar el acuífero maláguide, de importancia local. Este acuífero aflora a lo largo del límite entre ambas MAS (Fig. 5.2)

#### 5.4 EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA E HIDROMÉTRICA

Las únicas surgencias relacionadas con el acuífero carbonático subbético de la MAS Orce-María-Cúllar se localizan en el borde oriental de la zona, dentro de la cuenca Mediterránea Andaluza. Se trata de siete manantiales, localizados entre 1050 y 1100 m s.n.m., que drenan un caudal aproximado de 170 l/s (IARA-IGME, 1990). En el borde occidental y septentrional de la misma MAS, la posición del nivel piezométrico fue conocida gracias a la construcción de varios sondeos de investigación, entre los años 1967 y 1969, por parte de la FAO y del IGME en el Proyecto del Guadalquivir (FAO-IGME, 1975). El hecho de que el nivel en la zona Noroccidental esté 100-150 m por debajo de la cota de surgencia de los manantiales en el borde oriental-Nororiental, implica la existencia de una divisoria hidrogeológica, que se supone coincidente con el umbral del sustrato impermeable, entre los municipios de María y Chirivel (Fig. 5.3).



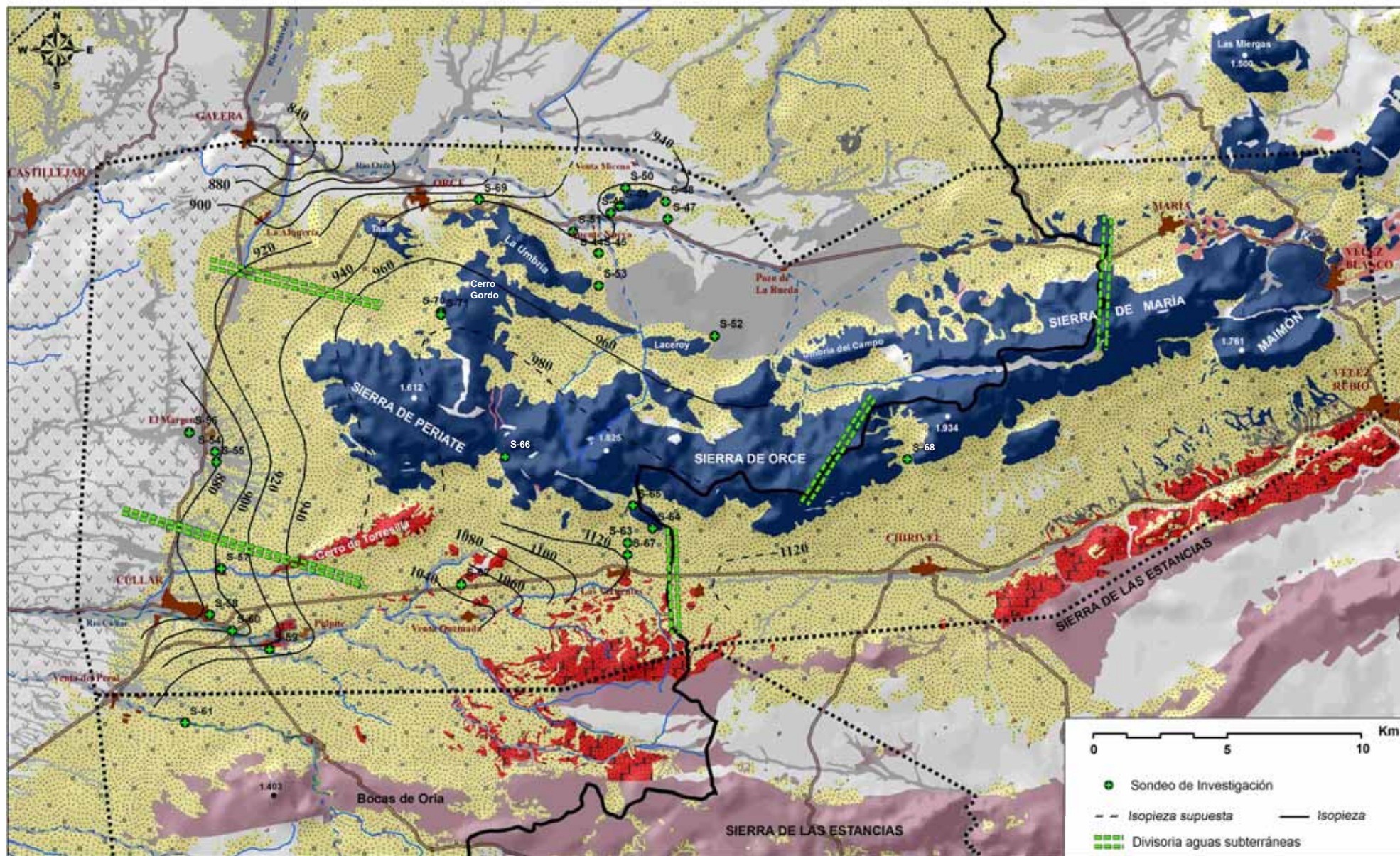


Fig. 5.3. Mapa de isopiezas de la MAS Orce-María-Cúllar según medidas realizadas por el IGME en 1989 (IARA-IGME, 1990).

Dentro de la MAS Orce-María-Cúllar y de la cuenca del Guadiana Menor, las únicas surgencias que se observan están relacionadas con el acuífero detrítico miopliocuaternario. Destacan los manantiales: OMC-1, OMC-2, OMC-9, OMC-10, OMC-11 y OMC-29; con caudales comprendidos entre 4 y 10 l/s, salvo el manantial OMC-11 (Fuencaliente de Orce) con un caudal de drenaje comprendido entre 40 y 140 l/s (Fig. 5.2 y Base de Datos del IGME), que constituye la descarga principal de esta MAS. Además, este manantial presenta la peculiaridad de su temperatura anómala, comprendida entre 20-24°C, drenando, por tanto, aguas de carácter termal. Las cotas de descarga de estos puntos están comprendidas entre los 850 m s.n.m. (manantial OMC-2) y 940 m s.n.m. (manantial OMC-29).

Según datos de trabajos previos (CHG-IGME, 2001d), en la Sierra de María el flujo es de dirección W-E, con un gradiente hidráulico próximo a 2,5%. En cambio, en la Sierra de Orce la circulación es de dirección E-W, con un gradiente que varía entre un 0,2 %, en la zona donde se ubicaron los sondeos de investigación y un 2,1% más al Sur. Estos diferentes valores de gradiente, pueden ser una respuesta a cambios en las características hidrogeológicas de los materiales o a la existencia de discontinuidades que ocasionan variaciones en el nivel piezométrico, indicando por tanto cierta compartimentación del acuífero (IARA-IGME, 1990).

#### 5.4.1. Evolución Piezométrica

Para estudiar la evolución del nivel piezométrico, se dispone del registro de 13 sondeos de investigación. La representación de las evoluciones se ha realizado agrupando los sondeos según su posición geográfica. Por un lado, se han representado los sondeos construidos por la FAO-IGME, en el borde septentrional de la MAS Orce-María-Cúllar (Fig. 5.4), que son los sondeos de los que se posee un registro más amplio, comprendido entre 1969 y 2007. Por otro lado, se han representado las evoluciones piezométricas de los sondeos construidos por CHG, en el borde Suroccidental de la misma MAS, entre los años 1998 y 2000, así como el construido en el borde Nororiental de la MAS Sierra de las Estancias (Fig. 5.5). Finalmente, se ha representado el sondeo construido por CHG, en el año 2000, ubicado en el acuífero carbonático subbético, pero dentro de la Cuenca Mediterránea Andaluza, al Norte del municipio de Chirivel (Fig. 5.6).

Los sondeos en el borde septentrional de la MAS Orce-María-Cúllar caracterizan la evolución piezométrica del acuífero carbonático subbético. Las evoluciones que se observan en la Fig. 5.4 reflejan un importante descenso del nivel piezométrico.

Las evoluciones en los ocho sondeos son idénticas (Fig. 5.4), con un descenso de la cota piezométrica entre los sondeos S-52 y S-69, o lo que es lo mismo, desde la zona SE a la zona NW. En detalle se observa un ascenso del nivel, desde 1969 hasta 1974, de 8,6 m, en el sondeo S-46, y de 6 m, en el sondeo S-69. A partir de 1975, el nivel piezométrico presenta una tendencia descendente, que continúa hasta la actualidad, donde los sondeos han sufrido un descenso de hasta 19 m (S-53, Fig. 5.4). Durante el período 1975-2007 se han detectado dos ligeros ascensos en el nivel, en 1989 y 1998, incapaces de cambiar la tendencia descendente del nivel piezométrico en el último período.



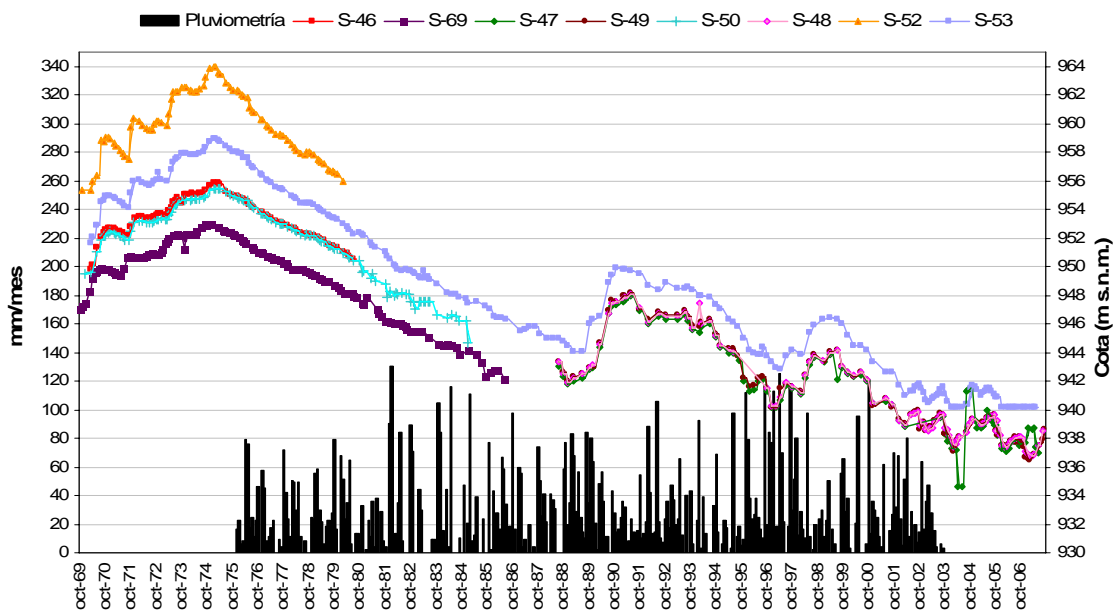


Fig. 5.4. Evolución temporal de la piezometría en los sondeos ubicados en el borde septentrional de la MAS Orce-María-Cúllar, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5065 (AEMET).

En los alrededores del núcleo de Cúllar se localizan sondeos que perforan el acuífero detrítico miopliocuaternario (como el sondeo S-58, Fig. 5.3) y el acuífero maláguide (como los sondeos S-57 y S-59, Fig. 5.3 y Fig. 5.5). Ambos acuíferos se encuentran en conexión hidráulica entre ellos y con el acuífero carbonático subbético de la vertiente Sur de la Sierra de Orce. En los alrededores de Venta del Peral, dentro de la MAS Sierra de las Estancias, se localiza un cuarto sondeo (S-61), que corta al acuífero detrítico miopliocuaternario que se encuentra en conexión hidráulica con el acuífero carbonático alpujárride de Sierra de las Estancias (Fig. 5.3 y Fig. 5.5).

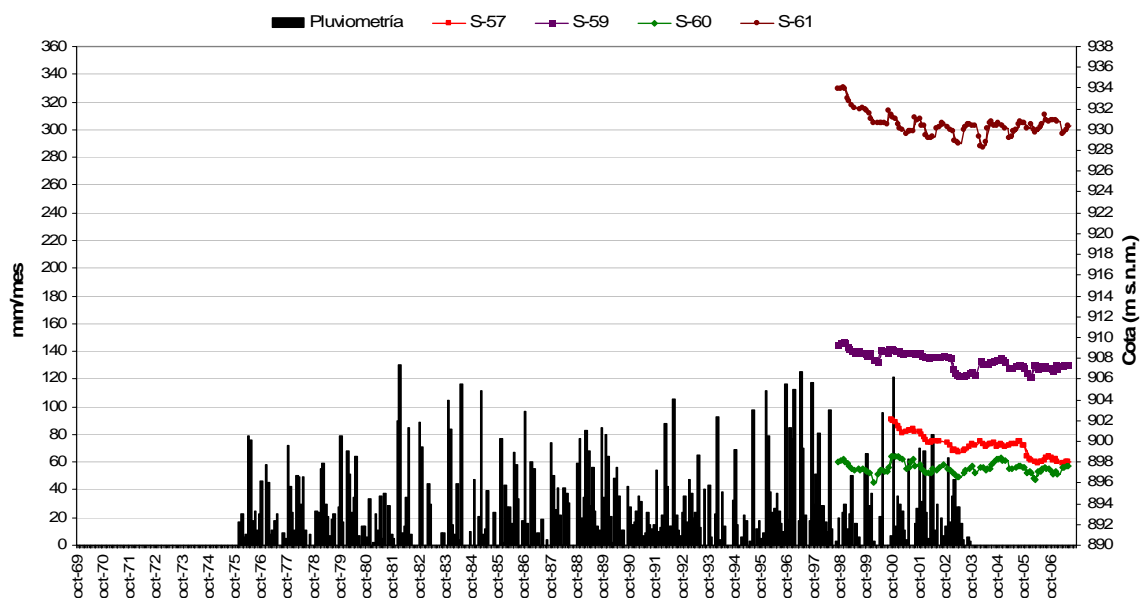


Fig. 5.5. Evolución temporal de la piezometría en los sondeos ubicados en el borde Suroccidental de la Sierra de Orce y noroccidental de la Sierra de las Estancias, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5065 (AEMET).

El período de medida del que se dispone abarca tan sólo los últimos 10 años, desde 1998 hasta 2007. La tendencia en todos los piezómetros es descendente, con variaciones entre 1 m (S-60) y 6 m (S-61). En la evolución del sondeo S-61 se observa una ciclicidad anual, que no es tan marcada en el resto de sondeos (Fig. 5.3 y Fig. 5.5).

Finalmente, en la Fig. 5.6 se presenta el registro piezométrico de los sondeos S-68 y S-71. Ambos presentan cotas muy superiores al resto de sondeos ya estudiados. Destaca el sondeo S-68, ubicado en la vertiente meridional de la Sierra de Orce (al Norte del núcleo de población de Chirivel, Fig.5.3), como el de mayor cota piezométrica, con fuertes fluctuaciones en los primeros años de medida. Desde 2001 hasta Octubre de 2003, para este sondeo, se observa un descenso en el nivel de 1,6 m. A partir del 2003 las fluctuaciones son menos acusadas y la tendencia es ascendente.

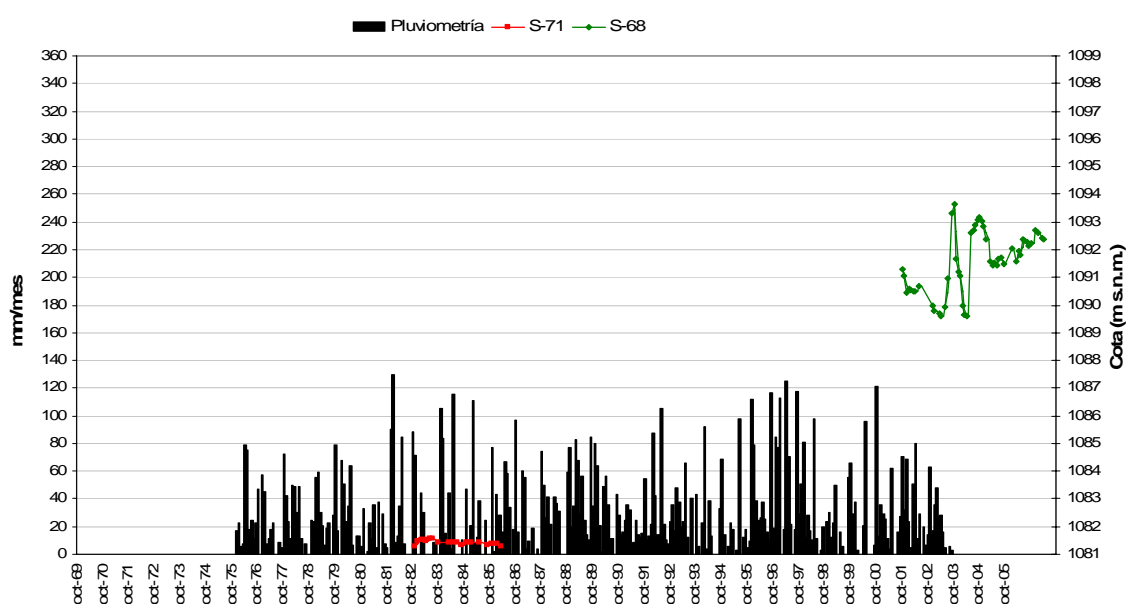


Fig. 5.6. Evolución temporal de la piezometría del sondeo S-68 ubicado en la vertiente meridional de la Sierra de Orce, dentro de la cuenca Mediterránea Andaluza, y del sondeo S-71 ubicado al W de la Sierra de Orce, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5065 (AEMET).

El sondeo S-70, localizado en las proximidades del sondeo S-71, ambos situados en el Cerro Gordo (Fig. 5.3), atraviesa materiales margosos del Cretácico hasta el metro 296, a partir del cual atraviesa materiales del acuífero carbonático subbético. El nivel piezométrico en este sondeo se localiza a 946 m s.n.m. (medida realizada en 1995), cota piezométrica concordante con los piezómetros del borde septentrional de la misma MAS para el mismo año. Sin embargo, el sondeo S-71 se encuentra explotando un pequeño nivel colgado de arenas pertenecientes al acuífero detrítico miopliocuaternario, cuya cota piezométrica se sitúa a 1081 m s.n.m., muy superior a la cota del acuífero carbonático subbético.

### 5.4.2. Evolución Hidrométrica

A pesar de la proximidad de los cuatro manantiales en los que se dispone de medidas seriadas de caudal (OMC-9 La Balsica, OMC-10 Fuente Almada, OMC-11 Fuencaliente de Orce y OMC-42 La Almozara, Fig. 5.2), todos ellos presentan evoluciones hidrométricas muy diferentes (Fig. 5.7). Los manantiales que presentan mayor descarga son el OMC-42 y el OMC-11, con descargas inicialmente parecidas hasta 1980. A partir de ese año la descarga del manantial OMC-42 se vio drásticamente mermada sufriendo un descenso de su caudal muy importante, encontrándose en la actualidad casi seco. Este descenso tan acusado coincide con la tendencia descendente del nivel piezométrico en los sondeos del borde septentrional de la Sierra de Orce, descenso que ha ocasionado que el nivel piezométrico, en la actualidad, se sitúe a una cota inferior a la cota de surgencia del mencionado manantial.

Por el contrario, la evolución del caudal del manantial Fuencaliente (OMC-11) no se corresponde con la evolución de los niveles piezométricos de los sondeos ubicados en el borde septentrional de la Sierra de Orce. Mientras que los descensos en el nivel de dichos sondeos y del caudal del manantial OMC-42, son muy acusados al final de los años setenta y principios de los ochenta, el manantial de Fuencaliente sufre un importante incremento de su caudal, incremento que se mantuvo hasta principios de los años noventa. A partir de 1991 el caudal del manantial empieza con una tendencia decreciente, que ha continuado hasta el 2001, fecha donde se termina el registro, alcanzando dos mínimos de descarga en 1994 y 2000.

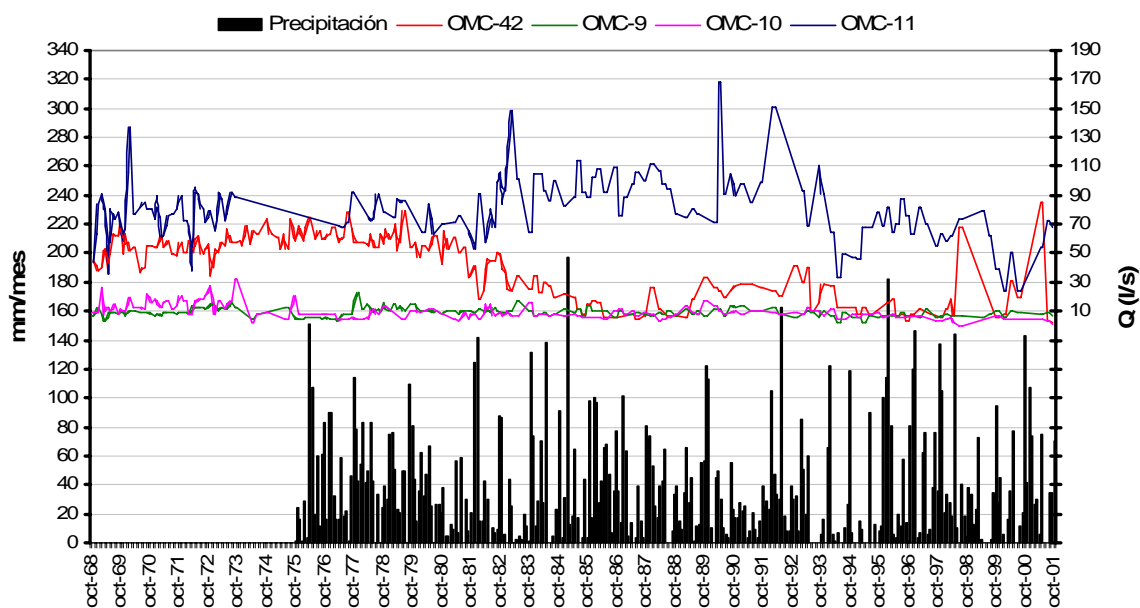


Fig. 5.7. Evoluciones hidrométricas de los manantiales OMC-9, OMC-10, OMC-11 y OMC-42, de la MAS Orce-María-Cúllar, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5035 (AEMET).

En la Fig. 5.8 se han representado los manantiales OMC-9 y OMC-10, ampliando la escala. La detección de tendencias en ambos manantiales es complicada, debido a las importantes variaciones interanuales que se producen en el caudal de descarga. A pesar de ello, en el manantial OMC-9 se puede apreciar una evolución hidrométrica parecida a



la del manantial de Fuencaliente. Mientras que, en el manantial OMC-10, se puede apreciar una evolución hidrométrica parecida a la evolución piezométrica del borde septentrional de la Sierra de Orce y a la evolución hidrométrica del manantial OMC-42, con una tendencia descendente desde 1973 hasta 2001.

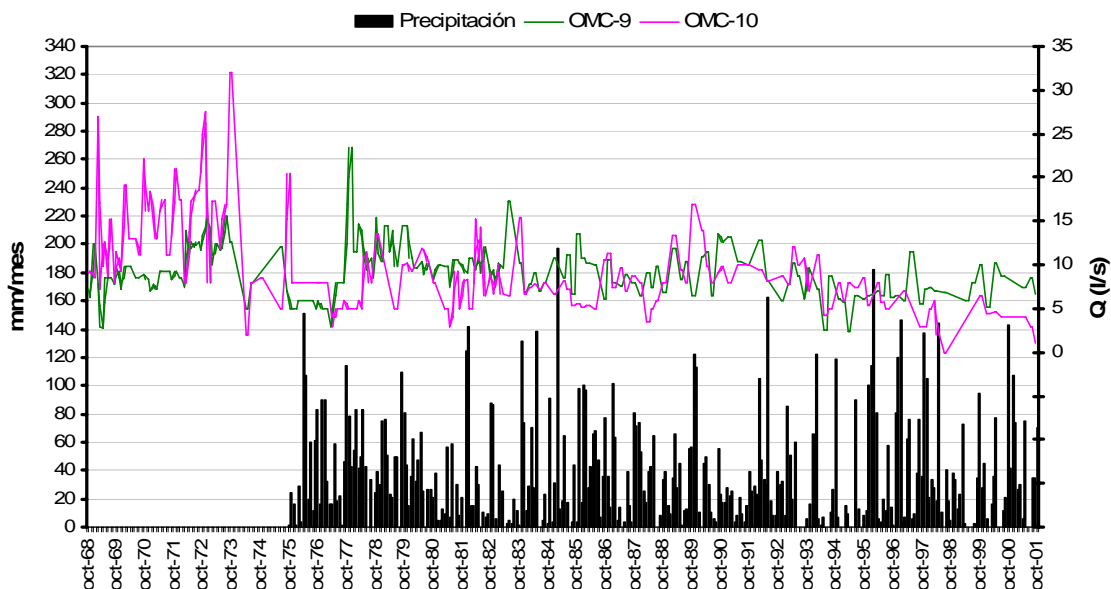


Fig. 5.8. Evoluciones hidrométricas de los manantiales OMC-9 y OMC-10, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5035 (AEMET).

## 5.5 CARACTERIZACIÓN FÍSICO-QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Para el análisis de la información hidroquímica se han utilizado las muestras recogidas en 29 puntos de agua, repartidos por los bordes septentrional, occidental y meridional de la MAS Orce-María-Cúllar. Además se han considerados 10 puntos de agua ubicados en la zona noroccidental de la MAS de la Sierra de las Estancias, concretamente en la Subunidad Bocas de Oria, por presentar descarga oculta hacia el acuífero detrítico miopliocuaternalio de la cuenca de Baza y por localizarse puntos de agua de carácter termal.

### 5.5.1. Variabilidad Espacial de la Composición Química del Agua Subterránea

Para la observación de la variabilidad espacial de la composición química tanto en la MAS Orce-María-Cúllar como en el borde Noroccidental de la MAS Sierra de las Estancias, en la Fig. 5.9 se presenta el mapa de distribución de los diagramas de Stiff de los puntos analizados durante el período de 2005-2007.

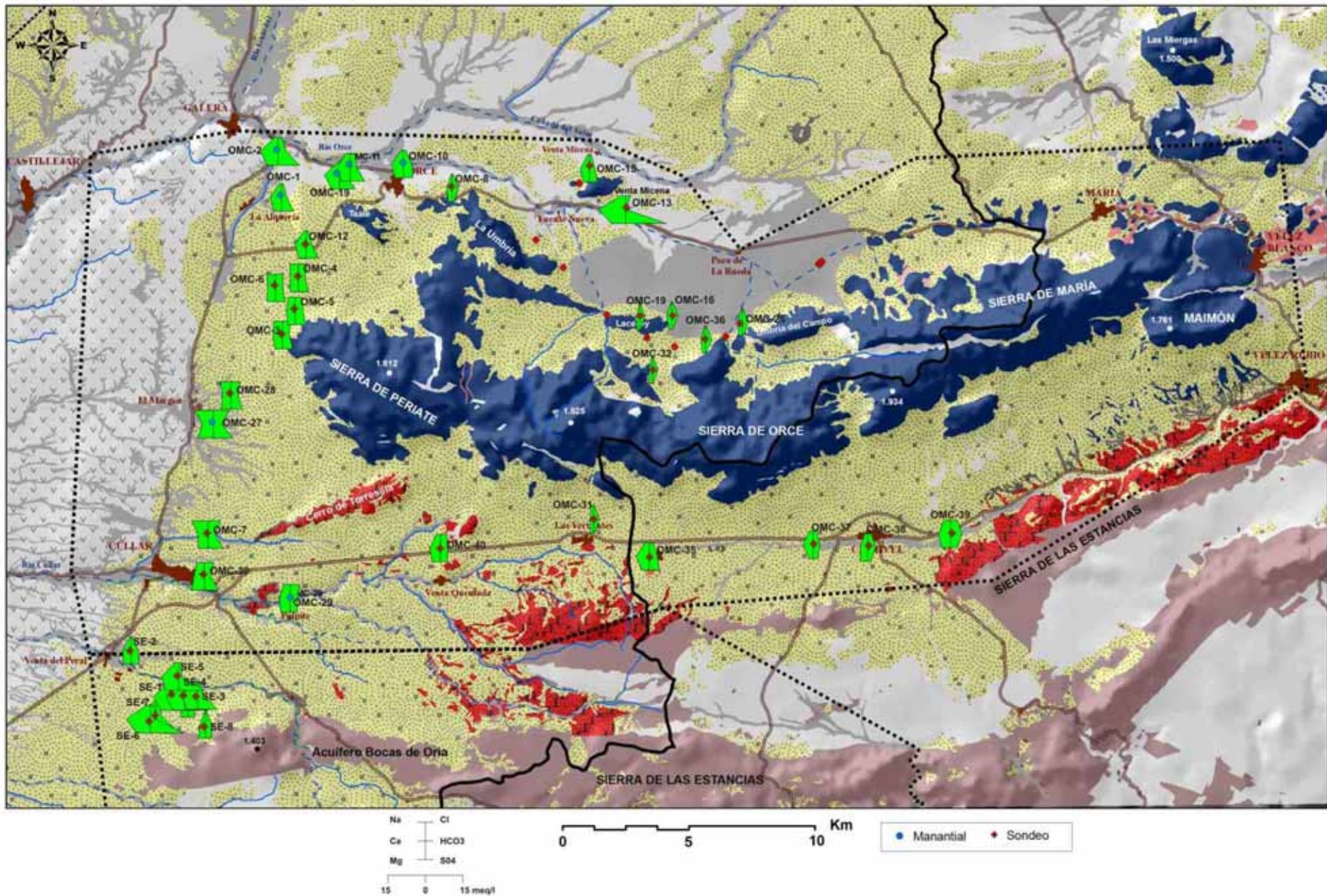


Fig. 5.9. Mapa de distribución de los diagramas de Stiff para las muestras analizadas en las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias.



-MAS ORCE-MARÍA-CÚLLAR

Se dispone de un total de 46 muestras de aguas subterráneas en 29 puntos distintos (Base de Datos del IGME y Fig. 5.2) repartidos por los bordes septentrional, occidental y meridional de la MAS Orce-María-Cúllar.

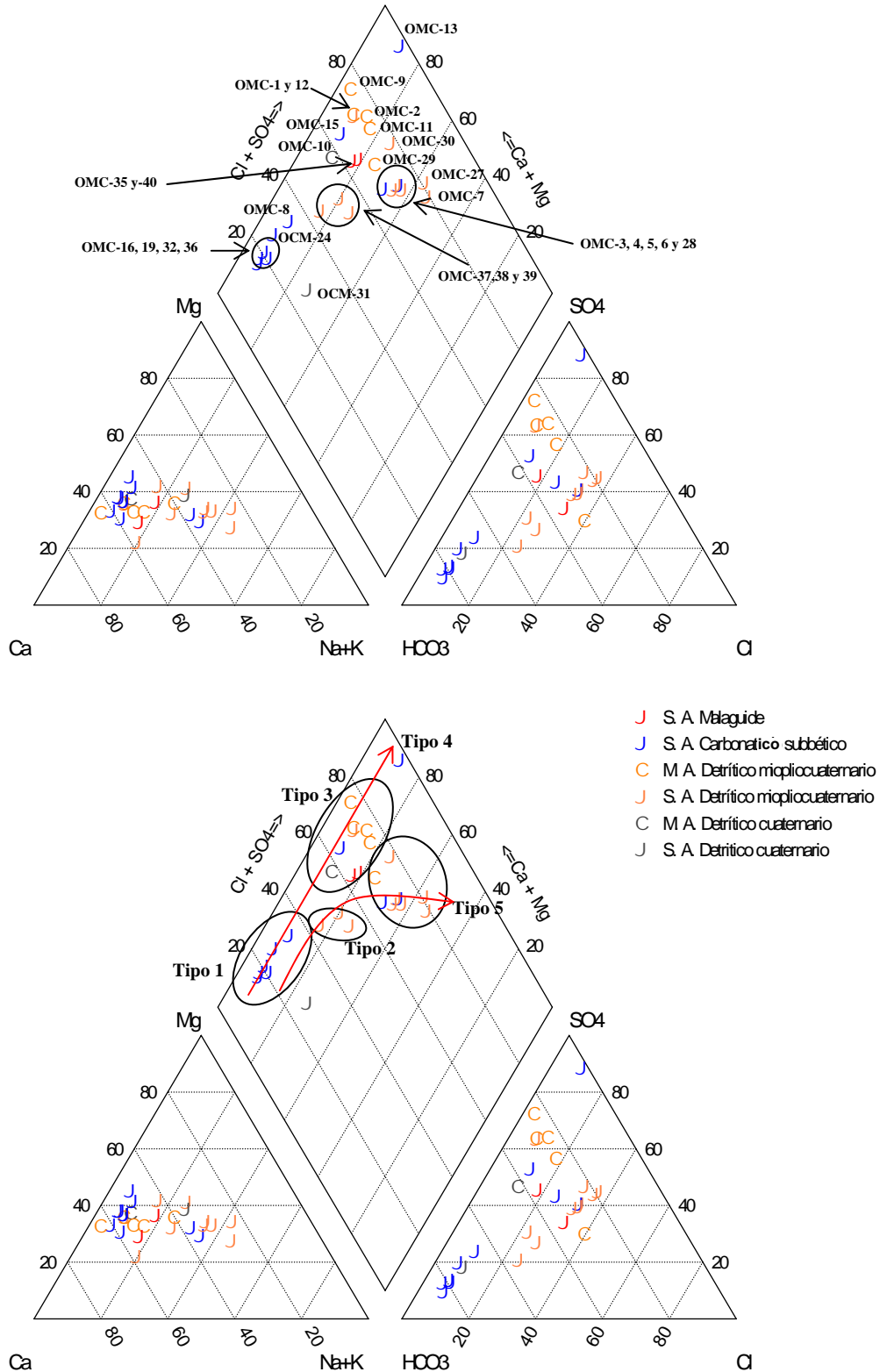


Fig. 5.10. Diagrama de Piper de las aguas analizadas en la MAS Orce-María-Cúllar. El código de símbolos utilizado hace referencia a la naturaleza del punto y el código de color hace referencia al acuífero.

El diagrama de Piper, permite observar que, desde el acuífero carbonático subbético al detrítico miopliocuaternario, se produce una evolución en las aguas subterráneas desde facies bicarbonatadas cálcico-magnésicas a sulfatadas-bicarbonatadas cálcico-magnésicas, en la zona septentrional, y a sulfatadas-cloruradas mixtas (Ca>Na>Mg) en la zona occidental de la MAS Orce-María-Cúllar. Por su parte, dentro del acuífero maláguide se ha observado una evolución de facies bicarbonatadas mixtas (Ca>Mg>Na) a sulfatadas-cloruradas mixtas (Ca>Mg>Na) (Fig. 5.9 y Fig. 5.10).

El diagrama de Piper (Fig. 5.10) permite diferenciar cinco tipos de aguas subterráneas, que se describen a continuación:

**Tipo 1.** Se trata de facies bicarbonatadas cálcico-magnésica característica de las aguas subterráneas muestreadas en el acuífero carbonático subbético del borde septentrional de la MAS, donde se localiza el sondeo OMC-8 utilizado para el abastecimiento al municipio de Orce. Los estadísticos básicos de este tipo de facies se presentan en la Tabla 5.3. El contenido en  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{HCO}_3^{2-}$  tiene su origen en la disolución de rocas carbonáticas, la temperatura media es aproximadamente de 18°C y la conductividad eléctrica de 485  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . El resto de iones presentan una concentración mucho más baja que los iones anteriores, debido a que no proceden de la disolución de minerales presentes en el acuífero sino que proceden de la concentración por evaporación del agua de lluvia. La muestra recogida en el sondeo OMC-31 presenta una concentración en  $\text{Na}^+$  anormalmente alta, la cual, junto con un incremento en el ión  $\text{NO}_3^-$ , indica un origen antrópico, ya que el ión  $\text{Cl}^-$  se incrementa en mucha menor proporción.

Tabla 5.3. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en la MAS Orce-María-Cúllar de facies Tipo 1. Para su elaboración se han utilizado los resultados de 6 puntos de agua (Fig. 5.10). Las concentraciones de los iones están expresadas en mg/l.

	Tª °C	CE( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	pH	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SiO}_2$
Max	19,00	541,00	8,35	57,00	24,00	31,00	0,00	14,00	41,00	214,00	46,00	22,10
Min	16,50	435,00	7,25	35,50	18,00	6,00	0,00	8,00	19,50	162,50	1,50	4,25
Media	18,13	487,58	7,63	45,33	21,08	11,08	0,00	11,17	27,92	190,08	16,42	10,10
CV	5%	7%	5%	21%	10%	88%	0%	18%	32%	10%	93%	62%

**Tipo 2.** La segunda facies hidroquímica diferenciada ha sido la bicarbonatada-clorurada-sulfatada (mixta) cálcico-magnésica. Esta facies es característica de las muestras de los sondeos OMC-37, OMC-38 y OMC-39, ubicados en la zona meridional de la MAS, en las cercanías del municipio de Chirivel, dentro de la cuenca Mediterránea Andaluza (Fig. 5.2 y Base de Datos del IGME). En estos sondeos se produce un enriquecimiento en iones  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ , respecto a las muestras de Tipo 1 (Fig. 5.9 y Fig. 5.10). Ello indica procesos de disolución de minerales como halita y yeso, principalmente, aunque también dolomita. La temperatura media es de 13,8°C y la CE es próxima a los 1000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

**Tipo 3.** Todas las muestras que se incluyen en este grupo presentan una facies sulfatada-(bicarbonatada) cálcico-magnésica (Tabla 5.4). Esta facies se sitúa en la línea de evolución hidroquímica de la facies Tipo 1 (Fig. 5.10).

Tabla 5.4. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en la MAS Orce-María-Cúllar de facies Tipo 3. Para su elaboración se han utilizado los resultados de 10 puntos de agua (Fig. 5.10). Las concentraciones de los iones están expresadas en mg/l.

	Tª °C	CE(μS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
Max	23,40	1562,17	8,23	190,67	70,83	53,00	5,00	128,00	557,00	285,67	54,00	19,50
Min	16,17	561,00	7,26	59,00	24,00	10,00	0,00	15,00	56,00	179,00	9,00	8,60
Media	19,22	1064,72	7,82	129,24	50,00	31,84	2,33	55,00	296,77	219,43	22,25	12,35
CV	14%	26%	3%	28%	24%	57%	65%	66%	47%	19%	83%	28%

En la evolución de aguas de facies Tipo 1 a Tipo 3 se produce un incremento de los iones Ca<sup>2+</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. Ello confirma que la reacción principal que tiene lugar en la evolución de las aguas subterráneas (Tabla 5.3 y Tabla 5.4) es la disolución de yeso. Además, se observa un aumento importante de iones, Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup>, procedentes de la disolución de halita y en menor medida un incremento de los iones Mg<sup>2+</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>.

Este tipo de facies es característica del acuífero detrítico miopliocuaternal ubicado en el borde Noroccidental de la Sierra de Orce, el cual se encuentra drenado por los manantiales OMC-1, OMC-2, OMC-9, OMC-10, OMC-11 y OMC-12 y explotado por el sondeo de abastecimiento a Galera (OMC-12). También se ha observado esta facies en el sondeo OMC-15 que explota el acuífero carbonático subbético (Fig. 5.2). Las aguas subterráneas en estos puntos presentan un rango de temperatura comprendido entre 14,3 y 23,7 °C, destacando como agua termal el agua drenada, tanto en los manantiales (OMC-1, OMC-9 y OMC-11) como el agua explotada por el sondeo en el borde NW de la MAS (OMC-15, Fig. 5.2).

**Tipo 4.** Se trata de facies sulfatada cálcico-magnésica. Esta facies ha sido muestreada en el sondeo OMC-13. Este sondeo es uno de los piezómetros de control del acuífero carbonático subbético, en el cual, no se ha producido bombeo en su interior. La muestra recogida en este punto no puede ser utilizada como representativa de este acuífero y por tanto no puede ser considerada en el estudio hidroquímico.

**Tipo 5.** Esta facies es de tipo mixto (sulfatadas-cloruradas-bicarbonatadas cálcico-magnésico-sódicas) y es característica de las aguas subterráneas muestreadas en los sondeos que explotan el acuífero detrítico miopliocuaternal del borde occidental de la MAS Orce-María-Cúllar. Corresponde a un acuífero libre con niveles confinados en las proximidades de El Margen, dando lugar a sondeos surgentes. Los valores medios aproximados de temperatura y CE son, respectivamente, de 20°C y 1565 μS/cm (Tabla 5.5).

Tabla 5.5. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en la MAS Orce-María-Cúllar de facies Tipo 5. Para su elaboración se han utilizado los resultados de 9 puntos de agua (Fig. 5.10). Las concentraciones de los iones están expresadas en mg/l.

	Tª °C	CE(μS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
Max	25,50	2400,00	8,05	116,33	103,00	237,00	10,00	306,00	510,00	269,00	41,67	28,90
Min	17,20	1227,00	7,33	85,00	50,00	79,33	1,00	118,00	188,00	211,00	1,00	15,00
Media	20,04	1567,37	7,66	101,93	65,78	128,20	6,56	186,24	311,44	239,28	12,41	18,39
CV	14%	26%	3%	12%	27%	42%	44%	30%	31%	7%	112%	24%



Esta facies se caracteriza por los contenidos más elevados de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  (Tabla 5.5) de las muestras recogidas en esta MAS. Respecto a la evolución del  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , se produce un aumento muy importante en las aguas al comparar la facies Tipo 5 con la facies Tipo 1, que caracteriza las zonas de recarga. Este incremento no es compartido por el ión  $\text{HCO}_3^-$ , que se mantiene casi constante. Este hecho sugiere la existencia de dedolomitización, acompañada por disolución importante de yeso y precipitación de calcita.

El diagrama de Schoëller-Berkaloff de la Fig. 5.11 ayuda a interpretar los procesos que han tenido lugar en la evolución de las aguas subterráneas, desde las zonas de recarga (Tipo 1) hasta las zonas de descarga (Tipos 3 y 5). El proceso de dedolomitización se manifiesta por el incremento en los iones  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ , mientras que el ión  $\text{HCO}_3^-$  se mantiene prácticamente constante o incluso desciende ligeramente. Este proceso se encuentra asociado a disolución de yeso y precipitación de calcita, el cual, junto con la disolución de halita, conforman los procesos más importantes observados en la evolución de las aguas subterráneas en los acuíferos de esta MAS.

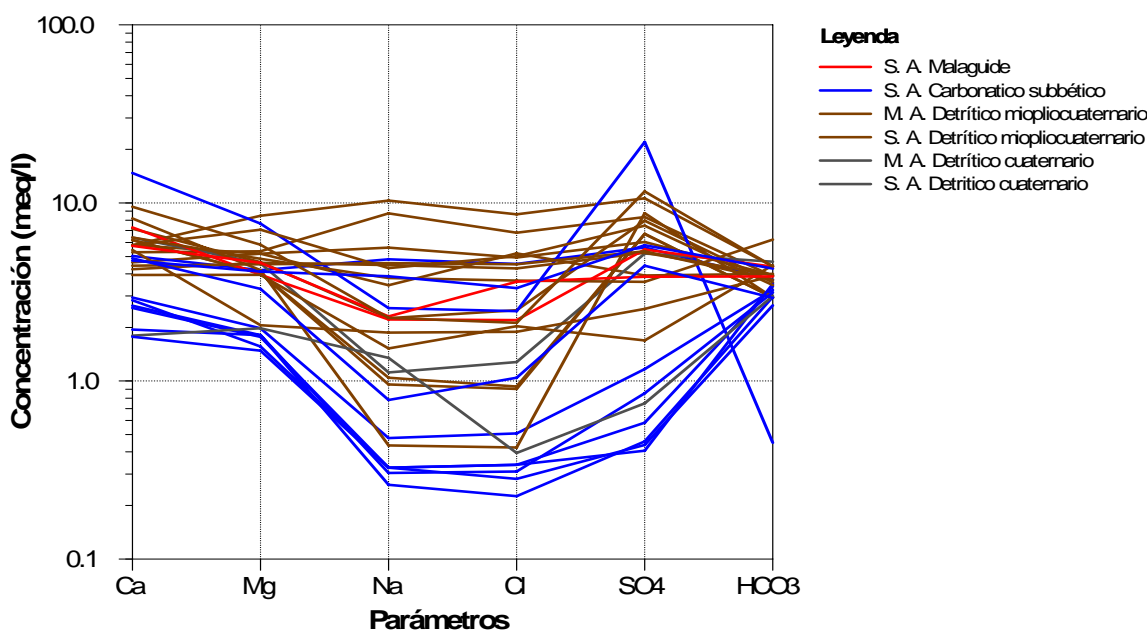


Fig. 5.11. Diagrama de Schoëller-Berkaloff de las muestras analizadas en la MAS Orce-María-Cúllar, la agrupación utilizada se ha realizado en función del tipo de acuífero definido.

#### -MAS SIERRA DE LAS ESTANCIAS

En el mismo periodo de muestreo se analizaron 14 muestras de agua en 9 sondeos, dentro de la MAS Sierra de las Estancias, concretamente en su borde Noroccidental (Base de Datos del IGME).

En esta zona las aguas subterráneas presentan dos tipos de facies hidroquímicas (Fig. 5.12 y Fig. 5.13). Por un lado, la facies Tipo 1, sulfatada-bicarbonatada cálcico-

(magnésicas), identificada en las aguas explotadas a menor profundidad, dentro del acuífero carbonático alpujárride y detrítico miopliocuaternario. Por otro lado, la facies Tipo 2, sulfatada magnésico-(cálcica), caracteriza las aguas de los sondeos de mayor profundidad, que explotan ambos acuíferos.

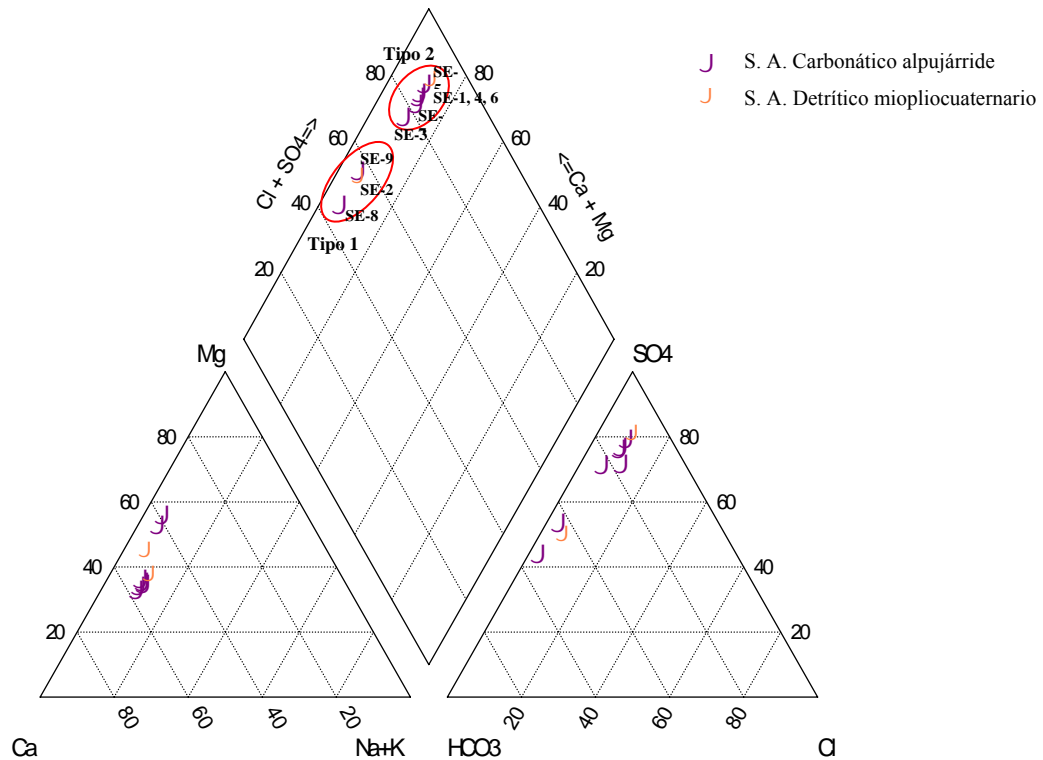


Fig.5.12. Diagrama de Piper de las aguas analizadas en la MAS Sierra de las Estancias. El código de símbolos utilizado hace referencia a la naturaleza del punto y el código de color hace referencia al acuífero

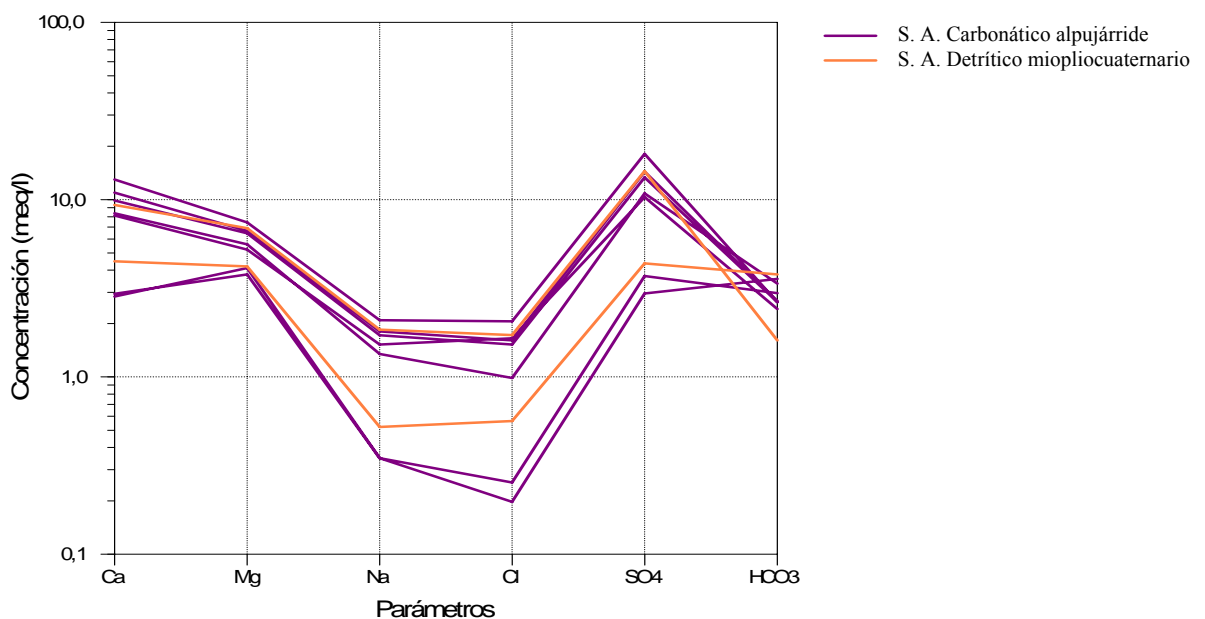


Fig. 5.13. Diagrama de Schoeller-Berkaloff de las muestras analizadas en la MAS Sierra de las Estancias.

Tabla 5.6. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en la Sierra de las Estancias. Para su elaboración se han utilizado todas las muestras analizadas. Las concentraciones de los iones se expresan en mg/l.

	Tª °C	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
Max	33,1	2033	8,00	260,00	90,50	48,00	7,00	73,00	870,00	231,00	6,00	31,10
Min	15,3	639	6,97	57,00	46,00	8,00	2,00	7,00	142,00	98,00	0,00	8,30
Media	24,2	1428	7,54	155,72	68,06	29,50	4,28	41,61	493,28	174,06	3,78	18,97
CV	23%	38%	5%	46%	24%	54%	46%	59%	53%	23%	50%	47%

En la Tabla 5.6 se presentan los estadísticos básicos de las muestras analizadas en la Sierra de las Estancias. Una característica importante de las aguas muestreadas es el carácter termal de todos los sondeos controlados, salvo el SE-2, ubicado hacia el centro de la cuenca y sobre el relleno detrítico miopliocuaternario (Tabla 5.6 y Fig. 5.2). La temperatura de las aguas aumenta en los sondeos SE-6 y SE-7 y llega a alcanzar valores de hasta 34 °C. Este termalismo guarda relación con el contacto tectónico entre las Zonas Externas y Zonas Internas, que se localiza entre la MAS de Sierra de las Estancias y Orce-María-Cúllar, así como con los contactos tectónicos que limitan hacia el W la cuenca de Baza.

Al estudiar la relación de la conductividad eléctrica con la temperatura de todas las aguas muestreadas en ambas MAS, se pueden observar comportamientos diferentes (Fig. 5.14). En las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias se observa una correlación clara de aumento de la CE con la temperatura en los acuíferos estudiados. En la misma figura se ha representado el contenido de bicarbonatos y sulfatos frente a la CE, diferenciando las muestras en función del tipo de facies hidroquímica. Como conclusión se ha obtenido que, salvo el agua del acuífero carbonático subbético de las zonas de recarga, cuyo aumento en la CE está provocada por la disolución de rocas carbonáticas, en el resto de facies hidroquímicas existe un incremento de la CE debido a una importante disolución de yeso, mineral presente en los materiales detríticos de la cuenca de Baza y en el acuífero formado por las calizas y dolomías alpujárrides (Fig. 5.13), destacando el proceso en este último acuífero.

Al comparar la Fig. 5.11, 5.12 y Fig. 5.14 se puede observar que las aguas subterráneas de la Sierra de las Estancias, principalmente las del acuífero carbonático alpujárride, presentan contenidos en sulfato y calcio superiores a los observados en los acuíferos de la MAS Orce-María-Cúllar (salvo en el sondeo OMC-13). El alto contenido de los mencionados iones en el acuífero carbonático alpujárride es indicativo de la existencia de importantes masas de yesos asociadas a los materiales carbonáticos alpujárrides. Este resultado confirma el hecho de que se hayan localizado masas de yesos entre el nivel de filitas y cuarcitas y el de dolomías brechificadas de techo, en la Unidad Alpujárride de Blanquizaes.

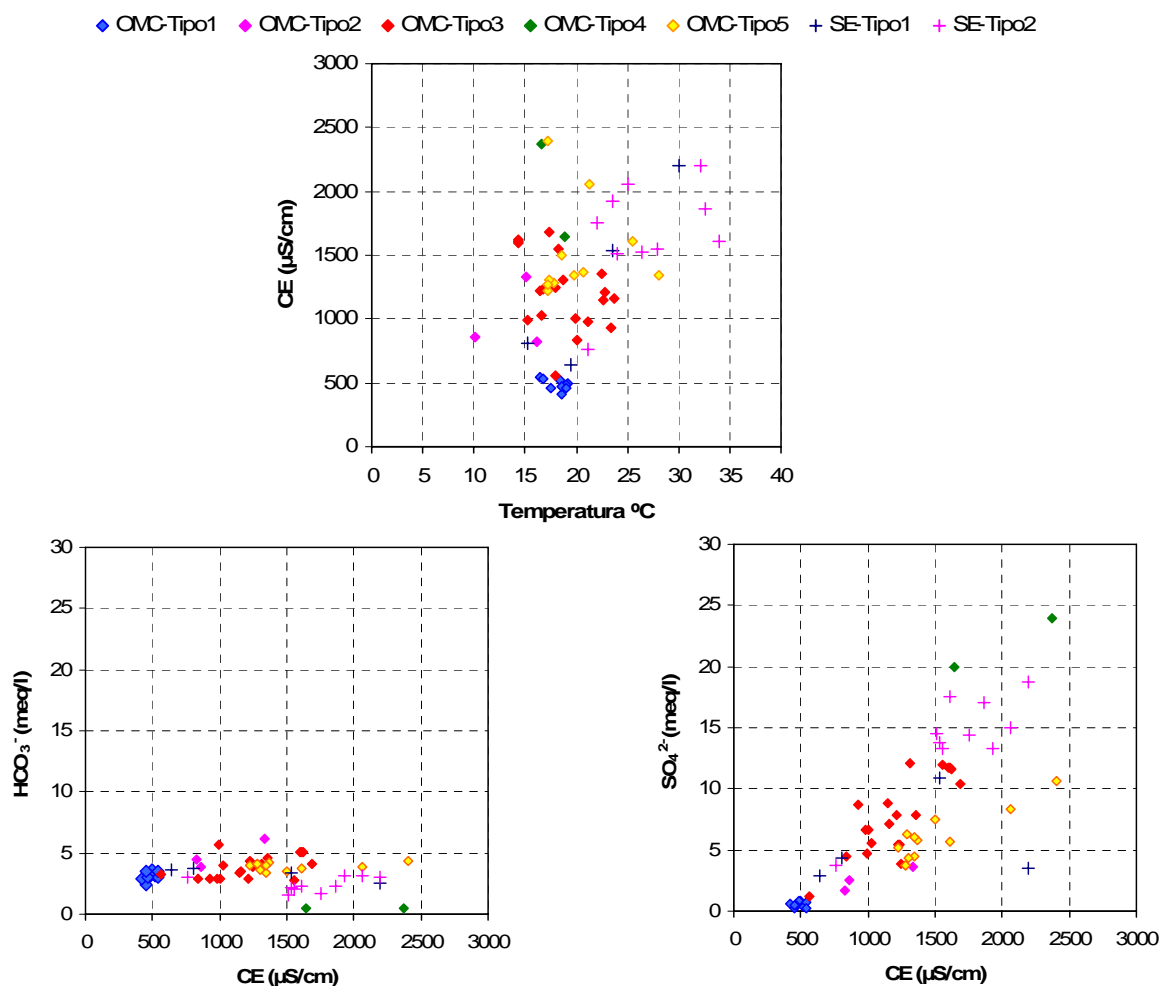


Fig. 5.14. Relación entre los valores de CE-temperatura, CE-HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> y CE-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> de todas las muestras de agua analizadas en las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias. Los puntos se han diferenciado según el tipo de facies hidroquímica.

### 5.5.2. Análisis de Componentes Principales

Tras observar diferencias en la composición química de las aguas subterráneas de los acuíferos de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias, se ha realizado El ACP para cada MAS por separado.

En la Tabla 5.7 se presentan los coeficientes de correlación de las variables físico-químicas de las aguas subterráneas de la MAS Orce-María-Cúllar. Por un lado, se tiene una correlación elevada de la CE con el Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, K<sup>+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, SiO<sub>2</sub> y Ca<sup>2+</sup>. A su vez, el SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> tiene alta correlación con el Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup> y el Cl<sup>-</sup> con el Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup> y K<sup>+</sup>.

Tabla 5.7. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las muestras recogidas entre 2005-2007 en la MAS Orce-María-Cúllar. En negrita se indican los valores significativos.

	Tª (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)
Tª (°C)	1,00	0,14	-0,15	-0,01	0,08	0,13	0,28	0,09	0,19	<b>-0,38</b>	<b>-0,48</b>	-0,21
CE (µS/cm)		1,00	-0,10	<b>0,62</b>	<b>0,89</b>	<b>0,88</b>	<b>0,80</b>	<b>0,87</b>	<b>0,78</b>	<b>0,43</b>	-0,02	<b>0,68</b>
pH			1,00	-0,11	-0,02	-0,01	-0,11	-0,04	-0,09	-0,21	0,22	0,08
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)				1,00	<b>0,70</b>	0,22	0,30	0,26	<b>0,87</b>	<b>0,40</b>	0,16	<b>0,40</b>
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)					1,00	<b>0,72</b>	<b>0,65</b>	<b>0,77</b>	<b>0,80</b>	<b>0,48</b>	0,08	<b>0,73</b>
Na <sup>+</sup> (mg/l)						1,00	<b>0,83</b>	<b>0,94</b>	<b>0,49</b>	<b>0,34</b>	-0,11	<b>0,67</b>
K <sup>+</sup> (mg/l)							1,00	<b>0,71</b>	<b>0,58</b>	<b>0,33</b>	-0,26	<b>0,59</b>
Cl <sup>-</sup> (mg/l)								1,00	<b>0,44</b>	<b>0,38</b>	0,06	<b>0,63</b>
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)									1,00	0,22	-0,19	<b>0,51</b>
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)										1,00	<b>0,39</b>	<b>0,57</b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)											1,00	0,18
SiO <sub>2</sub> (mg/l)												1,00

Del ACP se han seleccionado cuatro factores que explican el 86% de la varianza total de las muestras analizadas (Fig. 5.15). El Factor I, con un 49% de la varianza explicable, se encuentra definido por la CE, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y SiO<sub>2</sub>, en orden de contribución. Se interpreta como el eje de mineralización y tiempo de residencia en las aguas de los acuíferos.

El Factor II, que explica el 17% de la varianza explicable, se encuentra definido por el NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y los HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> y, en sentido negativo, por la temperatura. El Factor III, con un 11% de la varianza explicable, se encuentra definido principalmente por el Ca<sup>2+</sup>, seguido del SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. Finalmente, el Factor IV, con un 9%, se encuentra definido por el pH (Fig. 5.15).

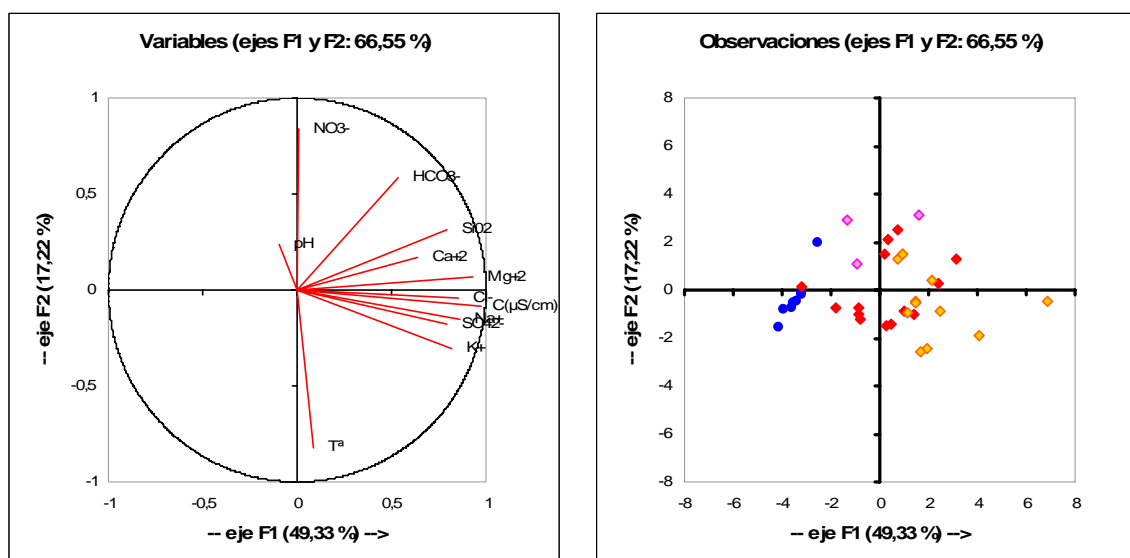


Fig. 5.15. ACP de las variables consideradas (gráfico de la izquierda) y ACP de análisis realizados en la MAS Orce-María-Cúllar (gráfico de la derecha) en el plano de los factores I-II, factores I-III y factor I-IV. La diferenciación en colores de los puntos atiende a las facies hidroquímicas diferenciadas.



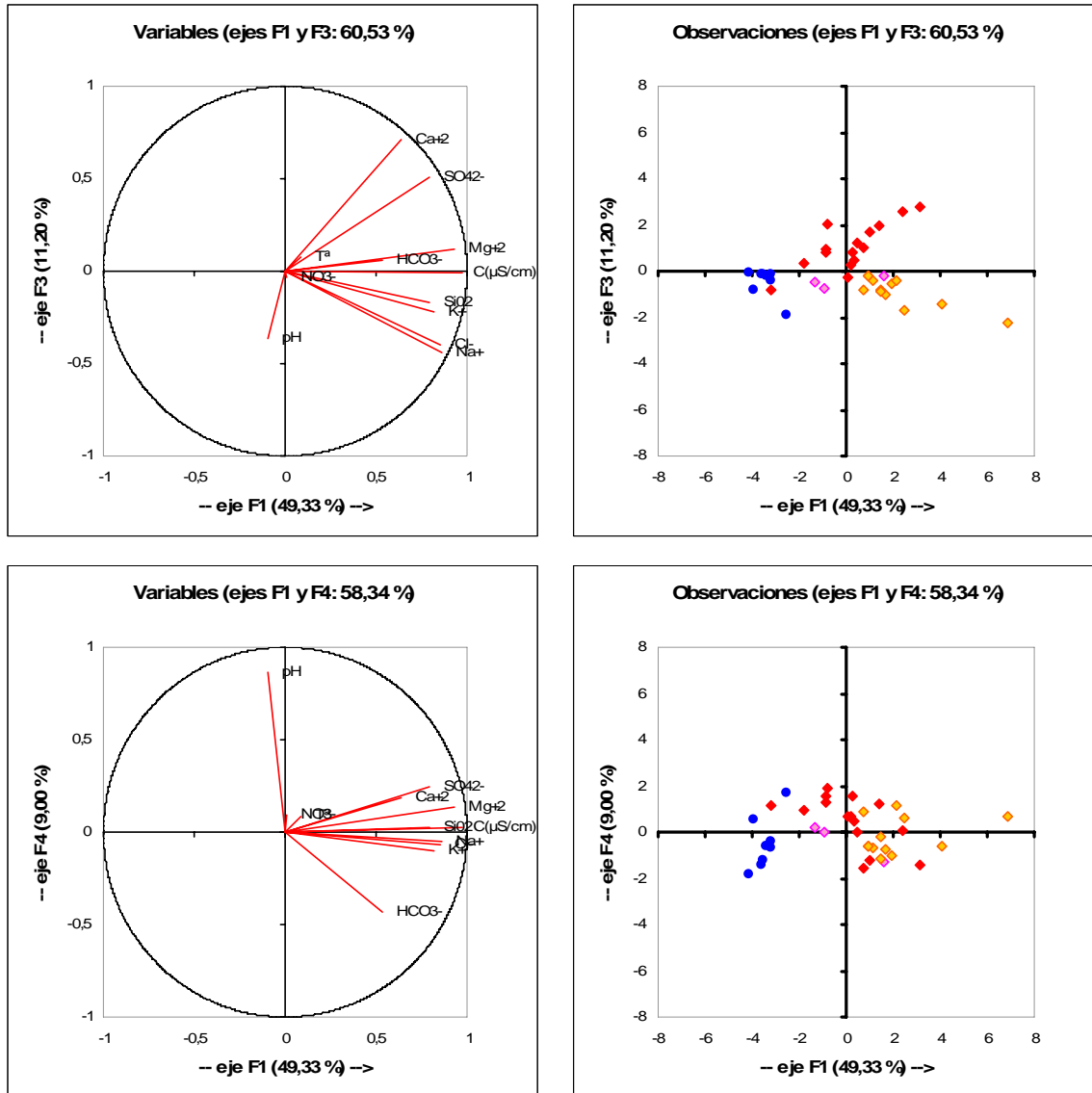


Fig. 5.15. Continuación.

En la Tabla 5.8 se presentan los coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas del borde Noroccidental de la MAS Sierra de las Estancias. En la mencionada tabla se puede observar una buena correlación positiva de la CE con el Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup> y en menor medida con la temperatura, Ca<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y SiO<sub>2</sub>, mientras que se tiene una correlación negativa con el pH. Estas correlaciones obtenidas, principalmente en el acuífero carbonático alpujarride, donde el Mg<sup>2+</sup> juega un papel importante (por estar constituido este acuífero de dolomías), son diferentes de las obtenidas en los acuíferos carbonáticos subbéticos (formados principalmente por calizas).

En el acuífero carbonático alpujarride, el magnesio presenta alta correlación positiva con potasio, sulfato, calcio, sodio, cloruro y sílice. Sin embargo se tiene una correlación negativa del pH con la sílice, cloro, conductividad, sodio, calcio y potasio. Este comportamiento es diferente del observado en las aguas del acuífero carbonático

subbético, donde el pH siempre aparecía correlacionado con bicarbonato pero con sentidos opuestos. Finalmente, se ha de destacar la correlación de la sílice con la temperatura, CE y con todos los iones principales del agua salvo con el pH, bicarbonato y nitrato.

Tabla 5.8. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables fisico-químicas de las muestras recogidas entre 2005-2007 en la MAS Sierra de las Estancias. En negrita se indican los valores significativos.

	Tª (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)
Tª (°C)	1,00	<b>0,70</b>	<b>-0,94</b>	<b>0,66</b>	0,52	<b>0,70</b>	<b>0,59</b>	<b>0,79</b>	<b>0,64</b>	-0,45	-0,17	<b>0,71</b>
CE (µS/cm)		1,00	<b>-0,70</b>	<b>0,65</b>	0,48	<b>0,76</b>	0,52	<b>0,80</b>	<b>0,64</b>	-0,34	-0,40	<b>0,61</b>
pH			1,00	<b>-0,67</b>	-0,51	<b>-0,68</b>	<b>-0,58</b>	<b>-0,75</b>	<b>-0,63</b>	0,27	0,03	<b>-0,82</b>
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)				1,00	<b>0,95</b>	<b>0,96</b>	<b>0,96</b>	<b>0,89</b>	<b>0,98</b>	-0,38	-0,29	<b>0,78</b>
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)					1,00	<b>0,92</b>	<b>0,99</b>	<b>0,83</b>	<b>0,98</b>	-0,49	-0,34	<b>0,60</b>
Na <sup>+</sup> (mg/l)						1,00	<b>0,94</b>	<b>0,97</b>	<b>0,97</b>	<b>-0,58</b>	-0,43	<b>0,66</b>
K <sup>+</sup> (mg/l)							1,00	<b>0,86</b>	<b>0,98</b>	<b>-0,53</b>	-0,34	<b>0,63</b>
Cl <sup>-</sup> (mg/l)								1,00	<b>0,90</b>	<b>-0,64</b>	-0,44	<b>0,63</b>
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)									1,00	-0,49	-0,38	<b>0,68</b>
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)										1,00	0,47	0,05
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)											1,00	0,22
SiO <sub>2</sub> (mg/l)												1,00

Para esta MAS se tiene que el 83% de la varianza total de la composición química de las aguas se encuentra explicada por tan solo dos factores (Fig. 5.16). El Factor I, con un 69% de la varianza explicable, se encuentra definido por el Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, seguido del K<sup>+</sup> y Mg<sup>2+</sup>, en orden de contribución, que corresponde con el eje de mineralización y tiempo de residencia en las aguas del acuífero. El Factor II, con tan solo un 14% de la varianza explicable, se encuentra definido por el nitrato, la sílice, el bicarbonato y en sentido negativo por el pH.

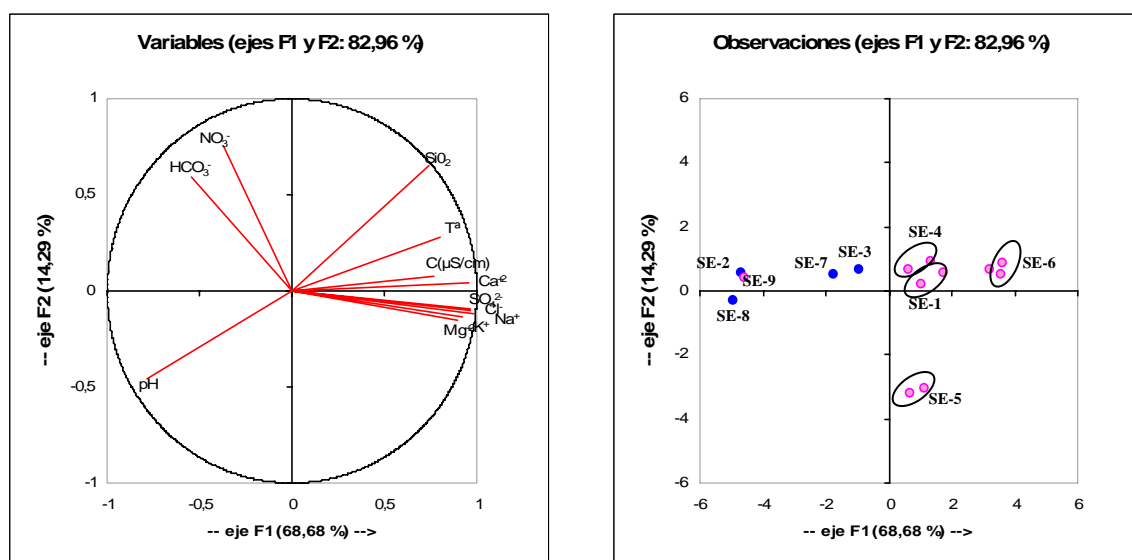


Fig. 5.16. ACP de las variables considerados (gráfico de la izquierda) y ACP de los análisis realizados (gráfico de la derecha) en el plano de los factores I y II y factores I y III, en el acuífero carbonático alpujarride de la Sierra de las Estancias. La diferenciación en colores de los puntos atiende a las facies hidroquímicas diferenciadas.

### 5.5.3. Relaciones Iónicas

En los diagramas de la Fig. 5.17 y Fig. 5.18 se presentan las relaciones iónicas más interesantes de estudiar, en los acuíferos de la zona. Las muestras de agua de ambas MAS han sido tratadas conjuntamente en los gráficos siguientes, utilizando distintos símbolos para cada MAS: rombos para Orce-María-Cúllar y cruces para la Sierra de las Estancias. Además, se ha utilizado un código de colores atendiendo a los tipos de facies hidroquímicas definidas en apartados anteriores.

En las relaciones iónicas de la Fig. 5.17, las facies de Tipo 1 y 2 de Orce-María-Cúllar se alinean a lo largo de la recta que representa la relación iónica  $rCa^{2+}/rHCO_3^-$  1:1, lo que indica un incremento en ambos iones por la disolución de rocas carbonáticas en zonas de recarga. Sin embargo, en el resto de facies hidroquímicas esta relación no es lineal, adquiriendo valores cada vez más bajos motivados por el mayor incremento de  $Ca^{2+}$  frente a la de  $HCO_3^-$ .

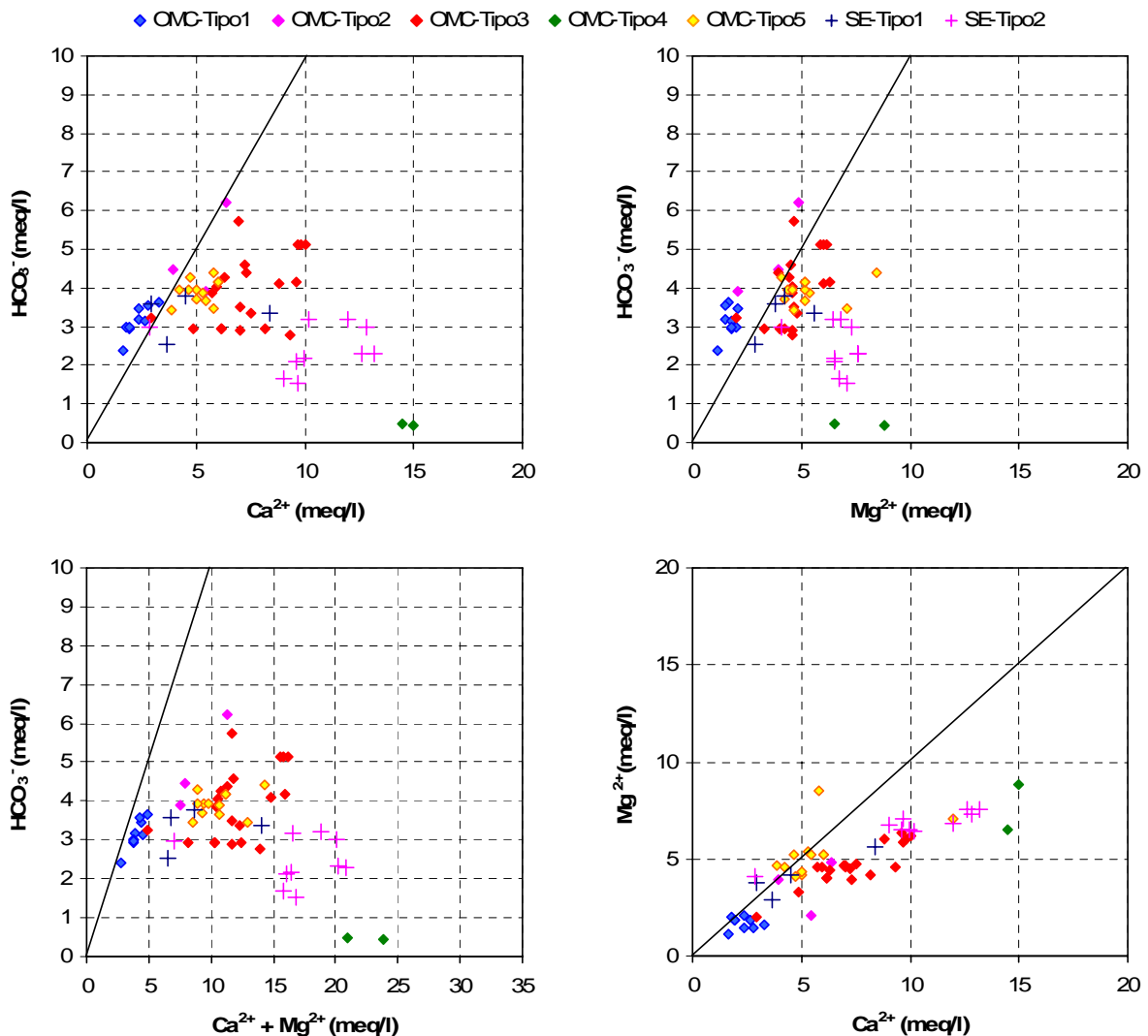


Fig. 5.17. Diagramas de las relaciones iónicas  $rCa^{2+}/rHCO_3^-$ ,  $rMg^{2+}/rHCO_3^-$ ,  $r(Ca^{2+}+Mg^{2+})/rHCO_3^-$  y  $rCa^{2+}/rMg^{2+}$  de las muestras de agua subterráneas analizadas en los acuíferos de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias. La diferenciación en colores de los puntos atiende a las facies hidroquímicas diferenciadas.

La relación  $rMg^{2+}/rHCO_3^-$ , por su parte, pone de manifiesto un aumento de la relación a lo largo del flujo, debido al incremento del  $Mg^{2+}$  mientras que el bicarbonato permanece en muchas zonas estable.

Si se considera la relación  $r(Ca^{2+}+Mg^{2+})/rHCO_3^-$  se obtiene un incremento mayor de los iones  $Ca^{2+}+Mg^{2+}$  frente a la estabilidad que presenta el  $HCO_3^-$ , anión que incluso tiende a disminuir en la evolución de las aguas subterráneas hacia el centro de la cuenca, dentro de la MAS Sierra de las Estancias.

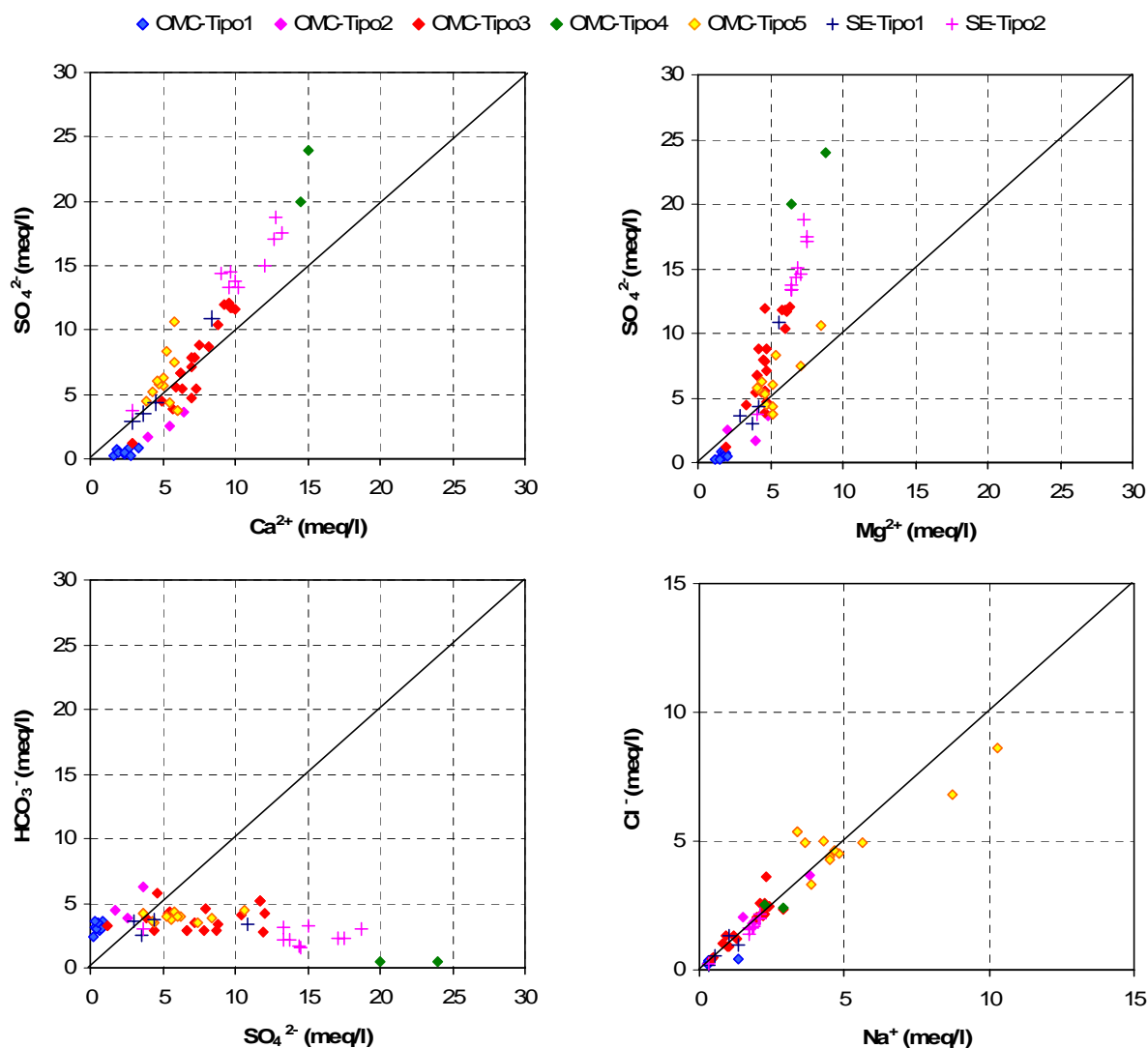


Fig. 5.18. Diagramas de las relaciones iónicas.  $rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ ,  $rMg^{2+}/rSO_4^{2-}$ ,  $r(Ca^{2+}/Na^+)$  vs. CE,  $rSO_4^{2-}/rHCO_3^-$ , y  $rCl^-/rNa^+$ , ( $r=meq/l$ ) de las muestras de agua subterráneas analizadas en las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias. Se ha seguido el mismo criterio de color que en los gráficos anteriores.

Al representar la relación de los cationes  $Ca^{2+}$  y  $Mg^{2+}$  con el ión  $SO_4^{2-}$  ( $rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ ,  $rMg^{2+}/rSO_4^{2-}$ , Fig. 5.18) y/o la relación  $rSO_4^{2-}/rHCO_3^-$ , se puede inferir que el aumento en el contenido de calcio de las aguas está producido principalmente por la disolución de yesos presentes, tanto en los materiales detríticos miopliocuaternarios de la cuenca de Baza, como en los materiales carbonáticos alpujárrides, a excepción del

acuífero carbonático subbético en las zonas de recarga (MAS Orce-María-Cúllar). La relación  $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{HCO}_3^-$  permite comprobar que a lo largo del flujo se produce el aumento en sulfato, mientras que el bicarbonato permanece estable e incluso en la Sierra de las Estancias tiende a decrecer.

Todos estos resultados denotan la existencia de un proceso de dedolomitización, que tiene lugar en las aguas subterráneas desde las zonas de recarga hacia las zonas de descarga al discurrir por materiales acuíferos que contienen yeso.

Otro proceso importante que tiene lugar es la disolución de halita a lo largo del flujo, tal y como refleja la relación iónica  $r\text{Cl}^-/r\text{Na}^+$  en la Fig. 5.18. Este proceso llega a ser muy importante en el borde occidental (facies hidroquímica Tipo 5) de la MAS Orce-María-Cúllar.

#### 5.5.4. Presión Parcial de CO<sub>2</sub> e Índices de Saturación

Para el cálculo de la PCO<sub>2</sub> de equilibrio e índices de saturación se ha partido de las muestras recogidas en campo, durante el periodo comprendido entre 2005-2007, de las que se poseen datos de pH medidos in situ. Los resultados obtenidos, tras la aplicación de programa PHREEQC, se presentan en la Tabla 5.9.

Tras finalizar la época estival de los años hidrológicos en los que se ha realizado el muestreo (normalmente en Septiembre de cada año), se han obtenido valores de PCO<sub>2</sub> muy altos (Tabla 5.9), debido a que los manantiales y sondeos se encontraban drenando y explotando, respectivamente, aguas más antiguas. Sin embargo, durante los meses de invierno y primavera, en los cuales tenía lugar una recarga importante por las notables precipitaciones, se han obtenido valores de PCO<sub>2</sub> muy bajos (Tabla 5.9), debido al efecto de mezcla de agua de recarga (empobrecida en PCO<sub>2</sub>) con agua de mayor tiempo de residencia de los acuíferos (enriquecida en PCO<sub>2</sub>).

Tabla 5.9. Valores de IS junto con valores de PCO<sub>2</sub>, dureza y relación Mg<sup>2+</sup>/Ca<sup>2+</sup> (meq/l) para las muestras utilizadas en la caracterización hidrogeoquímica de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias.

Nº Tesis	Tipo	Acuífero	Fecha Visita	Tipo Facie	C(µS/cm)	pH	Dureza (mg/l CaCO <sub>3</sub> )	Mg/Ca	Log PCO <sub>2</sub>	IS calcita	IS dolomia	IS yeso	IS halita
OCM-16	S	Carbonático subbético	08/09/2005	1	520	7,35	195	0,38	-2,11	-0,22	-0,60	-2,49	-8,63
OCM-16	S	Carbonático subbético	27/04/2006	1	493	7,69	248	0,30	-2,40	0,30	0,35	-2,01	-8,58
OCM-19	S	Carbonático subbético	07/09/2005	1	455	7,04	141	0,42	-1,91	-0,78	-1,69	-2,76	-8,65
OCM-19	S	Carbonático subbético	27/04/2006	1	415	8,01	187	0,58	-2,81	0,30	0,62	-2,31	-8,69
OCM-24	S	Carbonático subbético	27/04/2006	1	480	7,54	224	0,42	-2,31	0,00	-0,12	-2,07	-8,67
OCM-31	S	Detrítico cuaternario	20/03/2007	1	541	8,35	190	0,67	-3,17	0,55	1,16	-2,30	-7,92
OCM-32	S	Carbonático subbético	02/08/2006	1	467	7,25	189	0,56	-2,04	-0,43	-0,85	-2,44	-8,87
OCM-36	S	Carbonático subbético	02/08/2006	1	457	7,60	222	0,53	-2,33	0,05	0,10	-2,34	-8,57
OCM-37	S	Detrítico miopliocuaternal	21/03/2007	2	862	7,90	377	0,23	-2,64	0,55	0,58	-1,40	-7,10
OCM-38	S	Detrítico miopliocuaternal	21/03/2007	2	826	7,97	398	0,61	-2,62	0,64	1,29	-1,73	-7,17
OCM-39	S	Detrítico miopliocuaternal	21/03/2007	2	1335	7,65	566	0,46	-2,17	0,59	1,06	-1,30	-6,54
OCM-1	M	Detrítico miopliocuaternal	22/03/2007	3	985	7,90	514	0,40	-2,71	0,58	1,06	-1,03	-7,75
OCM-2	M	Detrítico miopliocuaternal	12/09/2005	3	1620	7,07	813	0,38	-1,69	0,03	-0,17	-0,70	-7,01
OCM-2	M	Detrítico miopliocuaternal	12/09/2005	3	1600	7,10	781	0,37	-1,72	0,05	-0,15	-0,70	-7,04
OCM-2	M	Detrítico miopliocuaternal	12/09/2005	3	1609	7,07	794	0,37	-1,69	0,02	-0,19	-0,70	-7,03
OCM-2	M	Detrítico miopliocuaternal	27/04/2006	3	1307	7,37	801	0,40	-2,05	0,28	0,44	-0,71	-7,11
OCM-2	M	Detrítico miopliocuaternal	19/03/2007	3	1552	7,67	698	0,30	-2,53	0,40	0,53	-0,71	-6,86
OCM-8	S	Carbonático subbético	19/03/2007	3	561	8,23	248	0,41	-3,01	0,70	1,27	-1,92	-8,26
OCM-9	M	Detrítico miopliocuaternal	19/03/2007	3	930	7,96	623	0,31	-2,77	0,76	1,33	-0,85	-8,43
OCM-10	M	Detrítico Cuaternario	27/04/2006	3	990	7,41	585	0,41	-1,96	0,36	0,54	-1,14	-7,49
OCM-10	M	Detrítico Cuaternario	19/03/2007	3	1026	7,92	531	0,47	-2,62	0,66	1,23	-1,13	-7,50
OCM-11	M	Detrítico miopliocuaternal	12/09/2005	3	1359	7,21	592	0,38	-1,82	0,15	0,21	-0,95	-6,93
OCM-11	M	Detrítico miopliocuaternal	27/04/2006	3	1157	7,46	588	0,41	-2,18	0,29	0,52	-1,00	-6,94
OCM-11	M	Detrítico miopliocuaternal	19/03/2007	3	1214	7,93	583	0,40	-2,75	0,65	1,22	-0,96	-6,97



Tabla 5.9. Continuación.

Nº Tesis	Tipo	Acuífero	Fecha Visita	Tipo Facie	C(µS/cm)	pH	Dureza (mg/l CaCO <sub>3</sub> )	Mg/Ca	Log PCO <sub>2</sub>	IS calcita	IS dolomia	IS yeso	IS halita
OCM-12	S	Detrítico miopliocuatenario	22/03/2007	3	1003	8,01	514	0,40	-2,83	0,67	1,22	-1,03	-7,70
OCM-15	S	Carbonático subbético	19/03/2007	3	833	7,89	412	0,41	-2,70	0,49	0,88	-1,25	-7,76
OCM-35	S	Maláguide	21/03/2007	3	1223	7,88	565	0,33	-2,55	0,73	1,21	-1,06	-7,00
OCM-40	S	Maláguide	20/03/2007	3	1248	7,90	521	0,49	-2,62	0,64	1,22	-1,30	-6,76
OCM-3	S	Carbonático subbético	21/09/2005	5	1606	7,33	465	0,50	-2,01	0,09	0,23	-1,21	-6,36
OCM-4	S	Detrítico miopliocuatenario	21/09/2005	5	1288	7,72	473	0,52	-2,42	0,39	0,74	-1,16	-6,39
OCM-4	S	Detrítico miopliocuatenario	31/07/2006	5	1346	7,39	430	0,74	-2,09	0,05	0,35	-1,41	-6,37
OCM-5	S	Carbonático subbético	19/09/2005	5	1365	7,57	446	0,53	-2,22	0,30	0,61	-1,21	-6,58
OCM-6	S	Detrítico miopliocuatenario	21/09/2005	5	1227	7,42	446	0,66	-2,12	0,02	0,11	-1,29	-6,40
OCM-7	S	Detrítico miopliocuatenario	10/09/2005	5	2060	7,50	536	0,61	-2,19	0,20	0,49	-1,08	-5,94
OCM-27	M	Detrítico miopliocuatenario	23/03/2007	5	2400	7,98	719	0,89	-2,66	0,66	1,51	-1,00	-5,76
OCM-28	S	Detrítico miopliocuatenario	20/03/2007	5	1347	8,05	495	0,68	-2,75	0,69	1,49	-1,22	-6,25
OCM-29	M	Detrítico miopliocuatenario	05/05/2006	5	1275	7,47	563	0,53	-2,15	0,25	0,46	-1,31	-6,43
OCM-29	M	Detrítico miopliocuatenario	20/03/2007	5	1303	7,95	535	0,58	-2,70	0,62	1,25	-1,28	-6,43
OCM-29	M	Detrítico miopliocuatenario	05/05/2006	5	1275	7,47	563	0,53	-2,15	0,25	0,46	-1,31	-6,43
OCM-30	S	Detrítico miopliocuatenario	20/03/2007	5	1500	7,90	648	0,74	-2,67	0,55	1,22	-1,08	-6,36
SE-1	S	Carbonático alpujárride	03/08/2006	2	1529	7,45	827	0,40	-2,37	0,19	0,33	-0,67	-7,29
SE-1	S	Carbonático alpujárride	20/09/2005	2	2060	7,37	946	0,35	-2,14	0,33	0,53	-0,58	-7,23
SE-2	S	Detrítico miopliocuatenario	20/03/2007	1	810	8,00	438	0,57	-2,73	0,61	1,18	-1,29	-8,19
SE-3	S	Carbonático alpujárride	19/09/2005	1	1534	7,61	703	0,40	-2,36	0,46	0,85	-0,79	-7,58
SE-4	S	Carbonático alpujárride	20/09/2005	2	1928	7,47	835	0,38	-2,24	0,35	0,60	-0,66	-7,34
SE-4	S	Carbonático alpujárride	03/08/2006	2	1552	7,13	809	0,41	-2,05	-0,13	-0,27	-0,69	-7,27
SE-5	S	Detrítico miopliocuatenario	03/08/2006	2	1508	7,63	843	0,44	-2,72	0,17	0,32	-0,66	-7,18
SE-5	S	Detrítico miopliocuatenario	19/09/2005	2	1758	7,86	792	0,46	-2,93	0,38	0,72	-0,68	-7,24
SE-6	S	Carbonático alpujárride	03/08/2006	2	1607	7,02	1043	0,35	-1,88	-0,03	-0,11	-0,52	-7,10
SE-6	S	Carbonático alpujárride	20/09/2005	2	2200	6,91	1011	0,35	-1,66	-0,07	-0,21	-0,50	-7,13
SE-7	S	Carbonático alpujárride	03/08/2006	2	1866	7,15	1016	0,36	-2,01	0,07	0,10	-0,54	-7,14
SE-7	S	Carbonático alpujárride	20/09/2005	1	2200	7,25	328	0,48	-2,05	-0,17	-0,26	-1,44	-7,57
SE-8	S	Carbonático alpujárride	20/09/2005	1	639	7,83	339	0,78	-2,55	0,33	0,83	-1,59	-8,82
SE-9	S	Carbonático alpujárride	03/08/2006	2	763	7,79	351	0,88	-2,59	0,21	0,65	-1,52	-8,72

A su vez, se ha observado que, a lo largo del flujo, tiene lugar un incremento de la PCO<sub>2</sub>, acompañado por un incremento de la CE, de la dureza y un descenso del pH. Esta evolución se puede comprobar al considerar las muestras de puntos alineados según una línea de flujo constituida por los sondeos OMC-31, OMC-37, OMC-38 y OMC-39, ubicados al Sur de la MAS Orce-María-Cúllar, dentro de la cuenca Mediterránea Andaluza. También se puede observar al considerar la línea de flujo definida por los sondeos OMC-31, OMC-40 y manantial OMC-29, dentro de la cuenca del Guadiana Menor. Así como en varias líneas de flujo trazadas en la zona septentrional y occidental de la MAS Orce-María-Cúllar y Noroccidental de la Sierra de las Estancias (con los sondeos SE-8, SE-7 y SE-6) (Tabla 5.9 y 5.19).

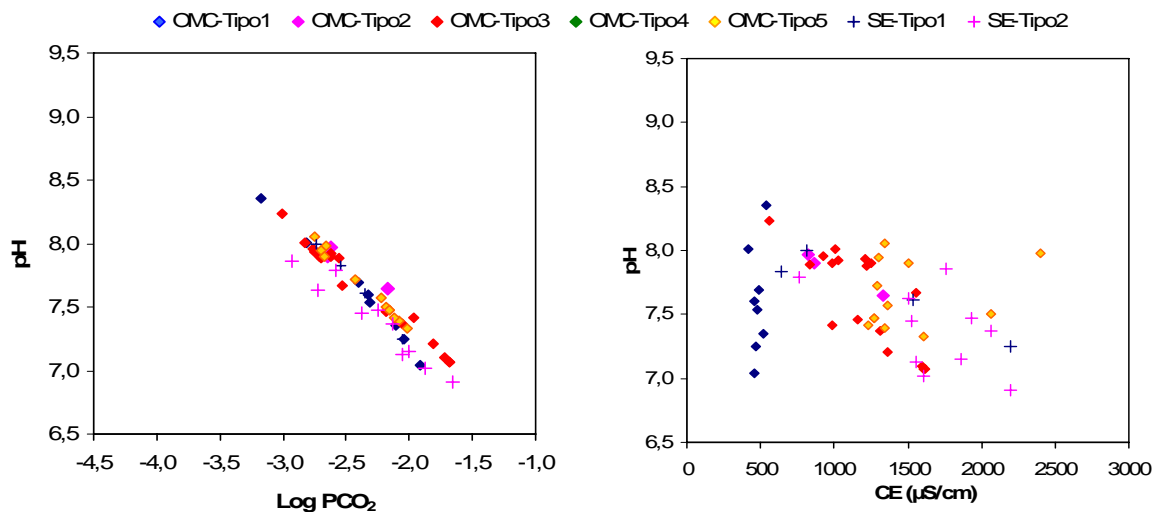


Fig. 5.19. Relación de la PCO<sub>2</sub> y CE con el pH y la dureza de las muestras analizadas de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias, diferenciando las muestras según el código de color utilizado hasta ahora que hace referencia al tipo de facies hidroquímica.

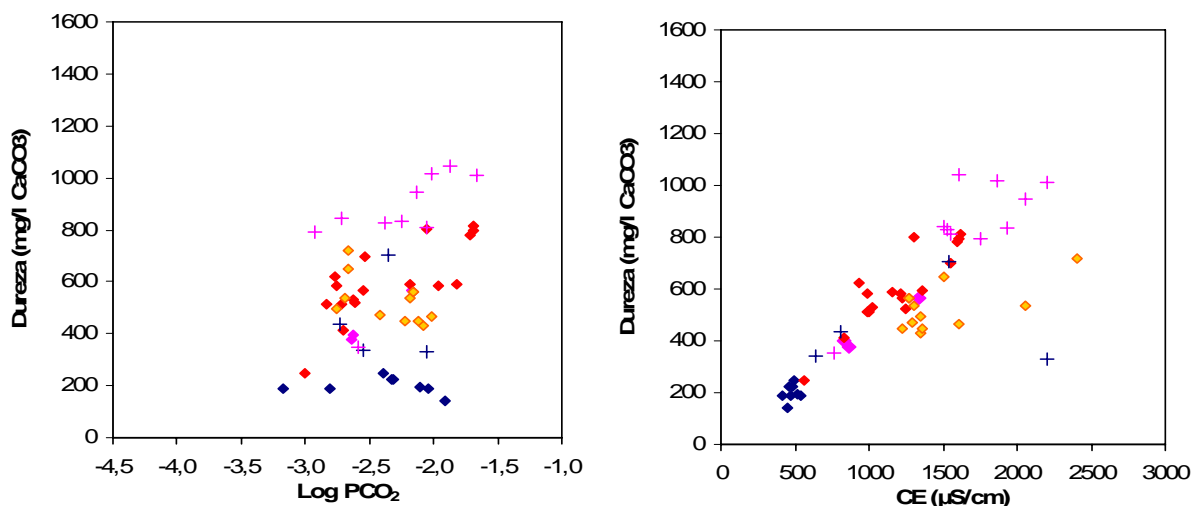


Fig. 5.19. Continuación.

En la Fig. 5.20 se representan los índices de saturación tanto de la calcita, dolomita, yeso y halita, junto con el diagrama que relaciona la variación  $Mg^{2+}$  y  $Ca^{2+}$  con la CE. Una característica de la existencia de procesos de dedolomitización, o prueba de la existencia de dicho proceso, es la relación  $Mg^{2+}$  y el  $Ca^{2+}$ , la cual se mantiene constante a lo largo del flujo a medida que se va incrementando la CE.

Las aguas subterráneas están más saturadas respecto a la calcita que a la dolomita y a su vez se encuentran subsaturadas en yeso y halita, con un incremento de la saturación a lo largo del flujo. La saturación respecto a la dolomita indicaría la existencia a lo largo del flujo de procesos que aportan  $Mg^{2+}$  al medio hasta llegar a la saturación, como la disolución de dolomita, siendo otro indicador del proceso de dedolomitización.

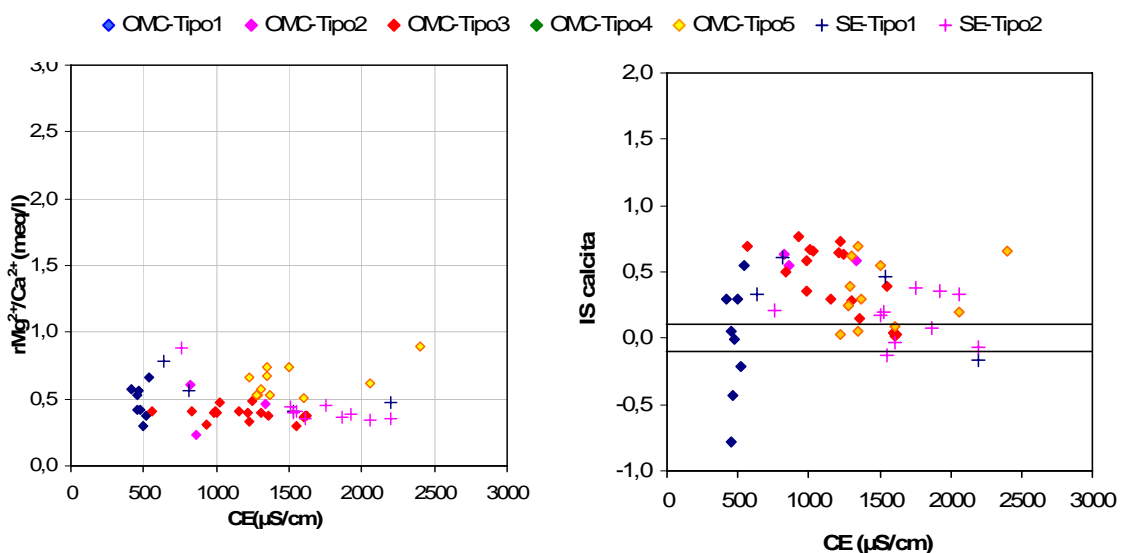


Fig. 5.20. Relación entre los índices de saturación de la calcita, dolomita, yeso y halita con la CE de las muestras de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias. La diferenciación en colores de los puntos atiende a las facies hidroquímicas diferenciadas.

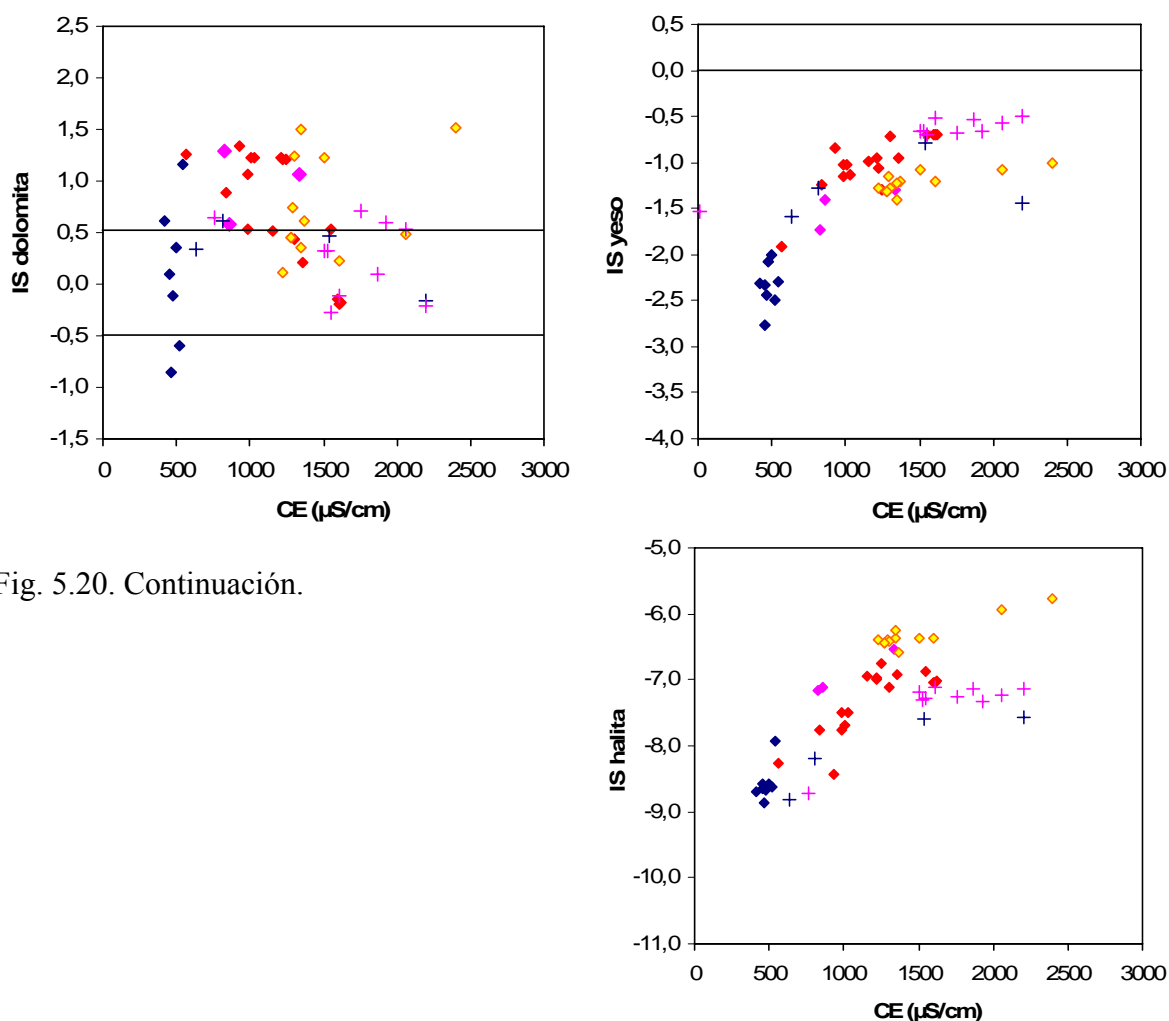


Fig. 5.20. Continuación.

## 5.6 CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

### 5.6.1 Isótopos Estables $^{18}\text{O}$ Y $^2\text{H}$

#### -MUESTREO DE ISOTOPOS ESTABLES

En los acuíferos de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias se recogieron un total de 60 muestras, para análisis isotópico, en 38 puntos de agua (Base de Datos del IGME y del AWI). Los resultados obtenidos se han representado en la Fig.5.21, junto con las muestras de precipitación recogidas en la cuenca del Guadiana Menor, la Línea Meteorica Local Ponderada (WLMWL) y las líneas GMWL, WMMWL y EMMWL.

El contenido en isótopos de las aguas de los acuíferos de Orce-María-Cúllar, varía entre -8,89‰ (en el punto OMC-3) y -7,15 ‰ (OMC-39) para el  $\delta^{18}\text{O}$  y entre -62,05‰ (OMC-27) y -51,78‰ (OMC-39) para el  $\delta^2\text{H}$ . En cuanto al d-excess, este presenta un amplio rango de variación, desde 11,80‰ (OMC-16) hasta 4,37‰ (OMC-40) (Fig. 5.21). El coeficiente de variación de los tres parámetros es del 5, 4 y 24% respectivamente. Sin embargo, para el agua subterránea muestreada en los acuíferos de

la Sierra de las Estancias, el contenido en isótopos pesados presentan un rango de variación menor con valores ligeramente más enriquecidos. El  $\delta^{18}\text{O}$  está comprendido entre  $-8,66\text{‰}$  (en el punto SE-5 y SE-6) y  $-8,17\text{‰}$  (SE-8), el  $\delta^2\text{H}$  entre  $-58,68\text{‰}$  (SE-5) y  $-54,26\text{‰}$  (SE-8) y el d-excess entre  $12,42\text{‰}$  (SE-3) y  $9,55\text{‰}$  (SE-2), con coeficientes de variación de 2, 3 y 84% respectivamente

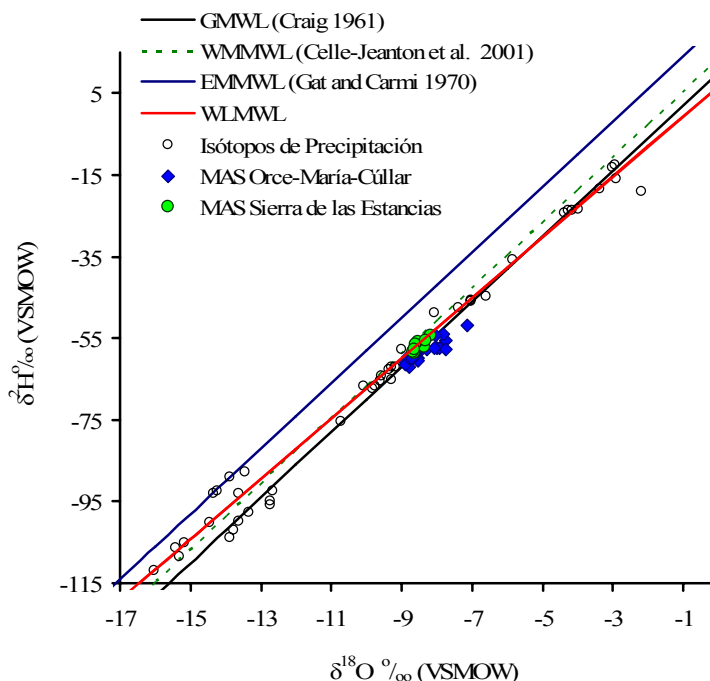


Fig.5.21. Diagrama  $\delta^2\text{H}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de precipitación recogidas en la cuenca del Guadiana Menor junto con las muestras de aguas subterráneas de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias. GMWL: Línea Meteorológica Global, WMMWL: Línea Meteorológica del W del Mediterráneo, EMMWL: Línea Meteorológica del E del Mediterráneo y WLMWL: Línea Meteorológica Local ponderada de las precipitaciones de la cuenca (Fernández-Chacón et al., en revisión).

Las muestras de agua subterránea de los acuíferos de la MAS Orce-María-Cúllar se encuentran alineadas a lo largo de la GMWL, salvo las de los sondeos OMC-16 y OMC-19, que se alinean a lo largo de la WLMWL y las muestras recogidas en los puntos de agua del borde meridional de la Sierra de Orce-María-Cúllar (OMC-29, 30, 31, 35, 37, 39, 40 y 41), que se sitúan a la derecha de la línea GMWL, indicando procesos de evaporación y enriquecimiento en isótopos pesados (Fig. 5.22).

Por su parte, las muestras analizadas en la Sierra de las Estancias se alinean en las proximidades de la línea WLMWL, entre la WMMWL y GMWL, con composiciones isotópicas similares al agua de precipitación; aunque con un ligero efecto de evaporación en las muestras SE-2 y SE-5 que perforan el acuífero detrítico miopliocuaternario.

Los valores más negativos en isótopos pesados, encontrados en los acuíferos de ambas MAS se localizan en el acuífero carbonático subbético, que forma el área de recarga (OMC-3), y en el borde occidental del acuífero detrítico miopliocuaternario (OMC-27 y OMC-28), (Fig. 5.22).

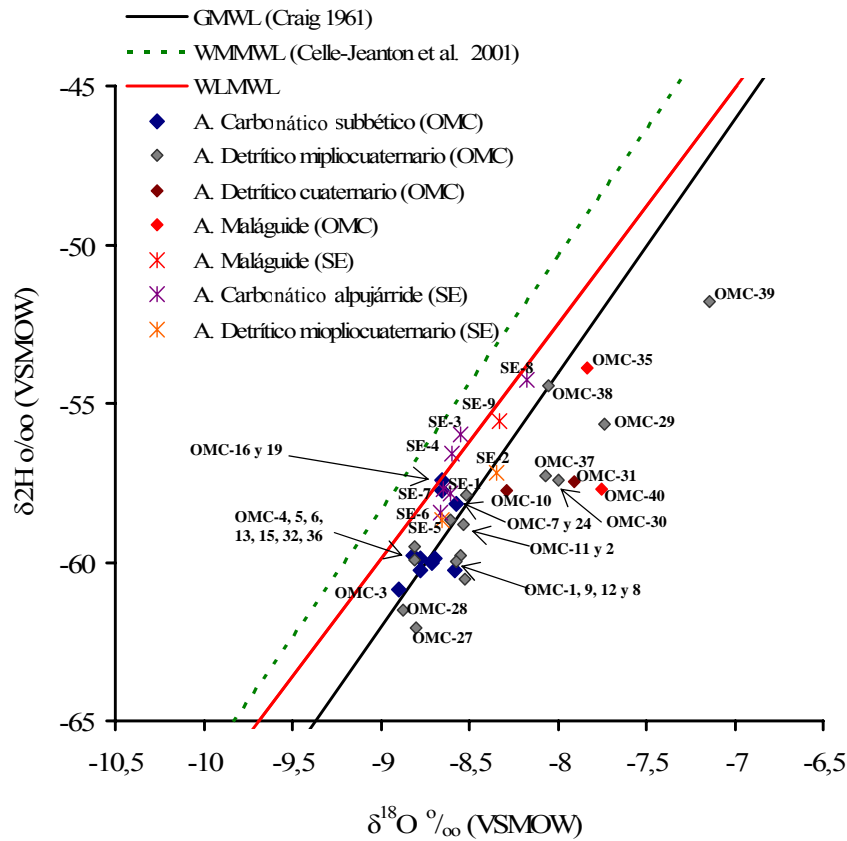


Fig. 5.22. Relación  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  del agua subterránea en los acuíferos de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias. El código de colores atiende a los materiales acuíferos diferenciados en la zona.

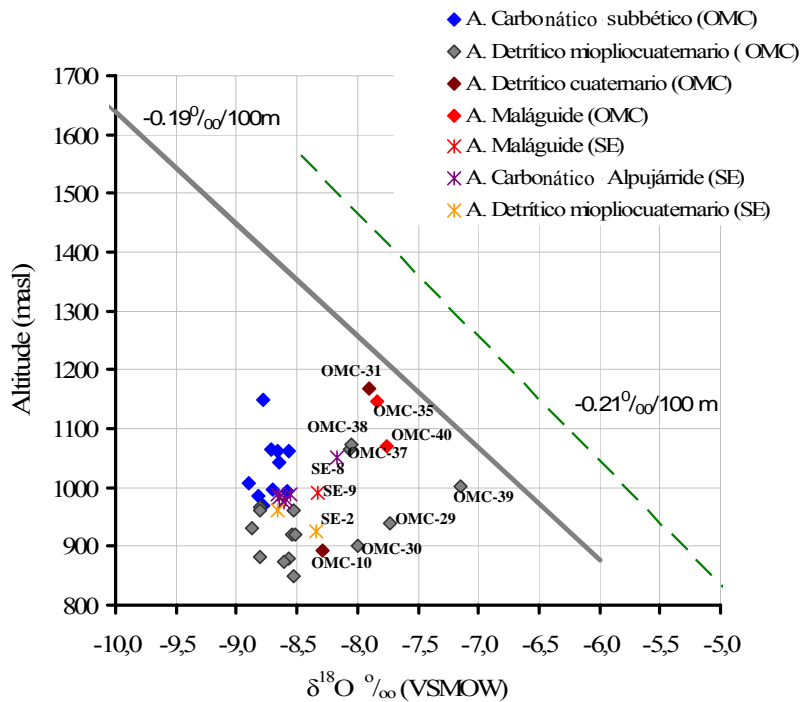


Fig. 5.23. Relación  $\delta^{18}\text{O}$ -altitud (m s.n.m.) de las aguas subterráneas muestreadas en los acuíferos de las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias.



Para poder conocer la cota de recarga de las aguas subterráneas drenadas por los manantiales y explotadas por los sondeos, se han utilizado las rectas altitudinales obtenidas en el Capítulo III, para los eventos tormentosos muestreados en Octubre de 2005, en la cabecera de la cuenca del Guadiana Menor, y en Abril de 1990, en Baza (Cruz San Julián et al., 1992). A continuación se han representado los contenidos de  $\delta^{18}\text{O}$  de las aguas subterráneas muestreadas, tanto en la MAS Orce-María-Cúllar como en la MAS Sierra de las Estancia, con su cota de muestreo. La relación de los puntos de agua subterránea con las rectas altitudinales obtenidas para la precipitación se presenta en la Fig. 5.23.

Como se puede comprobar el borde occidental de la Sierra de Orce presenta las mayores cotas de recarga, estando comprendidas entre 1.400 y 1.750 m s.n.m. Sin embargo, en el borde meridional de dicha sierra, las zonas de recarga se localizan a menores cotas topográficas, entre 1.275 y 1.450 m s.n.m. Se ha de tener cuidado con la cota de recarga de estos últimos puntos, ya que el resultado puede estar enmascarado por el efecto de evaporación que presentan las aguas subterráneas en dicha zona. Por otro lado, las aguas subterráneas de la Sierra de las Estancias presentan unas cotas de recarga comprendidas entre 1.300 y 1.550 m s.n.m, cotas que pueden ser algo superiores, ya que las aguas analizadas son todas termales y éstas suelen sufrir un enriquecimiento en  $^{18}\text{O}$  procedente del material rocoso.

### 5.6.2. Tritio ( $^3\text{H}$ )

Otro isótopo analizado en las aguas subterráneas de la zona ha sido el tritio. En total se han analizado 18 muestras, de las cuales cinco, recogidas en 2006, fueron analizadas en los laboratorios del CEDEX y 13, recogidas en 2007, fueron analizadas en los laboratorios de la Universidad Autónoma de Barcelona (UAB). Los resultados obtenidos en ambos laboratorios fueron contrastados, observando resultados más bajos en los análisis realizados por el CEDEX.

Los valores de tritio obtenidos son, en la mayoría, inferiores a 2 UT, lo que indica una edad para las aguas subterráneas superior a 50 años (Base de Datos del IGME). Sin embargo, en los puntos con valores de 2,8 UT (OMC-16 y OMC-29) y de 4,7 UT (OMC-35), la determinación del tiempo de residencia entraña mayor problemática (Fig. 4.88), ya que pueden corresponder tanto con aguas infiltradas a comienzos de los años 50 como infiltradas recientemente, con renovación rápida o bajo periodo de permanencia en el acuífero.

## 5.7. RESULTADOS

Las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias se ubican en la zona más oriental de la cuenca del Guadiana Menor. Ambas se localizan en el contacto entre las Zonas Internas y Zonas Externas de la Cordillera Bética, estando constituida la MAS Orce-María-Cúllar por el dominio Subbético (Subbético Interno) y la Sierra de las Estancias por el Complejo Alpujárride. Asociado a dicho contacto se localizan materiales atribuidos al Complejo Maláguide.

Dentro de la **MAS Orce-María-Cúllar** se ha considerado la subdivisión ya propuesta en la zona, que divide la MAS en dos subunidades acuíferas:

-*Subunidad de Orce-María* que hace referencia al acuífero carbonático subbético, dentro de la cual se han diferenciado tres sectores:

*Sector de Orce.* Constituye los afloramientos de acuífero carbonático más occidentales, donde el flujo se produce de E-W y las cotas piezométricas se sitúan a 935-945 m s.n.m.

*Sector de María.* Comprende los afloramientos de acuífero carbonático más orientales, donde el flujo es de W-E y las cotas piezométricas se sitúan a 980-1100 m s.n.m.

*Sector de Maimón.* Relieve carbonático subbético localizado al SW de Vélez Rubio, con una cota piezométrica comprendida entre 980 y 1060 m s.n.m.

-*Subunidad Cúllar-Baza*, que hace referencia al acuífero detrítico miopliocuaternalio que rodea a la Subunidad anterior.

La recarga de estos acuíferos se produce por infiltración del agua de lluvia para el acuífero carbonático subbético y por infiltración del agua de lluvia y de los retornos de regadío para el acuífero detrítico miopliocuaternalio, destacando el borde septentrional de la Sierra de Orce, donde tiene lugar la principal actividad agrícola de la zona, junto con el aluvial de los ríos Orce, Cúllar y proximidades de El Margen.

El control piezométrico, el cual se ha ceñido al borde septentrional y meridional de la MAS Orce-María-Cúllar y borde Noroccidental de la MAS Sierra de las Estancias, ha aportado importantes resultados en cuanto a la desconexión de los acuíferos carbonático subbético y detrítico miopliocuaternalio del borde septentrional de la MAS Orce-María-Cúllar con los del borde occidental, del acuífero carbonático subbético de las vertientes Norte y Sur de la Sierra de Orce y conexión del afloramiento carbonático de Venta Micena con los de la vertiente Norte de la misma sierra. La evolución piezométrica del borde septentrional de la MAS Orce-María-Cúllar es similar a la evolución piezométrica observada en el Sector del Llano de la Puebla, con ascenso piezométrico desde 1969 hasta 1974 de 8,6 a 6 m, seguido de un descenso desde 1975 hasta la actualidad de hasta 20 m, con dos ligeras recuperaciones en 1989 y 1998.

A diferencia de la evolución hidrométrica del manantial de Fuencaliente de Huéscar (PH-9, en el Sector del Llano de la Puebla), en la MAS Orce-María-Cúllar los manantiales de Fuencaliente de Orce (OMC-11) y la Balsica (OMC-9) no sufren una tendencia descendente, sino que sus evoluciones se ajustan a las evoluciones climáticas observadas y es solo a partir de principios de los años 90 cuando el caudal presenta una tendencia descendente, que se continúa hasta la actualidad. Por el contrario los manantiales OMC-10 y principalmente el OMC-42 presentan una evolución hidrométrica similar a la evolución piezométrica del borde septentrional de la Sierra de Orce por lo que se intuye cierta desconexión entre los dos grupos de manantiales y conexión entre los manantiales OMC-10 y OMC-42 y los sondeos en el borde septentrional de la Sierra de Orce.

La caracterización hidroquímica de las aguas subterráneas ha permitido definir cinco tipos de facies hidroquímicas:

- Tipo 1, bicarbonatada cálcico-magnésica.
- Tipo 2, mixta (bicarbonatada-clorurada-sulfatada cálcico-magnésico-sódica).
- Tipo 3, bicarbonatada-sulfatada y sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica.
- Tipo 4, sulfatada cálcico-magnésica
- Tipo 5, mixta (sulfatada-clorurada-bicarbonatada cálcico-magnésico-sódica).

A lo largo del flujo se observa una evolución de facies Tipo 1 a Tipo 3 en el borde septentrional, de facies Tipo 1 a Tipo 5 en el borde occidental y de facies Tipo 1 a Tipo 2 en el borde meridional. Además, se observan procesos de dedolomitización en la evolución de las facies Tipo 1 a Tipo 3 y Tipo 1 a Tipo 5.

Se ha de destacar el grado termal de las aguas, no solo en el borde Noroccidental de esta MAS sino también en el borde occidental, termalismo que se asocia a los importantes contactos tectónicos del borde oriental de la cuenca de Guadix-Baza. También se ha observado un importante contenido en  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  de las aguas en el borde occidental, asociado a la disolución de facies cloruradas-sódicas, posiblemente relacionadas con facies terciarias de relleno de la cuenca de Guadix-Baza.

Con respecto a la **MAS Sierra de las Estancias**, el estudio hidrogeológico se ha centrado en la parte que drena a la cuenca del Guadiana Menor. El flujo del agua, en los acuíferos carbonático alpujárride y detrítico miopliocuaternalio, ambos en conexión hidráulica, es desde SE-NE y de E-W. En el borde Noroccidental de esta MAS tan solo se han identificado dos tipos de facies hidroquímicas:

- Tipo 1, sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica.
- Tipo 2, sulfatada cálcico-magnésica.

En esta MAS destaca un grado geotérmico mayor al observado en las anteriores MAS, con temperaturas que llegan a alcanzar los  $33^\circ\text{C}$  en los sondeos que explotan el acuífero carbonático alpujárride, hacia el borde más occidental.

En la evolución de las aguas subterráneas a lo largo del flujo, tan solo se produce un incremento de los iones  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ , mientras que el contenido en  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  es bajo. El incremento los iones mencionados es mayor del observado en la MAS Orce-María-Cúllar, este se encuentra relacionado con la disolución de materiales yesíferos asociados a la Unidad alpujárride de Blanquizaes.

El ACP, las relaciones iónicas, los IS y la  $\text{PCO}_2$  confirman la evolución del agua subterránea propuesta tanto en la MAS Orce-María-Cúllar como en la MAS Sierra de las Estancias. Evolución caracterizada, como en MAS anteriores, por un aumento de la  $\text{PCO}_2$ , de la CE, de la dureza y de los IS de yeso y halita, acompañado por un descenso del pH.

El estudio de los isótopos estables ( $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$ ) ha reflejado un contenido más enriquecido para la MAS Sierra de las Estancias que para la MAS Orce-María-Cúllar. En la primera MAS los contenidos isotópicos se aproximan a la composición isotópica de las precipitaciones (WLMWL). Para la segunda MAS las muestras se alinean según la

GMWL salvo los puntos ubicados en el borde meridional y en el acuífero detrítico miopliocuaternalio, que se sitúan a la derecha de la GMWL, indicando procesos de evaporación y enriquecimiento en isótopos pesados. Se ha de destacar que las aguas de la vertiente meridional de la Sierra de Orce presenta un contenido en isótopos pesados más enriquecido que la vertiente septentrional. Este hecho podría quedar explicado por la mayor afección, en esta zona, de frentes de procedencia Mediterránea, los cuales experimentan un empobrecimiento isotópico de SE a NW y de Este a Oeste. Por otro lado, las cotas de recarga son mayores en el borde occidental de la Sierra de Orce que en el septentrional, estando comprendidas entre 1.400 y 1.750 m s.n.m., sin embargo en el borde meridional de dicha sierra están comprendidas entre 1.275 y 1.450 m s.n.m. Finalmente los puntos de la Sierra de las Estancias presentan unas cotas de recarga comprendidos entre el intervalo 1.300 y 1.550 m s.n.m.

Respecto a los contenidos en tritio de las aguas de esta zona, se ha de destacar que las aguas presentan tiempos de residencia mayores de 50 años, salvo algunos puntos que indican mezcla con aguas más recientes o aguas con tiempo de residencia entre 20 y 25 años (OMC-35).





## **CAPÍTULO VI**

### **CARACTERIZACIÓN HIDRODINÁMICA, HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA DE LAS MASAS DE AGUA SUBTERRÁNEA DEL SECTOR SUR DE LA CUENCA (BAZA-CANILES, EL JABALCÓN, SIERRA DE BAZA Y EL MENCAL)**



## 6. 1. UTILIZACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

En el área delimitada por las MAS Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencal, se asientan una serie de municipios: Baza, Caniles, Zújar, Freila, Gorafe, Gor, Fonelas, Villanueva de las Torres, Dehesas de Guadix, Alicún de Ortega y Pedro Martínez, cuyos términos se extienden por la cuenca del Guadiana Menor. Además de las poblaciones que son cabecera de municipio, existen una serie de pedanías como: Hijate, Rajano, Baúl, Bátor y Hernán Valle. Ello genera una demanda de agua, tanto para abastecimiento público como para regadío (Fig. 6.1). La población en esta zona asciende a 37.700 habitantes, destacando el municipio de Baza con 22.220 habitantes.

Las zonas de regadío ocupan una extensión total de 13.400 has, repartidas por los municipios ya mencionados (Fig. 6.1), donde el 61 % de los recursos utilizados son de origen superficial y el 39 % son de origen subterráneo. Destacan los municipios de Villanueva de las Torres, Dehesas de Guadix, Alicún de Ortega y Pedro Martínez, en los cuales la utilización del agua subterránea supone el 70%, 79%, 70% y del 100%, respectivamente, de la demanda total.

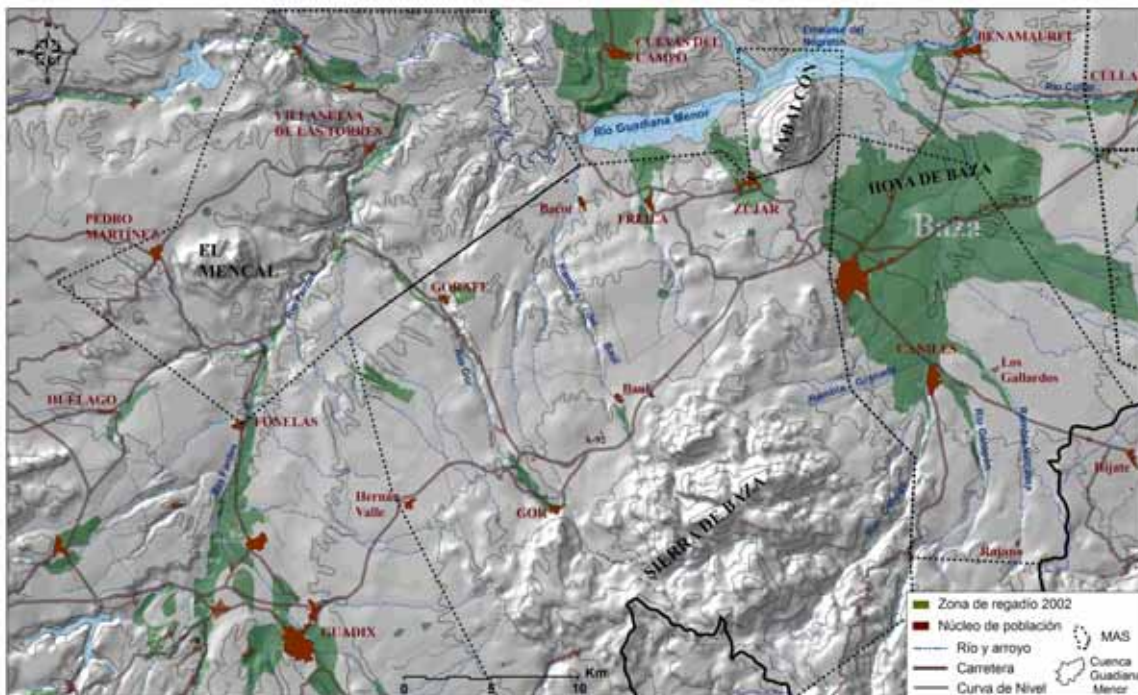


Fig. 6.1. Mapa con las zonas de regadío de los municipios englobados dentro de las MAS Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencal, junto con las zonas de regadíos de municipios colindantes, para el 2002 (Junta de Andalucía, 2002).

## 6.2 RED PIEZOMÉTRICA Y DE MUESTREO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS (PERIODO 2005-2007)

Con objeto de la investigación, en total se muestrearon 106 puntos de agua de distinta naturaleza (manantiales, galerías, sondeos, pozos, sondeos surgentes, aguas de río), para la realización de análisis químicos convencionales y análisis de isótopos ( $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$ ). Siempre que fue posible, se tomaron medidas de parámetros químicos “in situ”,

medidas de nivel piezométrico, en sondeos y pozos, y medidas de caudal en manantiales.

La selección de los 106 puntos se basó en varios criterios: ubicación geológica-hidrogeológica, grado aceptable de conocimiento de la columna y de la profundidad de la obra e importancia del caudal de descarga (en el caso de manantiales). A pesar de estos criterios impuestos de partida, en ocasiones se muestrearon sondeos con escasa información. En el área comprendida por las MAS Baza-Caniles y borde septentrional de la Sierra de Baza, al constituir una zona con un gran desarrollo agrícola (Fig. 6.1), con la ubicación de un gran número de sondeos, se encontró con la problemática de no poder muestrear los sondeos de explotación en momentos de aguas altas, al no estar bombeando.

En Baza-Caniles se muestrearon un total de 40 puntos de distinta naturaleza: 4 manantiales, 1 galería, 30 sondeos (en explotación y piezómetros), 2 pozos antiguos y 3 sondeos surgentes. En El Jabalcón se seleccionaron y muestrearon 6 sondeos. En la Sierra de Baza se muestrearon 41 puntos de agua: 13 manantiales, 1 galería, 1 pozo antiguo, 20 sondeos (de explotación o piezómetros) y 4 sondeos surgentes. En El Mencil se muestrearon 14 puntos: 11 manantiales y 3 sondeos en explotación o piezómetros. Finalmente, a pesar de encontrarse fuera del área donde se desarrolla la Tesis Doctoral, se consideró interesante el muestreo de cinco puntos, dos en la MAS colindante de Guadix-Marquesado y tres en el borde nororiental de la MAS de Sierra Arana, por ubicarse aguas arriba de El Mencil y existir un balneario de agua termal (Base de Datos del IGME y Fig. 6.2).

Al igual que en MAS anteriores, para la identificación de los puntos de agua se ha creado una codificación distinta a la dada por el IGME, ésta consta de las siglas “BC” para la MAS Baza-Caniles, “J” para El Jabalcón, “B” para la Sierra de Baza, “M” para la El Mencil, “Gx” para los puntos que se localizan dentro de la MAS Guadix-Marquesado y “SA” para los puntos ubicados en Sierra Arana, seguidas todas ellas de números correlativos en función de la masa de agua.

### 6.3 FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO

Para la descripción del funcionamiento hidrogeológico de los diferentes acuíferos definidos en el Sector Sur de la cuenca del Guadiana Menor, ha sido necesario la separación de éstos en función de la MAS en la que se encuentran.

La **MAS Baza-Caniles**, como se comentó en el Capítulo I, se caracteriza por la presencia de dos acuíferos detríticos. Por un lado, el acuífero detrítico miopliocuaternalio, localizado en el borde de la cuenca de Baza asociado a la falda oriental de la Sierra de Baza, a la falda septentrional de Sierra de los Filabres y a la falda occidental de la Sierra de las Estancias, constituido principalmente por materiales detríticos de la Formación Guadix. Por otro lado, el acuífero detrítico cuaternario, que comprende antiguas terrazas aluviales del río de Baza depositadas sobre los materiales impermeables de la Formación Baza.



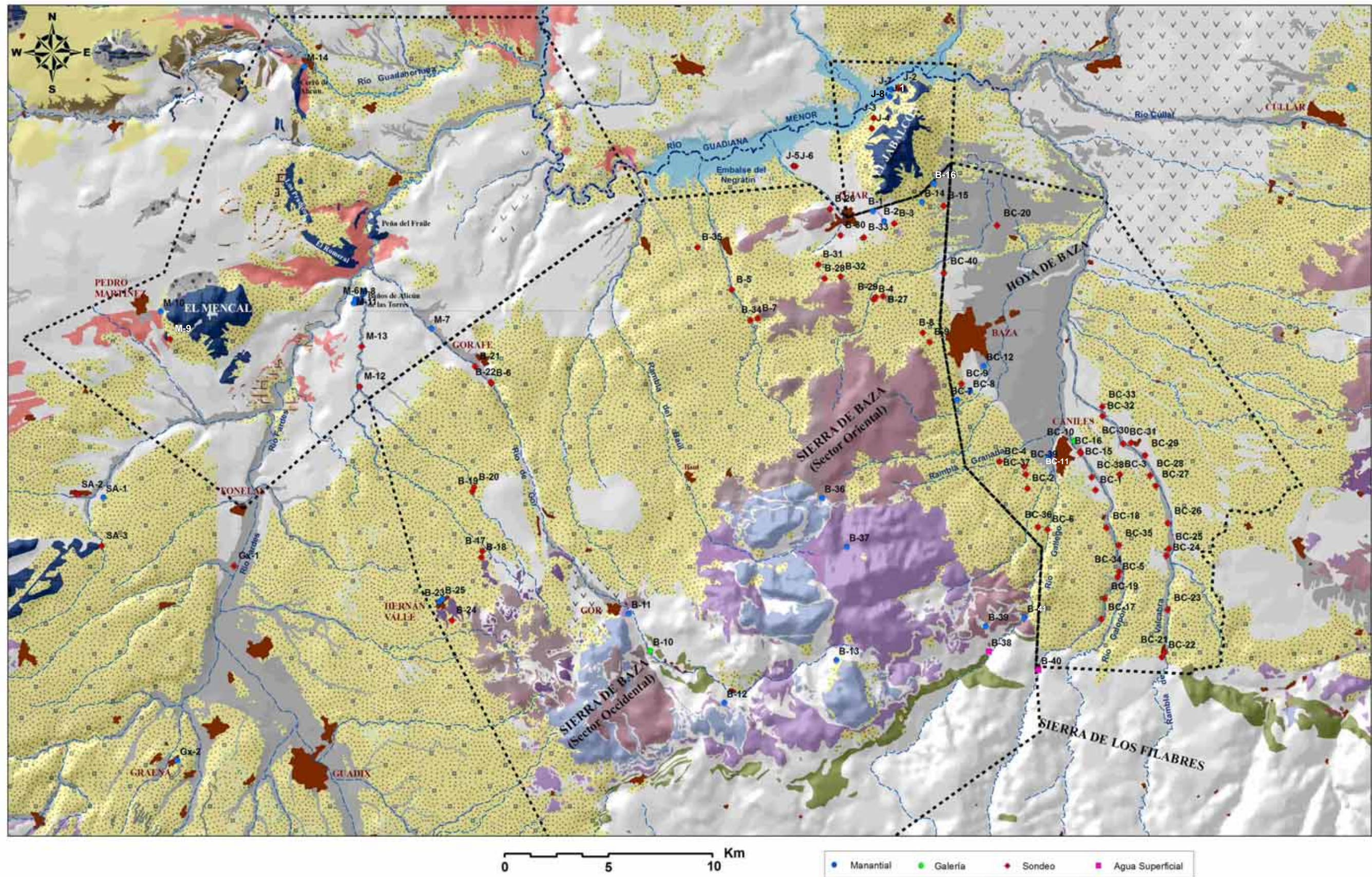


Fig. 6.2. Mapa hidrogeológico con la ubicación de los puntos de agua utilizados para el muestreo, dentro de las MAS de Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencal.



Los acuíferos de esta MAS se encuentran alimentados por la recarga de agua procedente de la infiltración de la precipitación, cuando esta cae sobre los afloramientos permeables de ambos acuíferos, y de la infiltración de agua procedente de la escorrentía generada sobre la cabecera de la cuenca de Baza, donde afloran materiales Nevado-Filábrides impermeables. Además, se produce una recarga adicional al acuífero detrítico miopliocuaternario, procedente tanto del acuífero carbonático alpujárride de la Sierra de Baza como del acuífero carbonático alpujárride de la Sierra de las Estancias (Hidalgo et al., 1991; Hidalgo, 1993). Las descargas de esta MAS se producen a través de numerosas vías: por medio de manantiales ubicados en el contacto entre la Formación Guadix (permeable) y Formación Baza (impermeable) (Fig. 1.19), por bombeo de sondeos localizados en el acuífero miopliocuaternario, por descargas ocultas subterráneas en el borde meridional, a través de los aluviales de los ríos Gallego, Galopón y Valcabra y, finalmente, por la descarga hacia el acuífero detrítico miopliocuaternario de la MAS Sierra de Baza, en el borde septentrional de Baza-Caniles.

En cuanto al balance hídrico, se ha partido de los datos de los últimos balances realizados en la MAS Baza-Caniles (Hidalgo, 1993; Junta de Andalucía-ITGE, 2000). La realización de un balance en esta MAS entraña cierta complejidad, ya que aparecen implicados otros acuíferos que aportan agua de forma oculta, cuya cuantía es muy difícil de evaluar con precisión, más aún en la zona oriental donde no se dispone de valores de transmisividad. Por otra parte, existe también una componente de aportes por infiltración de escorrentía superficial, igualmente compleja de evaluar, procedente de la cabecera de los ríos Gallego y Galopón y rambla de Valcabra, donde afloran materiales Nevado-Filábrides impermeables. En la Tabla 6.1 se presentan los dos balances hídricos realizados recientemente en esta MAS. En el balance hídrico realizado por Hidalgo (1993), se obtuvo un excedente de agua considerable a tener en cuenta a la hora de realizar nuevas explotaciones, excedente no contemplado en el balance hídrico realizado por el IGME (Junta de Andalucía-ITGE, 2000), el cual no tuvo en cuenta las entradas subterráneas procedentes de la Sierra de las Estancias, según observó Hidalgo (1993).

Tabla 6.1. Balance hídrico realizado en Baza-Caniles por Hidalgo (1993) (a) y por el IGME (ITGE, 2000) (b).

a)		Sector Oriental MAS Baza-Caniles	hm <sup>3</sup> /año	Sector Occidental MAS Baza-Caniles	hm <sup>3</sup> /año
Entradas	Recarga subterránea MAS Sra Estancias		2,4	Recarga subterránea MAS Sra Baza	21,9
	Infiltración de la escorrentía		0,8	Infiltración de escorrentía del Nevado-Filábride	11,0
	Infiltración de la lluvia útil		1,2	Infiltración de la lluvia útil	3,3
Total			<b>4,5</b>		<b>36,2</b>
Salidas	Descarga por manantiales		0,3	Descarga por manantiales del borde occidental	6,0
	Extracciones en pozos y sondeos		1,5	Manantiales borde suroccidental y arroyo los Olmos	2
				Bombeo en el Acuífero Cuaternario	0,5
				Bombeo sondeos en el otro acuífero	7,8
				Descargas ocultas a través de los ríos	6,2
Total			<b>1,8</b>		<b>30,7</b>

Tabla 6.1. Continuación.

MAS Baza-Caniles		hm <sup>3</sup> /año
Entradas	Recarga subterránea MAS Sierra Baza	10,0
	Infiltración de la escorrentía	15,0
	Infiltración de la lluvia útil	7,5
	Infiltración de los manantiales Surorientales de la MAS Sierra Baza	1,5
<b>Total</b>		<b>34,0</b>
Salidas	Descarga por manantiales y galerías	18,5
	Extracciones en pozos y sondeos	4,0
	Derivaciones para riego	2,0
	Descargas subterráneas hacia los materiales miopliocuaternarios de la zona Noroccidental	1,0
<b>Total</b>		<b>34,0</b>

La **MAS El Jabalcón**, constituida por el acuífero carbonático subbético y el acuífero detrítico miopliocuaternario, presenta una alimentación procedente, en su mayor parte, de aportes subterráneos de la MAS Sierra de Baza y, en menor medida, de la infiltración de agua de lluvia sobre los terrenos permeables. Las descargas, en su mayoría, se producen a través de los manantiales denominados Baños de Zújar (J-7) y Fuente Amarguilla (J-8) y en muy baja proporción por bombeo (Fig. 6.2). En la actualidad, los dos manantiales principales se encuentran cubiertos por el agua del embalse del Negratín, haciendo imposible la cuantificación del caudal de descarga. Referente al balance hídrico se ha escogido el realizado por el IGME y CHG (2001) (Tabla 6.2)

Tabla 6.2. Balance hídrico de la MAS El Jabalcón (CHG-IGME, 2001g).

MAS El Jabalcón		hm <sup>3</sup> /año
Entradas	Recarga subterránea	5,7
	Infiltración de la lluvia útil	0,5
<b>Total</b>		<b>6,2</b>
Salidas	Descarga por manantiales	5,7
	Bombeo	0,01
	Descargas subterráneas hacia los materiales miopliocuaternarios	0,45
<b>Total</b>		<b>6,2</b>

La **MAS de Sierra de Baza**, como ya se ha comentado en el Capítulo I, esta MAS presenta una estructura antiforme, en cuyo núcleo afloran materiales del complejo Nevado-Filábride. Esta estructura ha ayudado a la división del acuífero carbonático alpujárride en dos sectores acuíferos desconectados hidráulicamente entre sí y con funcionamiento diferente: Sector Occidental y Sector Oriental de Sierra de Baza (Fig. 1.20 y Fig. 6.2). Dentro de ambos sectores se han diferenciado: el acuífero carbonático alpujárride y el acuífero detrítico miopliocuaternario.

La alimentación de ambos acuíferos tiene lugar a través de la infiltración de la precipitación directamente sobre los terrenos permeables y por la infiltración de la

escorrentía generada en las zonas de materiales impermeables. Además, el acuífero detrítico miopliocuaternario se caracteriza por una recarga adicional procedente de las descargas ocultas del acuífero carbonático alpujárride de la Sierra de Baza y del acuífero detrítico miopliocuaternario de Baza-Caniles, en su borde nororiental.

En cuanto a las descargas, estas tienen lugar de forma visible a través de numerosos manantiales y sondeos, y de forma oculta a los acuíferos de MAS colindantes como Baza-Caniles, El Jabalcón y Guadix-Marquesado.

En cuanto al balance hídrico, se ha partido de los datos del último balance realizado por el IGME en colaboración con la CHG (CHG-IGME, 2001h), que se presenta en la Tabla 6.3.

Tabla 6.3. Balance hídrico realizado en la Sierra de Baza (CHG-IGME, 2001h).

MAS Sierra de Baza		hm <sup>3</sup> /año
Entradas	Infiltración de la lluvia útil Sector Oriental	39,0
	Infiltración de la lluvia útil Sector Occidental	11,0
Total		<b>50,0</b>
Salidas	Descargas visibles Sector Occidental	2,0
	Descargas visibles Sector Septentrional y Oriental	19,0
	Descargas ocultas al Acuífero de Guadix	2,5
	Descargas ocultas hacia el miopliocuaternario	7,0
	Descargas ocultas en el Sector Oriental hacia Baza-Caniles	9,5
	Descargas ocultas en el Sector Oriental hacia el miopliocuaternario indiferenciado	10,0
	Total	<b>50,0</b>

Por último, la **MAS El Mencal**, constituida por seis subunidades carbonáticas subbéticas y dos subunidades detríticas cuaternarias, presenta una alimentación y drenaje diferente dependiendo del tipo de acuífero y de la subunidad acuífera considerada.

En las subunidades carbonáticas del Cerro del Mencal y Cerro de los Pradicos la alimentación se produce por infiltración directa de la precipitación y las descargas se producen por bombeo. En la Subunidad Cerro de Alicún, existe una alimentación procedente de la infiltración del agua de precipitación y de la escorrentía superficial sobre materiales impermeables. El drenaje se realiza exclusivamente en su borde Norte a través de dos manantiales con caudal conjunto de 4 l/s. Las Subunidades del Romeral y Peña del Fraile presentan una alimentación debida a la infiltración del agua de lluvia y unas descargas ocultas hacia el aluvial del río Fardes. La Subunidad Baños de Alicún presenta una alimentación procedente del agua de lluvia, a la que se le ha de sumar la infiltración del agua de escorrentía procedente de los materiales impermeables (de la Formación Gorafe-Huélago) localizados al SE del afloramiento carbonático, junto con descargas ocultas procedentes de otra MAS. Las descargas en esta subunidad se

producen a través de una serie de manantiales termales que suponen un caudal conjunto de drenaje de 80 l/s.

En las Subunidades detríticas del aluvial de los ríos Guadahortuna y Fardes, la alimentación procede de la infiltración de la lluvia, de la escorrentía superficial de las laderas que los bordean, de los retornos de regadíos, de las aguas residuales y, en el aluvial del río Fardes, además, por aportes de arroyos tributarios, así como por aportes de subunidades acuíferas carbonáticas como el Romeral, Peña del Fraile y Baños de Alicún. Las descargas de las dos subunidades acuíferas se producen por bombeos y por drenaje subterráneo del propio aluvial.

En cuanto al balance hídrico realizado en esta MAS (CHG-IGME, 2001i), se han considerado todas las Subunidades acuíferas conjuntamente, tanto las carbonáticas como las detríticas (Tabla 6.4).

Tabla 6.4. Balance hídrico de la MAS El Mencil (CHG-IGME, 2001i).

		Acuíferos Carbonatados	hm <sup>3</sup> /año
Entradas		Infiltración de la lluvia útil	2
		Entradas ocultas	2
Total			4
Salidas		Drenaje de manantiales	2,5
		Descargas ocultas hacia aluviales	1,3
		Bombeos	0,2
Total			4

		Acuíferos Detríticos	hm <sup>3</sup> /año
Entradas		Infiltración de la lluvia útil	1,7
		Infiltración por escorrentía superficial	4,3
		Recargas ocultas desde acuíferos carbonáticos	1,3
		Retornos de regadío	2,7
Total			10
Salidas		Descargas hacia los ríos	6,8
		Bombeos	3,2
Total			10

#### 6.4 EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA E HIDROMÉTRICA

Para el estudio de la evolución piezométrica, se dispone del registro piezométrico de 13 sondeos de investigación: S-77, S-78, S-79, S-83, S-85, S-86, S-88, S-89, S-98, S-103, S-125, S-133 y S-147, cuya ubicación y características pueden consultarse en la Tabla 6.5 y Fig.6.3. Para el estudio hidrométrico se parte del registro de 2 manantiales ubicados al Sur de Baza: Siete Fuentes (BC-7) y Fuente de San Juan (BC-41, manantial seco desde 2003 hasta la actualidad). La representación de las evoluciones se ha realizado agrupando los sondeos según su posición geográfica y MAS.

En la Fig. 6.4 se han representado todos los piezómetros analizados, con medidas de nivel en la MAS Baza-Caniles. El punto con menor cota piezométrica es el S-78, ubicado al SE de Caniles, y el de mayor cota piezométrica es el S-95, ubicado en la zona más meridional, en el aluvial del río Galopón (Fig. 6.3).

Como puede apreciarse en la Fig. 6.4, se observa una tendencia ligeramente descendente durante el período de medida en los piezómetros S-78, S-77, S-99 y S-79, ubicados hacia el centro de la cuenca (Fig. 6.3). En esta zona tienen lugar importantes bombeos para regadío, llegándose a constatar descensos de hasta 12 m (piezómetro S-78). En los piezómetros ubicados hacia los bordes del acuífero miopliocuaternalio, S-96, S-92 y S-100 (Fig. 6.3 y Fig. 6.4), el nivel tiende a mantenerse más o menos estable, observándose ciclos anuales reflejo de la variación estacional de la precipitación. Finalmente, en zonas más próximas al área de recarga (donde no se produce bombeo para el regadío) se localiza el piezómetro S-95 (Fig. 6.3 y Fig. 6.4), el cual presenta una tendencia ascendente, con un incremento de nivel de 6 metros aproximadamente, desde Septiembre de 1995 hasta Abril de 2007.

Tabla 6.5. Sondeos de investigación y manantiales en los que se posee un registro piezométrico e hidrométrico.

Nº	Toponimia	Z	Tipo	Acuífero	Período de medida
S-77 / BC-2	Barranco Guerrero	978	S	Detrítico miopliocuaternalio	1989-2007
S-78 / BC-3	Barranco del Agua	934	S	Detrítico miopliocuaternalio	1989-2007
S-79 / BC-4	Rambla Granada	962	S	Detrítico miopliocuaternalio	1989-2007
S-92 / BC-5	Cjo Viernes	1014	S	Detrítico miopliocuaternalio	2002-2007
S-93	Barranco de la Cerrá	1017	S	Detrítico miopliocuaternalio	1990-1995
S-95 / BC-19	Florentos	1028	S	Detrítico miopliocuaternalio	1989-2007
S-96	Caniles VI	995	S	Detrítico miopliocuaternalio	1996-2007
S-99	Caniles V	970	S	Detrítico miopliocuaternalio	1998-2006
S-100	Caniles VII	990	S	Detrítico miopliocuaternalio	1998-2006
S-103	Baños de Zújar	678	S	Carbonático subbético	1998-2005
S-125	Freila III	760	S	Detrítico miopliocuaternalio	1998-2005
S-133 / BC-22	Gorafe 2	840	S	Detrítico miopliocuaternalio	2003-2004
S-147	SB-1	1011	S	Carbonático alpujárride	1998-2006
BC-7	Siete Fuentes	935	M	Detrítico miopliocuaternalio	1969-2006
BC-41	San Juan	920	M	Detrítico miopliocuaternalio	1969-2004

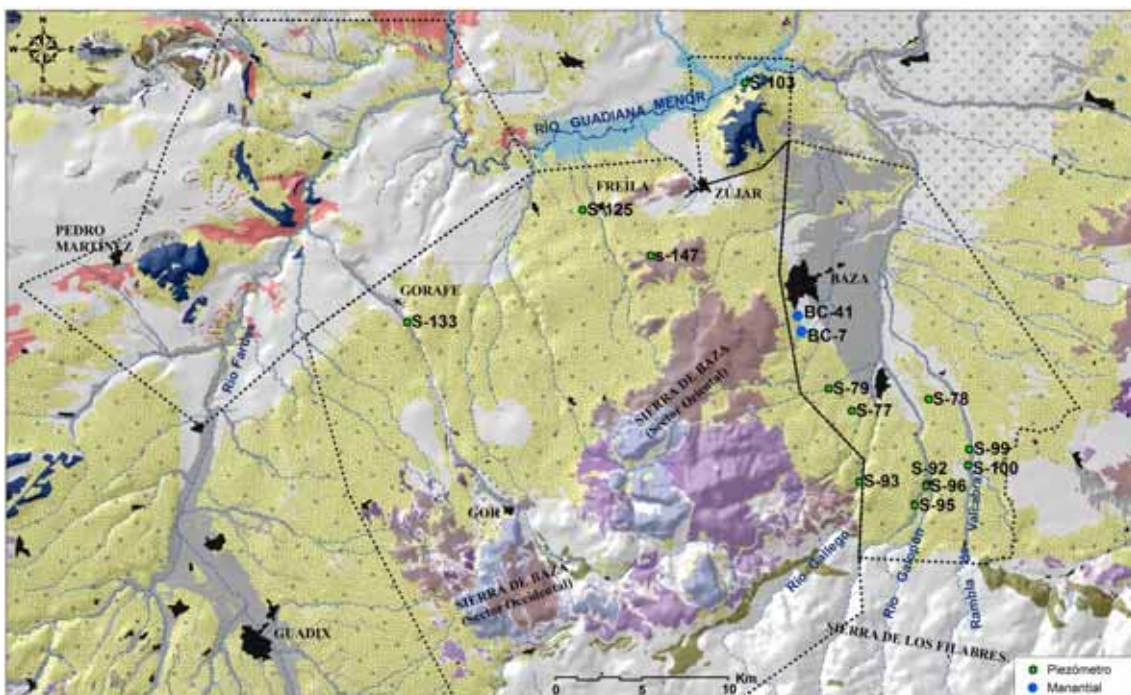


Fig. 6.3. Red de control piezométrica e hidrométrica existente en los acuíferos del Sector Sur de la cabecera del Guadiana Menor.



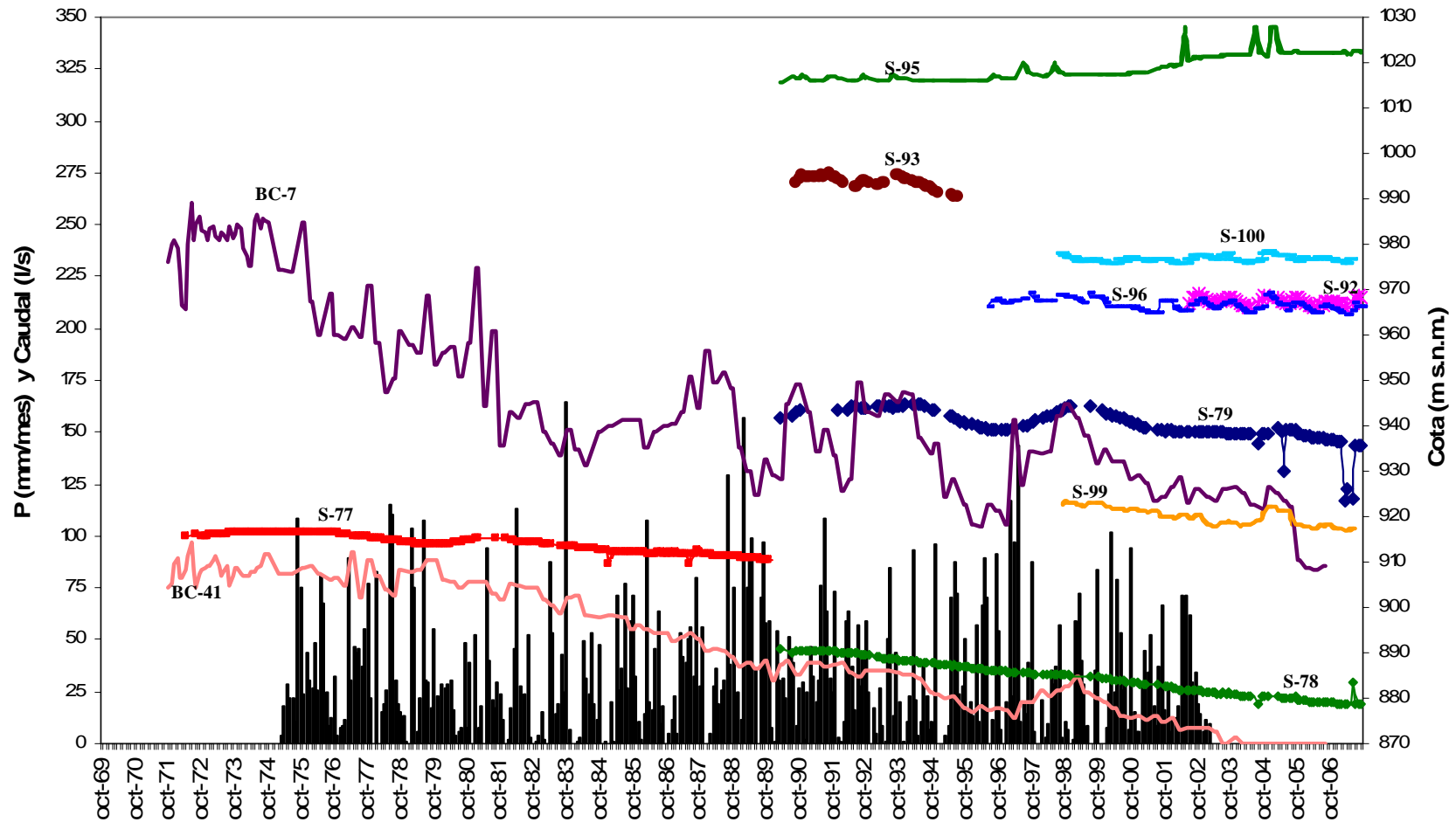


Fig. 6.4. Evoluciones piezométricas e hidrométricas de los piezómetros y manantiales ubicados en el Sector Sur de la cuenca del Guadiana Menor, junto con la evolución de la precipitación en la estación 5047A (Fig. 2.2). Las características principales y su ubicación geográfica pueden ser consultadas en la Tabla 6.5 y Fig. 6.3.

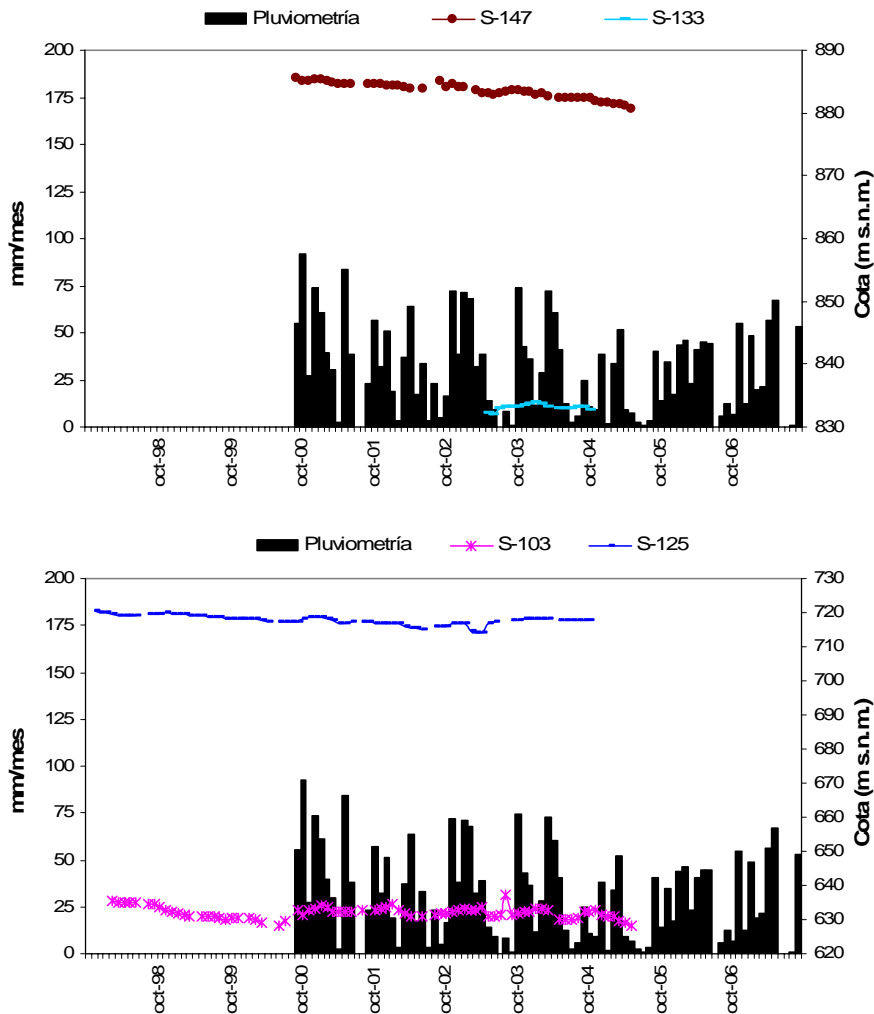


Fig.6.5. Evoluciones piezométricas de los piezómetros ubicados en El Jabalcón (S-103) y en la Sierra de Baza (S-147, S-133 y S-125), junto con la evolución de la precipitación en la estación 5047A (Fig. 2.2). Las características principales y su ubicación geográfica pueden ser consultadas en la Tabla 6.5 y Fig. 6.3.

Este ascenso piezométrico en las zonas de recarga tiene su origen en el incremento de la cantidad de precipitación de los frentes mediterráneos durante los últimos 28 años, incremento constatado en el Capítulo 2 (Fig. 2.10.) y que afecta a la Sierra de Baza.

En cuanto a la evolución hidrométrica de los dos manantiales controlados desde 1969 por el IGME (Tabla 6.5 y Fig. 6.3), se observa un descenso importante en su caudal de descarga, llegando en el año hidrológico de 2003 a secarse por completo el manantial de San Juan (Fig. 6.4), según se ha comentado anteriormente. La evolución hidrométrica refleja las variaciones climáticas producidas en la zona, variaciones a las que se le suman los efectos provocados por los bombeos que tienen lugar en los sondeos B-8 y B-9, entre otros, destinados para abastecimiento de Baza.

Por otro lado, también se tiene registro piezométrico del acuífero carbonático subbético de El Jabalcón, a través del sondeo S-103 (ubicado en el acuífero carbonático subbético), del acuífero detrítico miopliocuaternario de la Sierra de Baza, gracias al control de los sondeos S-125 y S-133, y del acuífero carbonatado alpujárride de la misma sierra, con el control del sondeo S-147 (Fig. 6.3). Aunque el período de control

de estos piezómetros ha sido inferior a los sondeos ubicados en el acuífero detrítico miopliocuaternalio de la MAS Baza-Caniles (Tabla 6.5 y Fig. 6.3), se observa una tendencia tanto en el acuífero carbonático alpujarride (S-147) como en el carbonático subbético (S-103) y detrítico miopliocuaternalio (S-125) hacia el descenso, desde Marzo de 1998 hasta Agosto de 2000. Posteriormente, el nivel tiende a mantenerse más o menos estable, con variaciones interanuales (S-103 y S-125), salvo en el acuífero carbonático alpujarride (S-147), donde continúa la tendencia descendente hasta finalizar el período de medidas (Fig. 6.5).

## **6.5 CARACTERIZACIÓN FÍSICO-QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA**

El total de puntos muestreados durante el período 2005-2007, en las MAS consideradas en el Sector Sur de la cabecera del Guadiana Menor, fue de 106: 30 manantiales, 2 galerías, 61 sondeos, 8 sondeos surgentes, 3 pozos y dos muestras de aguas superficiales (Fig. 6.2 y Base de Datos del IGME).

### **6.5.1. Variabilidad Espacial de la Composición Química del Agua Subterránea**

En la Fig. 6.6 se han representado los diagramas de Stiff de todos los puntos de agua analizados en la zona. Además han sido considerados algunos puntos de las MAS colindantes como la Sierra de las Estancias, Guadix-Marquesado y Sierra Arana. Para la elaboración de los diagramas de Stiff se ha partido de los valores medios de los iones principales para cada punto de agua muestreado con más de un análisis químico.





-MAS BAZA-CANILES

En los acuíferos de Baza-Caniles se tomaron un total de 57 muestras de aguas subterráneas en 40 puntos de agua (Fig. 6.2),

Para la elaboración del diagrama de Piper se han considerado los valores medios de los 40 puntos muestreados, (Base de Datos del IGME). Además se han incluido varias muestras que caracterizan el agua subterránea del Sector Oriental de la Sierra de Baza (B-36, B-37, B-38, B-39, B-40 y B-41) (Fig. 6.2) así como varias muestras que caracterizan las aguas de la Sierra de las Estancias (SE-4, SE-6 y SE-8) (Fig. 5.2). Se ha considerado interesante tener en cuenta puntos de agua de MAS colindantes, por existir recargas laterales ocultas hacia el acuíferos miopliocuaternalio de Baza-Caniles.

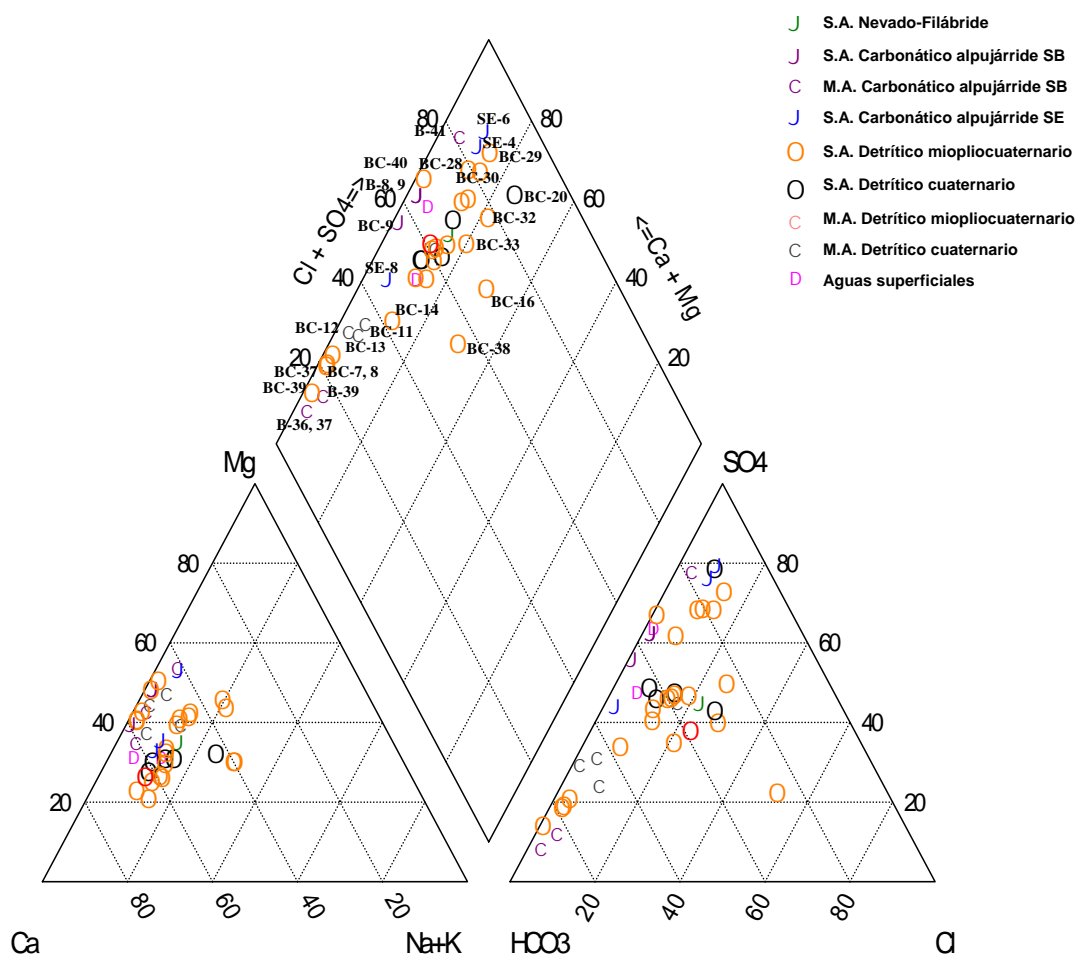


Fig. 6.7. Diagrama de Piper con los puntos de agua muestreados en Baza-Caniles, junto con varios puntos representativos del agua de recarga subterránea procedente de Sierra de Baza y Sierra de las Estancias. Los puntos se han diferenciado en manantiales (M) y sondeos (S) y a su vez según el tipo de acuífero. Para el acuífero carbonático alpujárride se ha especificado la Unidad alpujárride en la que se encuentra.

La representación de los componentes principales de las muestras analizadas en el diagrama de Piper (Fig. 6.7), ha permitido definir la presencia de la facies bicarbonatada cálcico-magnésica en las aguas subterráneas de todo el borde occidental del acuífero detrítico miopliocuaternalio de Baza-Caniles (BC-7, BC-8, BC-37) (Fig. 6.6), zona que



recibe importantes aportes subterráneos del acuífero carbonático alpujárride de Sierra de Baza y donde los materiales detríticos que forman el acuífero (Formación Guadix) corresponden a facies aluviales proximales. A medida que nos alejamos del borde oriental de la Sierra de Baza, los materiales detríticos disminuyen de tamaño y se interdigitan con los materiales limoso-yesíferos de la Formación Baza. Esta evolución y cambio de facies sedimentarias hacia el centro de la cuenca, va acompañada de un cambio de facies hidroquímicas a lo largo del flujo, pasando el agua de facies bicarbonatada cálcico-magnésica a bicarbonatada-(sulfatada) cálcico-magnésicas en varios manantiales próximos al municipio de Caniles (BC-11, BC-13), así como en los sondeos surgentes localizados en este mismo municipio (BC-14 y BC-15) (Fig. 6.6 y Fig. 6.7).

En el borde meridional del acuífero miopliocuaternalio de Baza-Caniles, como ya se comentó anteriormente, la recarga se produce por infiltración del agua de lluvia e infiltración del agua de escorrentía de las cabeceras de las cuencas de los ríos Gallego y Galopón y rambla de Valcabra. Las facies hidroquímicas observadas en esta zona son dos: facies sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésicas a lo largo de los ríos Gallego y Galopón y facies mixtas (sulfatada-bicarbonatada-clorurada cálcico-magnésica) en la cabecera de la rambla de Valcabra. A lo largo de esta rambla las aguas sufren un incremento de los iones  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , hasta llegar a las proximidades de la pedanía de Los Gallardos (Fig. 6.1 y 6.2), donde la facies pasa a sulfatada cálcica. Esta evolución diferente de las aguas subterráneas en el acuífero detrítico miopliocuaternalio a lo largo de los tres cursos fluviales mencionados, tiene su origen en la existencia de zonas de pequeña extensión con facies cloruradas-sódicas y por la mezcla con aguas procedentes de la recarga oculta del acuífero carbonático alpujárride de la Sierra de las Estancias en la zona oriental del acuífero detrítico miopliocuaternalio. La existencia de zonas localizadas con materiales clorurados-sódicos, da lugar a situaciones anómalas, con incremento de los iones  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ , como es el caso de los sondeos BC-16 y BC-38. Estos resultados coinciden con los ya obtenidas por Hidalgo (1993).

En este caso, los diagramas de Schoëller-Berkaloff (Fig. 6.8) facilitan la observación de la evolución química de las aguas a lo largo de las líneas de flujo, tanto desde el borde oriental de la Sierra de Baza hasta el acuífero miopliocuaternalio de Baza-Caniles, como a lo largo de los ríos Gallego y Galopón y rambla de Valcabra. Cada diagrama de Schoëller-Berkaloff corresponde con un perfil diferente dentro del acuífero de Baza-Caniles.

Los dos diagramas superiores de la Fig. 6.8, reflejan la evolución hidroquímica del agua en el borde occidental del acuífero Baza-Caniles, evolución que es similar a la observada a lo largo del río Galopón. En los tres perfiles se produce un incremento progresivo de los iones  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , a lo largo del flujo y desde el acuífero carbonático alpujárride al acuífero detrítico miopliocuaternalio y cuaternario, incremento que se hace más acusado en el acuífero detrítico cuaternario septentrional (donde se muestreó el punto BC-20, Fig. 6.6) respecto al mismo acuífero en la zona meridional y central (donde se muestrearon los puntos BC-11 y BC-12, respectivamente) (Fig. 6.6, Fig. 6.7 y Fig. 6.8). En el acuífero detrítico miopliocuaternalio, a lo largo del río Galopón, se observan importantes incrementos de

los iones  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , en el punto BC-16, debido a la presencia, puntualmente, de sales cloruradas-sódicas como ya se ha comentado anteriormente.

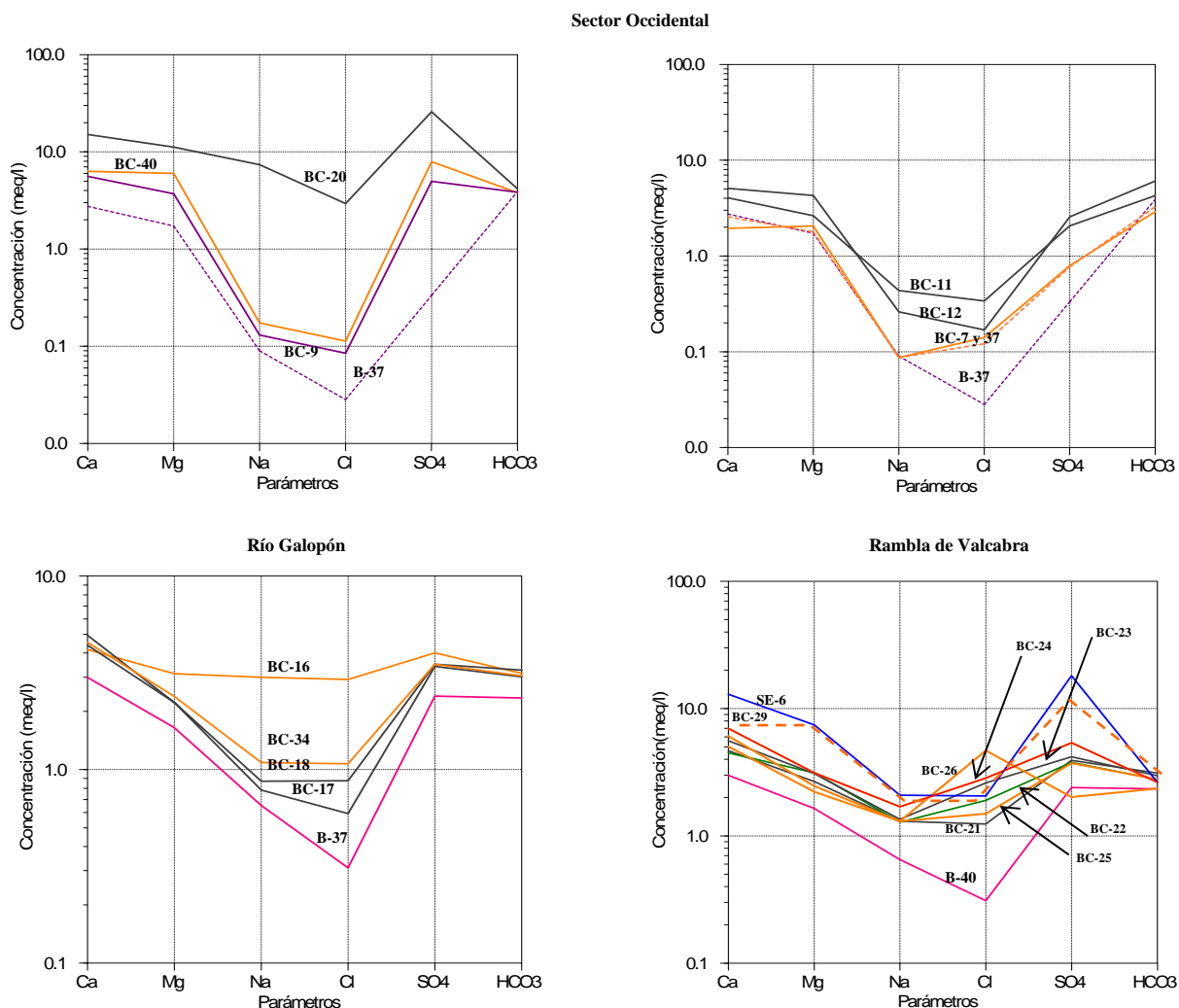


Fig. 6.8. Diagramas de Schoëller-Berkaloff de las muestras de agua analizadas en el Sector Occidental del acuífero de Baza-Caniles, río Galopón y rambla de Valcabra.

El diagrama de Schoëller-Berkaloff de las aguas subterráneas muestreadas a lo largo de la rambla de Valcabra (Fig. 6.8), refleja una evolución diferente al resto de perfiles, debido al efecto que produce, en la zona oriental del acuífero detrítico miopliocuaternario, la recarga subterránea procedente del acuífero carbonático alpujarride de la Sierra de las Estancias.

En la Tabla 6.6 se exponen los parámetros estadísticos básicos que describen el conjunto de datos analíticos analizados en Baza-Caniles. Hay que destacar el elevado coeficiente de variación que presenta el  $\text{K}^+$  seguido de los iones  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , y  $\text{Cl}^-$ , que pone de manifiesto diferentes orígenes para todos ellos. El  $\text{NO}_3^-$  también presenta un elevado coeficiente de variación, lo que es un indicio de la existencia de focos de contaminación.

Tabla 6.6 Estadísticos básicos de todas las muestras analizadas en Baza-Caniles. Las concentraciones iónicas se expresan en mg/l.

	T <sup>a</sup> (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
Max	25,20	2500,00	8,64	302,00	136,00	170,00	49,00	166,00	1240,00	370,00	39,00	38,90
Min	13,40	205,00	6,97	39,00	11,00	2,00	0,00	1,00	15,00	102,00	0,00	5,90
Media	16,94	748,30	7,65	85,57	36,51	25,53	1,91	40,17	184,04	184,15	7,57	15,57
Mediana	16,80	694,00	7,62	76,00	29,00	19,00	1,00	32,00	143,00	174,00	5,00	15,90
CV	11%	47%	4%	49%	59%	114%	374%	95%	106%	27%	97%	43%

### -MAS EL JABALCÓN

En El Jabalcón (Foto 6.1) se muestrearon 6 sondeos, cuyas características y resultados analíticos pueden ser consultados en la Base de Datos del IGME. Ante la imposibilidad de muestrear los manantiales más emblemáticos de esta MAS, como son el manantial de los Baños de Zújar y Fuente Amarguilla (J-7 y J-8 respectivamente), se ha tenido en cuenta los análisis existentes en la Base de Datos del IGME.



Foto 6.1. Vista panorámica del Cerro El Jabalcón y del núcleo de población de Zújar.

Los acuíferos del Jabalcón se caracterizan por presentar aguas subterráneas de carácter termal, con temperaturas que llegan a ser superiores, en 9°C, a la media anual del aire (Cruz-San Julián et al., 1972, Hidalgo, 1993). Los manantiales J-7 y J-8 (actualmente bajo el embalse del Negratín) y sondeos J-1, J-2, J-3 y J-4 (que presentan la temperatura más elevada) se localizan asociados a las direcciones principales de fracturación, en este caso asociados a la falla Cádiz-Alicante y a los accidentes de dirección N130-160E. Concretamente el manantial J-7 (Baños de Zújar) ha sido asociado a la intersección entre el accidente de Cádiz-Alicante (N70E) y la falla de Tíscar, de dirección N150E (Benavente y Sanz de Galdeano, 1985).

Desde el punto de vista hidroquímico, el manantial de los Baños de Zújar, fue estudiado por Hidalgo (1993). Por este motivo la caracterización hidroquímica de las aguas subterráneas, en esta Tesis Doctoral, se centrará en el estudio de puntos de agua no tenidos en cuenta hasta el momento, como son los sondeos J-1, J-2, J-3, J-4, J-5 y J-6 (Fig. 6.2).

Las aguas subterráneas de El Jabalcón se caracterizan por presentar dos tipos de facies:

**Tipo 1.** Se trata de facies sulfatada sódico-magnésica, muestreada en el acuífero detrítico miopliocuaternalario por los sondeos (J-5 y J-6).

**Tipo 2.** Se trata de facies sulfatada-clorurada a clorurada sódico-(cálcica), característica de los sondeos que explotan el acuífero carbonático subbético (J-1, J-2, J-3 y J-4) (Fig. 6.9 y 6.10).

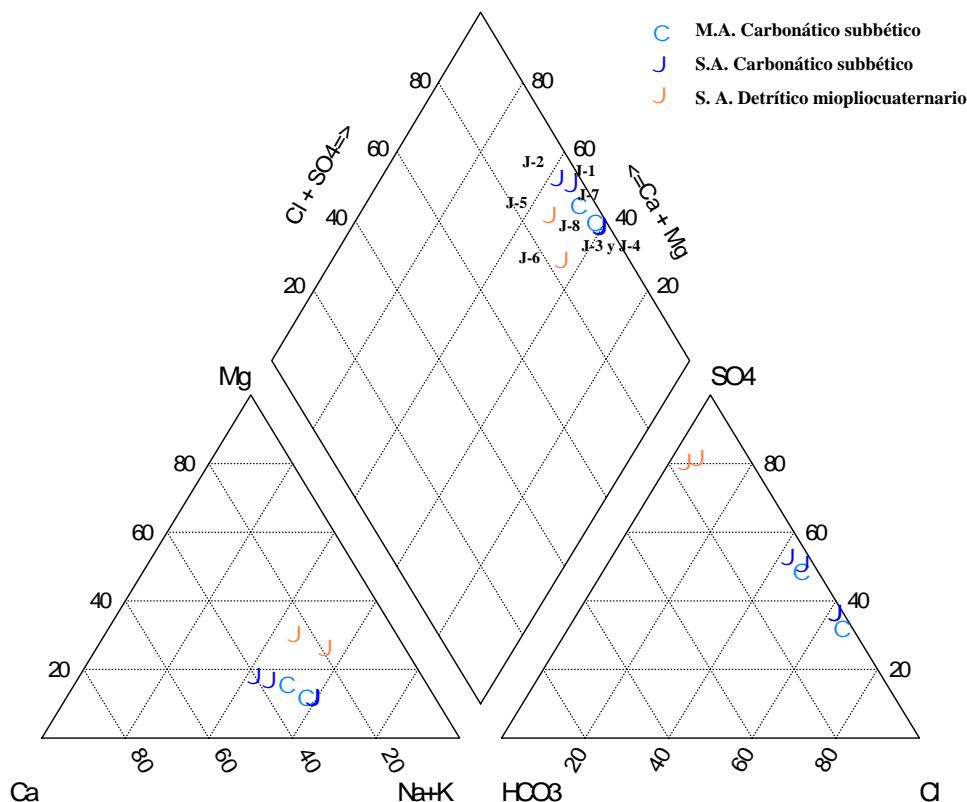


Fig.6.9. Diagrama de Piper de las muestras analizadas en El Jabalcón.

El alto contenido en iones como:  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$ , refleja la presencia en el terreno de importantes masas de yesos y sales cloruradas-sódicas asociadas a la base del acuífero carbonático subbético, procedentes de facies triásicas (Cruz-San Julián y García-Rosell, 1972, Cruz-San Julián et al., 1972 y Cruz-San Julián y Granda, 1979). Sin embargo, las aguas subterráneas sulfatadas sódico-magnésicas reflejan la existencia de procesos que producen un enriquecimiento en  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Na}^+$ , no observados anteriormente. El enriquecimiento en ambos iones podría indicar la presencia de formaciones evaporíticas terciarias de alta concentración (Pueyo, 1991), descritas en otras cuencas terciarias de España, donde se han encontrado sulfatos con Na, tales como glauberita ( $\text{CaSO}_4\text{NaSO}_4$ ), thenardita ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) y mirabilita ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) y más raramente un sulfato con Mg-K, polihalita ( $2\text{CaSO}_4, \text{MgSO}_4, \text{K}_2\text{SO}_4$ ) así como magnesita. La disolución de estos minerales explicaría las altas concentraciones en  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  que presentan las aguas subterráneas.

Los valores más altos de CE y temperatura se han obtenido en los sondeos J-3 y J-4, con CE superiores a  $10000 \mu\text{S}/\text{cm}$ , y con doble contenido en  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  respecto al resto de

puntos, lo que estaría indicando la presencia de importantes masas de halita bajo el acuífero carbonático, principalmente hacia su parte central.

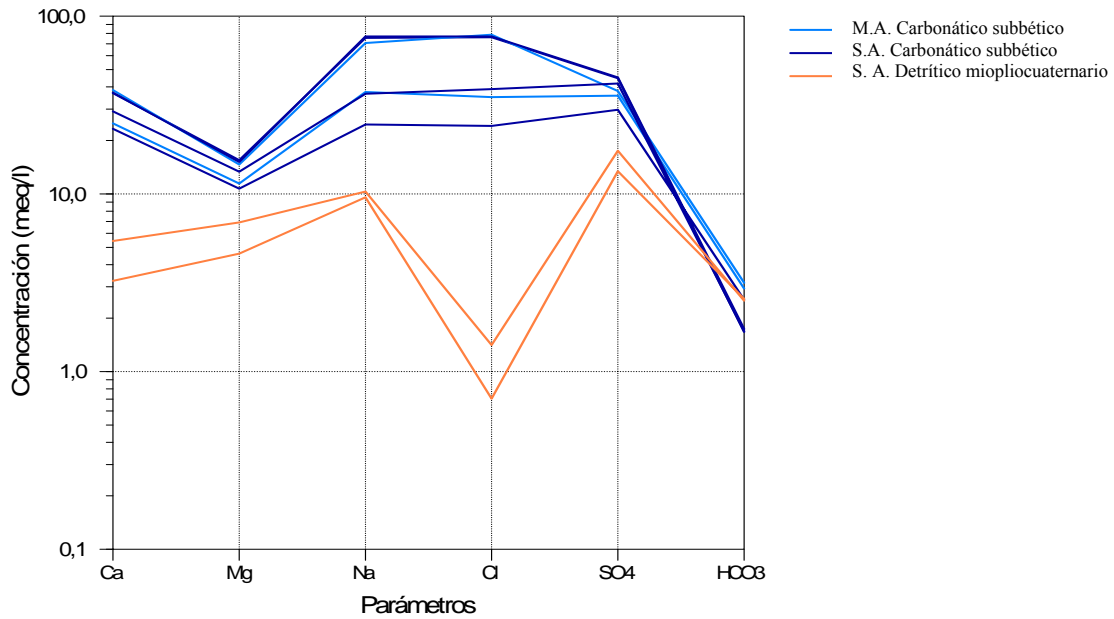


Fig. 6.10. Diagrama de Schoëller-Berkaloff de las muestras analizadas en El Jabalcón; la diferenciación en colores responde al acuífero muestreado.

Para la observación de la variabilidad hidroquímica de las aguas subterráneas de los dos acuíferos de El Jabalcón, se han calculado los estadísticos básicos (Tabla 6.7) de las muestras analizadas. Los mayores coeficientes de variación se alcanzan en los iones  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{NO}_3^-$ . El alto contenido en  $\text{K}^+$ , observado en las aguas del Jabalcón (principalmente en los puntos J-1, J-2, J-3, J-4, J-7 y J-8) y en las aguas muestreadas en el sondeo BC-20 (localizado en el acuífero detrítico cuaternario septentrional de la MAS Baza-Caniles, Fig. 6.2 y Tabla 6.9), quedaría explicado, como ya se ha comentado, por la existencia de facies evaporíticas de alta concentración en la cuenca de Baza, principalmente en el sector localizado al Este del Cerro del Jabalcón. La disolución de evaporitas y cloruros de esta formación también explicarían el alto contenido en  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , aunque no se descarta la existencia e influencia de un sustrato triásico bajo el acuífero carbonático subbético, en la química de las aguas subterráneas.

Tabla 6.7. Estadísticos básicos de las muestras analizadas en los dos acuíferos diferenciados en la MAS El Jabalcón. Las concentraciones iónicas se expresan en mg/l.

	Tª (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
Max	43,00	10910,00	7,59	744,00	188,00	1768,00	34,00	2792,00	2170,00	193,00	5,00	34,40
Min	22,60	1472,00	6,70	65,00	56,00	220,00	4,00	25,00	644,00	102,00	1,00	16,50
Media	33,01	5929,50	7,07	338,50	140,06	981,38	18,38	1472,00	1597,13	143,44	2,31	25,71
Mediana	33,95	5157,50	6,91	525,00	150,50	851,50	16,50	1311,50	1766,50	153,75	2,25	25,98
CV	25%	60%	5%	89%	35%	66%	64%	79%	36%	25%	60%	30%

Si consideramos tan solo las muestras de agua analizadas del acuífero carbonático subbético (J-1, J-3, J-4, J-7 y J-8), se obtienen los estadísticos básicos de la Tabla 6.8, donde los coeficientes de variación de los iones mayoritarios son bajos, comprendidos



entre 36% para el Cl<sup>-</sup> y el 3% para el pH, indicando un origen común para los iones mayoritarios, dentro del acuífero carbonático subbético. Este acuífero se caracteriza por valores de pH inferiores a 7, a excepción del sondeo J-1 que fue muestreado dentro de la piscina habilitada para el baño (Foto 6.2). Por su parte, el acuífero detrítico miopliocuatrnario presenta unos valores de pH de 7,5.

Tabla 6.8. Estadísticos básicos de las aguas subterráneas muestreadas en el acuífero carbonático subbético de El Jabalcón. Las concentraciones iónicas se expresan en mg/l.

	T <sup>a</sup> (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
Max	43,00	10910,00	7,29	744,00	188,00	1768,00	34,00	2792,00	2170,00	193,00	5,00	34,40
Min	26,00	4820,00	6,70	584,00	139,00	842,00	16,00	1243,00	1714,00	102,00	1,00	19,30
Media	36,94	7842,00	6,92	413,60	170,20	1365,80	25,40	2169,00	1972,60	136,60	2,80	29,36
Mediana	39,00	7250,00	6,80	740,00	178,00	1624,00	29,00	2700,00	2010,00	106,00	3,00	32,90
CV	19%	37%	3%	22%	12%	35%	33%	36%	10%	33%	53%	22%



Foto 6.2. Vista panorámica de la piscina ubicada en las proximidades del manantial de Baños de Zújar (J-7), cuyas aguas proceden del sondeo J-1.

Los contenidos en SiO<sup>2</sup> obtenidos en ambos acuíferos son bajos, con valores comprendidos entre 19,3 y 34,4 mg/l para el acuífero carbonático subbético y de 16,5 para el acuífero detrítico miopliocuatrnario. La utilización del geotermómetro del cuarzo por otros investigadores (Hidalgo, 1993), para la determinación de la temperatura de base, han dado como resultado un valor de 80°C, valor probablemente modificado por la posible existencia de procesos de mezcla con aguas más superficiales que conducen a la disminución del contenido de sílice, y por tanto, a una subestimación de la temperatura de base (Hidalgo, 1993). A resultados similares se llegó tras la utilización de los contenidos en <sup>18</sup>O y <sup>2</sup>H (Hidalgo et al., 1991).

-MAS SIERRA DE BAZA

En la Sierra de Baza se recogió muestra de 41 puntos de agua: 13 manantiales, 20 sondeos, 4 sondeos surgentes, 1 pozo, una galería y dos muestras de agua de río, y se obtuvieron 60 muestras. Los resultados analíticos obtenidos se pueden consultar en la Base de Datos del IGME.

Para la elaboración de los diferentes diagramas, tanto Piper como Schoëller-Berkaloff (Fig. 6.11, Fig. 6.12 y Fig. 6.13), se han utilizado los valores medios de los análisis realizados en cada punto de agua. Debido a que la Sierra de Baza se caracteriza por la superposición de varias Unidades Alpujárrides, se ha realizado la diferenciación del acuífero carbonático alpujárride en función de la unidad en la que se encuentra, diferenciación que ayudará a conocer las relaciones de las distintas Unidades Alpujárrides de la Sierra de Baza con las MAS colindantes como: Baza-Caniles, El Jabalcón y El Mencal, entre otras.

En las aguas subterráneas de Sierra de Baza se han diferenciado 4 tipos de facies hidroquímicas (Fig. 6.11).

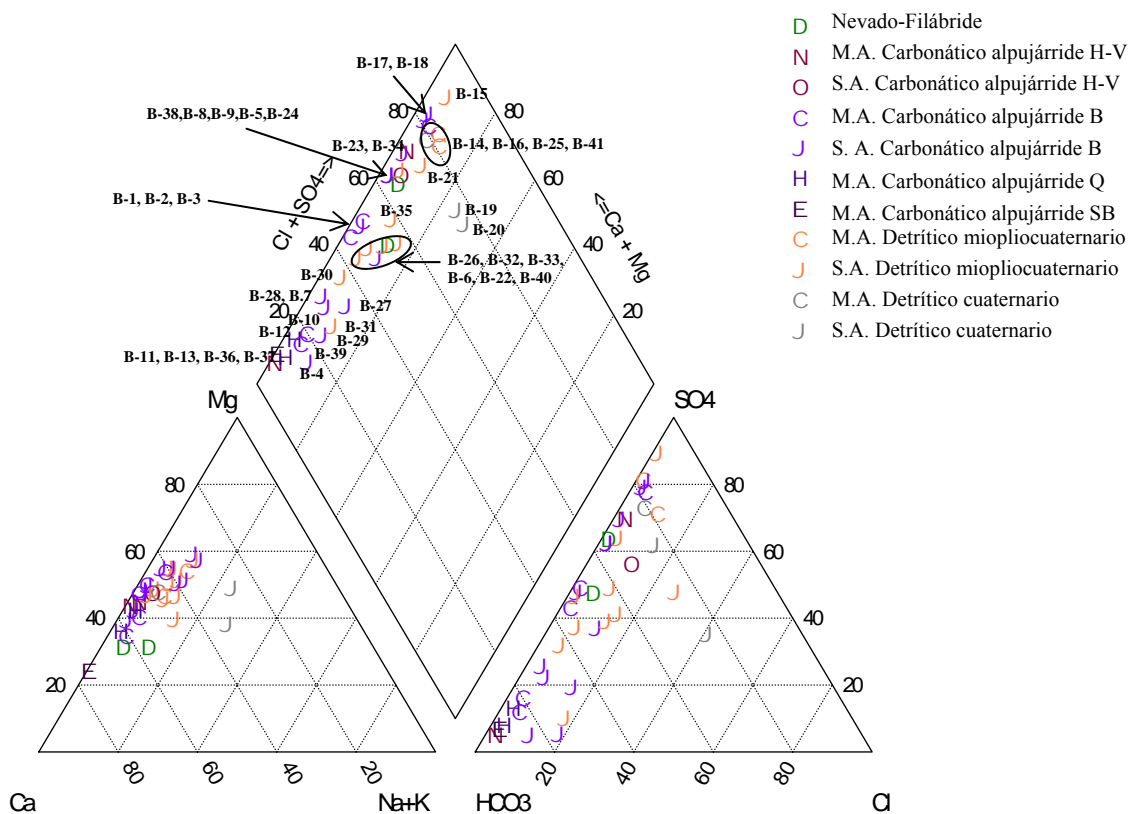


Fig.6.11. Diagrama de Piper de los análisis químicos de los puntos de agua muestreados en la Sierra de Baza.

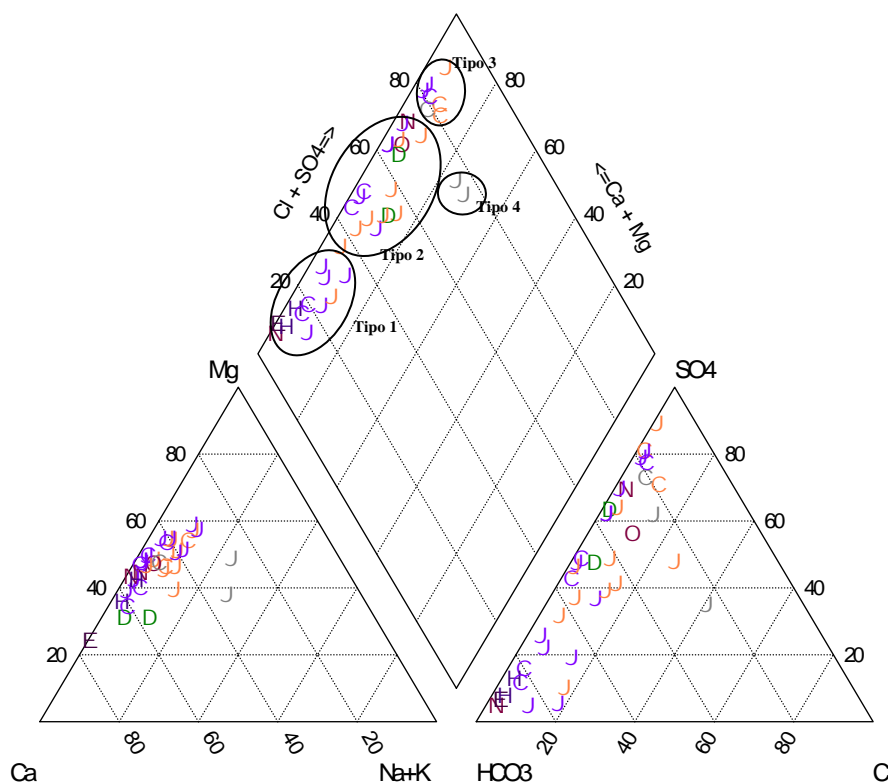


Fig.6.11. Continuación.

**Tipo 1.** Los manantiales de cotas altas, que se encuentran drenando los acuíferos carbonáticos alpujárrides colgados de la Sierra de Baza, se caracterizan por drenar aguas de facies bicarbonatada cálcico-magnésica o magnésico-cálcica (Fig. 6.6 y Fig. 6.11). Este es el caso del manantial B-13, localizado en la Unidad Alpujárride de Santa Bárbara, así como de los manantiales B-12, B-36 y B-37, que se encuentran drenando la Unidad de Quintana, y del manantial B-10, que dreña la Unidad de Blanquizares (Fig. 6.6). Estas facies son frecuentes en los sondeos B-4, B-7, B-27, B-28, B-29 (Fig. 6.6) que explotan el acuífero carbonático alpujárride de la Unidad de Blanquizares, localizado bajo 65-130 m de materiales detríticos. Finalmente, son típicas del acuífero detrítico miopliocuaternalio, explotado por el sondeo B-31, acuífero que en esta zona se encuentra en conexión hidráulicamente con el acuífero carbonático alpujárride de la unidad de Blanquizares.

**Tipo 2.** Se trata de facies bicarbonatadas-sulfatadas y sulfatadas-bicarbonatadas cálcico-magnésicas, características de los manantiales B-1 y B-2, así como de los sondeos B-9, B-32, B-34 y B-3, todos ellos localizados en el Sector Oriental de la Sierra de Baza, en el acuífero carbonático alpujárride de la Unidad de Blanquizares (Fig. 6.2). Estas facies también han sido observadas en las aguas explotadas de los sondeos B-26, B-30, B-33, B-35, B-5 (Fig.6.6 y Fig.6.11), ubicados en el acuífero detrítico miopliocuaternalio (acuífero conectado hidráulicamente con el carbonático). Dentro del Sector Occidental de la Sierra de Baza, tanto los puntos B-23 y B-24, localizados dentro de la Unidad de Hernán-Valle (Fig.1.20, Fig.6.6 y Fig.6.9), como los sondeos B-6, B-21 y B-22, ubicados en el acuífero detrítico miopliocuaternalio, presentan este tipo de facies.

**Tipo 3.** Se trata de facies sulfatada magnésico-cálcica, característica de las aguas subterráneas del acuífero carbonático alpujárride de la Unidad de Blanquizares, localizada en el Sector Occidental de Sierra de Baza (bajo el acuífero libre de la Unidad de Hernán Valle) y en una pequeña escama de esta misma unidad, al Sureste del Sector Oriental de la Sierra de Baza, donde se localiza el manantial B-41. El contenido elevado en sulfato y calcio tiene su origen en la disolución de materiales yesíferos presentes, únicamente, en el sustrato impermeable de la Unidad de Blanquizares. En la zona más distal del acuífero detrítico miopliocuaternario del borde Nororiental de la MAS Sierra de Baza, se ha localizado este tipo de facies en los manantiales B-14, B-16 y sondeo B-15. En estos puntos el incremento de sulfato y calcio es mayor al observado en el acuífero carbonático alpujárride, debido a la disolución de evaporitas terciarias depositadas en el centro de la cuenca de Baza. Por último, el manantial B-25 también presenta este tipo de facies, debido a la influencia de la infiltración de agua procedente de la escorrentía relieves superiores, constituidos principalmente por materiales de la Unidad de Blanquizares.

**Tipo 4.** Se trata de facies sulfatada-clorurada mixta (magnésico-cálcico-sódica) que tan solo se ha observado en los puntos B-19 y B-20 asociado a niveles colgados en el acuífero detrítico miopliocuaternario del Sector Occidental de Sierra de Baza.

Debido a la cantidad de puntos analizados y tras el establecimiento de 2 sectores acuíferos diferentes dentro de la MAS Sierra de Baza, se ha optado, para la representación del diagrama de Schoëller-Berkaloff, por separar las muestras en función de su posición geográfica. En la Fig. 6.12 se han representado los puntos de agua ubicados en el Sector Occidental de Sierra de Baza y en la Fig.6.13 los puntos de agua ubicados en el Sector Oriental de la misma sierra.

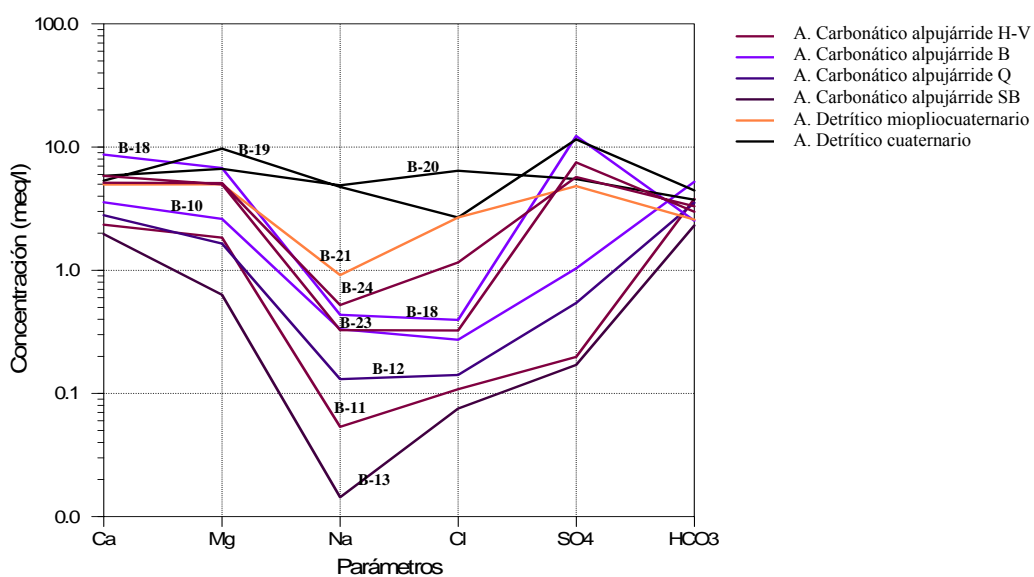


Fig. 6.12. Diagramas de Schoëller-Berkaloff para las aguas subterráneas en el Sector Occidental de Sierra de Baza.

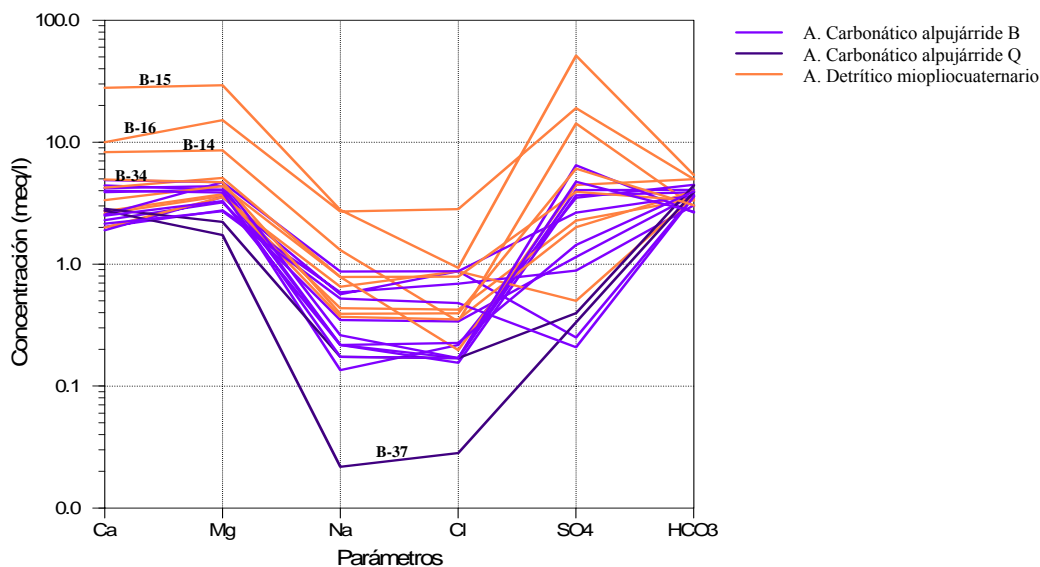


Fig. 6.13. Diagramas de Schoëller-Berkaloff para las aguas subterráneas analizadas en el Sector Oriental de Sierra de Baza.

Tanto en el Sector Occidental como en el Sector Oriental (Fig. 6.12 y Fig. 6.13) se observa un incremento de la mineralización a lo largo del flujo. En el Sector Oriental, asociados al acuífero carbonático alpujárride de la Unidad de Blanquizaes se han muestreado sondeos con alto contenido en sulfatos (B-8, B-9, B-34, B-5, B-35). Sin embargo, se han muestreado otros puntos como: B-27, B-4, B-29, B-32, B-28, B-31, B-30, B-26 y B-7, con bajo contenido en sulfatos, y los puntos B1, B-2, B-3 y B-33 donde el contenido en bicarbonatos y sulfatos es similar. En los dos últimos casos se estaría observando el resultado de la mezcla de aguas del acuífero carbonático alpujárride de la Unidad de Blanquizaes con aguas recargadas sobre el acuífero detrítico miopliocuaternario suprayacente.

En la Tabla 6.9 se presentan los estadísticos básicos de los valores medios de todas las muestras analizadas en la Sierra de Baza, donde se pueden observar los valores máximos y mínimos para cada parámetro, así como los coeficientes de variación de los iones principales.

Tabla 6.9. Estadísticos básicos de los componentes principales de los puntos de agua analizados en la Sierra de Baza. Las concentraciones iónicas se expresan en mg/l.

	T <sup>a</sup> (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
Max	25,80	3620	8,60	560,00	356,00	112,50	14,00	227,50	2460,00	328,00	84,00	85,20
Min	8,60	265	5,84	28,00	7,67	0,30	0,10	1,00	8,17	140,83	0,00	3,00
Media	17,39	932	7,58	97,54	60,47	17,92	1,73	26,47	275,90	212,91	13,10	12,35
Mediana	17,70	784	7,55	78,00	47,00	10,50	0,00	12,50	176,00	209,00	6,30	9,30
CV	20%	64%	6%	89%	94%	140%	192%	152%	149%	23%	142%	101%

Dentro de esta MAS se han encontrado varios puntos de agua termal (Base de Datos del IGME), con temperaturas superiores a 19 °C. Estos puntos se encuentran asociados a importantes accidentes tectónicos como la falla de Freila y la falla de Gorafe (Fig.1.19). Las aguas subterráneas de menor temperatura corresponden con aguas drenadas por los acuíferos carbonáticos alpujárrides colgados de cotas altas, como



es el caso del manantial del Nacimiento del río Gor (B-13), con temperatura de 8,6 °C, localizado a 1.915 m s.n.m.

La conductividad eléctrica presenta un alto coeficiente de variación (Tabla 6.9), con valores máximos en la parte distal del acuífero detrítico miopliocuaternalio, localizado hacia el centro de la cuenca de Baza, al SE de El Jabalcón (B-15 y B-16), donde existen importantes masas de evaporitas. Los valores mínimos se han obtenido en los acuíferos carbonáticos alpujárrides de cotas altas. Como es de esperar, a lo largo del flujo subterráneo se produce un incremento de la conductividad eléctrica, desde el acuífero carbonático alpujárride hasta el acuífero detrítico miopliocuaternalio y cuaternalio.

Con respecto al pH, el valor medio de las aguas subterráneas de la Sierra de Baza es de 7,58 (Tabla 6.9), valor acorde con el tipo de acuíferos descritos. Su coeficiente de variación es muy bajo, aunque se han encontrado situaciones puntualmente anómalas de pH muy básicos, de hasta 8,6 en el manantial B-39, o muy ácidos de 5,84 en el sondeo B-6 (Fig. 6.2 y Tabla 6.9).

Los iones que presentan mayores coeficientes de variación (Tabla 6.9) son el  $K^+$ , el  $Cl^-$ , el  $SO_4^{2-}$ , el  $NO_3^-$ , el  $Na^+$ , el  $SiO_2$ , el  $Mg^{2+}$  y el  $Ca^{2+}$ , por la disolución de yesos, sales evaporíticas y efectos de contaminación antrópica. Es de destacar el análisis del sondeo B-15, con contenidos de  $SiO_2$  máximos de 84 mg/l, no observados hasta el momento en la cabecera del Guadiana Menor. Aunque la temperatura del agua en este sondeo fue de 18,6 °C, el contenido en  $SiO_2$  indica la existencia de una temperatura de base elevada, que podría ser superior a la obtenida en los Baños de Zújar, ya que en estos baños la temperatura de base se encuentra modificada por la posible mezcla con aguas superficiales.

### -MAS EL MENCAL

Con motivo de las teorías existentes sobre el origen del agua drenada por los manantiales termales de los Baños de Alicún, que establecen conexión hidráulica y mezcla de aguas con la Subunidad del Mencal y de Sierra de Baza (Rodríguez-Estrella, 1998; Aqua Consultores, 2004, 2007), la investigación se ha centrado en la determinación del origen de la recarga subterránea de la Subunidad Baños de Alicún. Para ello se han seleccionado varios puntos de agua dentro de la MAS El Mencal y MAS colindantes.

En total se han muestreado 19 puntos de agua (Base de Datos del IGME), 14 dentro de la MAS El Mencal (11 manantiales y 3 sondeos), 2 puntos en la MAS Guadix-Marquesado (un manantial termal, Gx-2, y un sondeo surgente en el aluvial del Fardes) y 3 puntos en Sierra Arana (1 manantial y 2 sondeos), con la obtención de 29 muestras de agua.

Para la elaboración de los diferentes diagramas, Piper y Schoëller, se han utilizado los valores medios de los análisis realizados en cada punto. A pesar del escaso número de muestras, se ha observado una gran variabilidad de facies hidroquímicas.

Dentro de la MAS El Mencil dentro de la Subunidad Baños de Alicún se han diferenciado dos tipos de facies hidroquímicas:

**-Tipo 1.** Se trata de facies sulfatada cálcica, características de las aguas termales drenadas por los manantiales M-1, M-2, M-3, M-4, M-5, M-6 y M-8, ubicados a cotas piezométricas comprendidas entre 725-785 m s.n.m (Fig. 6.2 y Fig. 6.12.).

**-Tipo 2.** Se trata de facies mixta (sulfatada-bicarbonatada-cloruradas) cálcico-magnésica a magnésico-cálcica que caracterizan las aguas frías explotadas en esta subunidad (M-12 y M-13) y las drenadas por el manantial M-11 (Fig.6.2 y Fig.6.14), que no guarda ninguna relación con los manantiales termales, a pesar de localizarse en la misma subunidad acuífera, pero a diferente cota piezométrica (800 m s.n.m). Este manantial representa el agua que se infiltra en el afloramiento carbonático del Cerro de la Raja, tanto por infiltración de la lluvia como por escorrentía de los materiales margosos de la Formación Gorafe-Huélago (al Sur y SE), bajo los cuales se hunde el afloramiento carbonático.

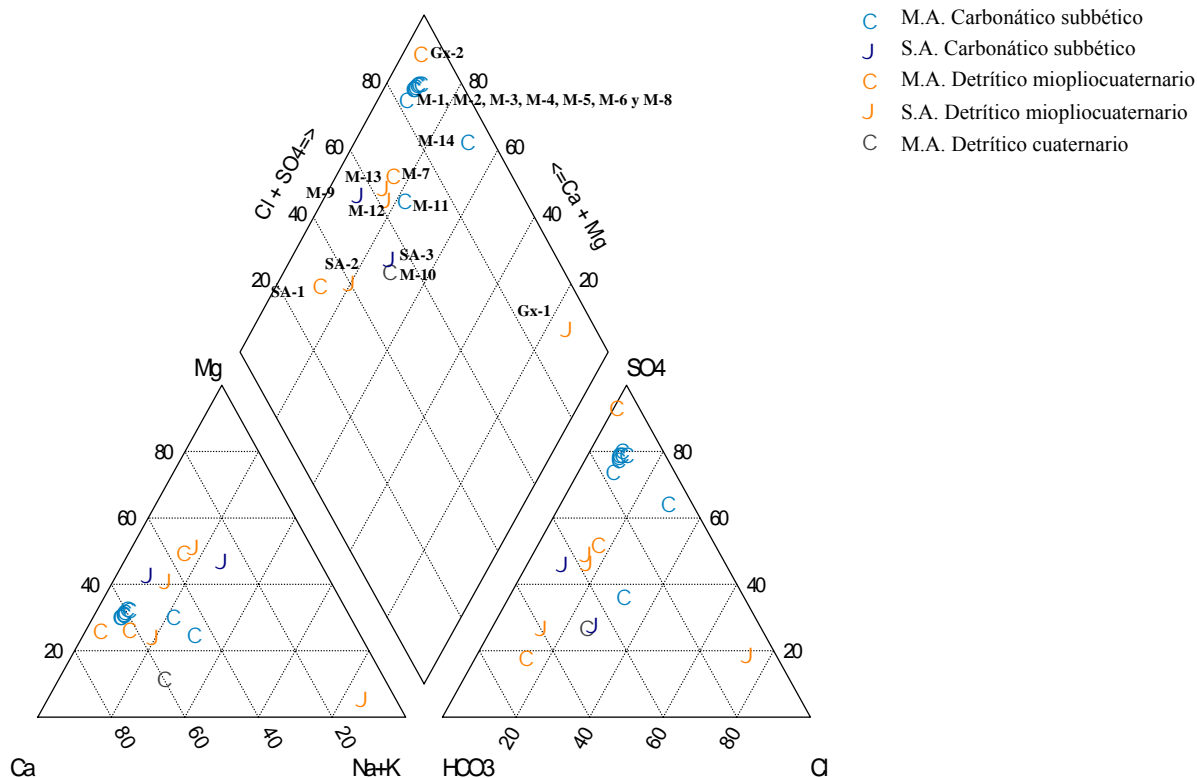


Fig.6.14. Diagrama de Piper de los análisis realizados en El Mencil y MAS colindantes. Se han representado los valores medios para cada punto con más de un análisis.

En la Subunidad El Mencil se han diferenciado igualmente dos tipos de facies hidroquímicas:

**-Tipo 1.** Se trata de facies sulfatada-bicarbonatadas magnésico-cálcica, que caracteriza el agua subterránea del acuífero carbonático subbético, que en la actualidad, está siendo explotado para abastecimiento a Pedro Martínez (M-9,

Fig. 6.14). En este acuífero el nivel piezométrico se sitúa entre 785 y 800 m s.n.m.

**-Tipo 2.** Se trata de facies mixtas (bicarbonatada-sulfatada-clorurada) cálcico-sódica), que caracteriza el agua subterránea del acuífero detrítico cuaternario que rodea al Cerro del Mencal, drenada por el manantial M-10 (Fig. 6.14).

En la Subunidad Cerro de Alicún destaca el acuífero carbonático subbético del Cerro de Alicún, desconectado hidráulicamente por los materiales triásicos margoso-arcilloso-yesíferos que se localizan a su base (Fig. 6.2). La descarga se produce a través del manantial M-14 localizado en el borde septentrional, el cual drena aguas termales de 23,6°C de temperatura. El agua de este manantial presenta una facies sulfatada-(clorurada) cálcico-sódica, reflejo de la disolución de materiales yesíferos y salinos asociados del sustrato triásico (Fig. 6.6 y Fig. 6.14).

Dentro de la MAS Guadix-Marquesado, los dos puntos de agua muestreados presentan facies hidroquímicas diferentes (Fig. 6.6 y Fig. 6.14). Por un lado, el manantial termal Baños de Graena (Gx-2) presenta facies sulfatada cálcica, reflejo de la alimentación por parte del acuífero carbonático alpujárride de la Unidad de Blanquizares (de la Sierra de la Peza) hacia los materiales detríticos miopliocuaternarios. Por otro lado el sondeo surgente Gx-1 presenta una facies clorurada sódica (Fig. 6.14), efecto de una importante disolución de estas sales.

Finalmente, en Sierra Arana, tras el muestreo de un manantial (SA-1) y de dos sondeos (SA-2, y SA-3) (Fig. 6.6 y Fig. 6.14), se han diferenciado dos tipos de facies hidroquímicas: facies bicarbonatada cálcica en el manantial SA-1 y sondeo SA-2 y facies bicarbonatada-sulfatada magnésico-sódica en el sondeo SA-3.

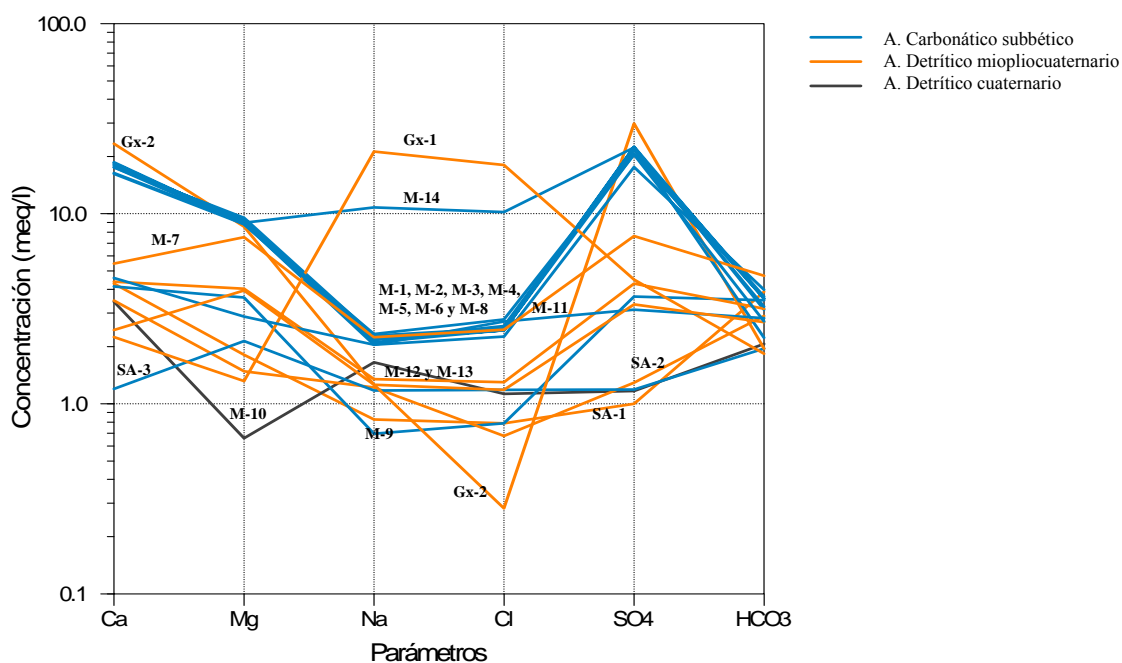


Fig.6.15. Diagrama de Schoëller-Berkaloff para las aguas subterráneas muestreadas en El Mencal, Guadix-Marquesado y en Sierra Arana.

El diagrama de Schoëller-Berkaloff confirma nuevamente la gran variabilidad de facies hidroquímicas, así como la similitud entre las aguas termales del Balneario de Alicún de las Torres (M-1, M-2, M-3, M-4, M-5, M-6 y M-8) como de los Baños de Graena (Gx-2), sobre todo en el contenido de iones  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$  (Fig. 6.15).

En la Tabla 6.10 se presentan los estadísticos básicos de todas las muestras consideradas en la MAS El Mencal. Los iones  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{K}^+$  son los que presentan mayores coeficientes de variación, reflejando varios orígenes: por concentración por agua de lluvia, por disolución de yesos (procedentes tanto de las facies triásicas como del sustrato impermeable de la Unidad Alpujárride de Blanquizaes) y de sales cloruradas-sódicas (procedentes de las facies triásicas) y por contaminación antrópica (para el alto contenido en  $\text{NO}_3^-$ ).

Tabla 6.10. Estadísticos básicos de los componentes principales de los puntos de agua analizados en El Mencal y MAS colindantes (Guadix-Marquesado y Sierra Arana). Se han utilizado los valores medios de aquellos puntos con más de un análisis químico. La temperatura se encuentra expresada en °C y las concentraciones de los iones en mg/l.

	Tª	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
Max	41,60	2980,00	8,73	468,00	115,50	488,00	11,00	640,00	1430,00	287,50	70,00	32,20
Min	13,60	403,00	7,27	24,00	8,00	16,00	0,00	10,00	48,00	112,00	0,00	3,80
Media	24,53	1604,29	7,85	210,91	70,61	73,88	3,89	108,53	582,25	184,94	16,13	15,72
Mediana	20,30	1949,00	7,71	109,50	91,50	47,00	4,50	86,25	366,00	191,00	3,00	16,55
CV	36%	52%	6%	73%	59%	151%	73%	137%	83%	26%	147%	35%

La presencia de materiales triásicos con importantes masas de yesos y sales cloruradas-sódicas, ha dado lugar a facies hidroquímicas sulfatadas-cloruradas y cloruradas-sulfatadas cálcico-sódicas, con diagramas de Stiff muy característicos (Fig.6.6). Este es el caso de los puntos muestreados en la MAS El Jabalcón y en el manantial de la Subunidad Cerro de Alicún (M-14). Además, la disolución de estos minerales dificulta la observación de la evolución hidroquímica de las aguas subterráneas desde la Sierra de Baza hasta El Jabalcón, dificultad que ya encontraron otros investigadores (Hidalgo, 1993, Cruz-San Julián, 1970 y Cruz-San Julián et al., 1972).

Por otro lado, dentro de las Unidades Alpujárrides el acuífero carbonático alpujárride de la Unidad de Blanquizaes es el único que presenta facies hidroquímica sulfatada cálcico-(magnésica). El ejemplo de ello lo tenemos en los sondeos SE-3, SE-6, BC-41, B-14 y B-18, que explotan el acuífero carbonático de esa unidad, y en el manantial Baños de Graena (Gx-2), ubicado en el acuífero detrítico miopliocuaternario que es recargado por el acuífero carbonático alpujárride de la Unidad de Blanquizaes, en la Sierra de La Peza (Fig. 6.16).

Esta facies sulfatada cálcico-(magnésica), con un diagrama de Stiff singular, caracteriza las aguas que recargan el acuífero miopliocuaternario del borde oriental de la MAS Baza-Caniles, procedentes de las descargas ocultas de Sierra de las Estancias. Los

efectos de la recarga dejan su impronta en los diagramas de Stiff de los puntos muestreados en la margen derecha de la Rambla de Valcabra (Fig. 6.6).

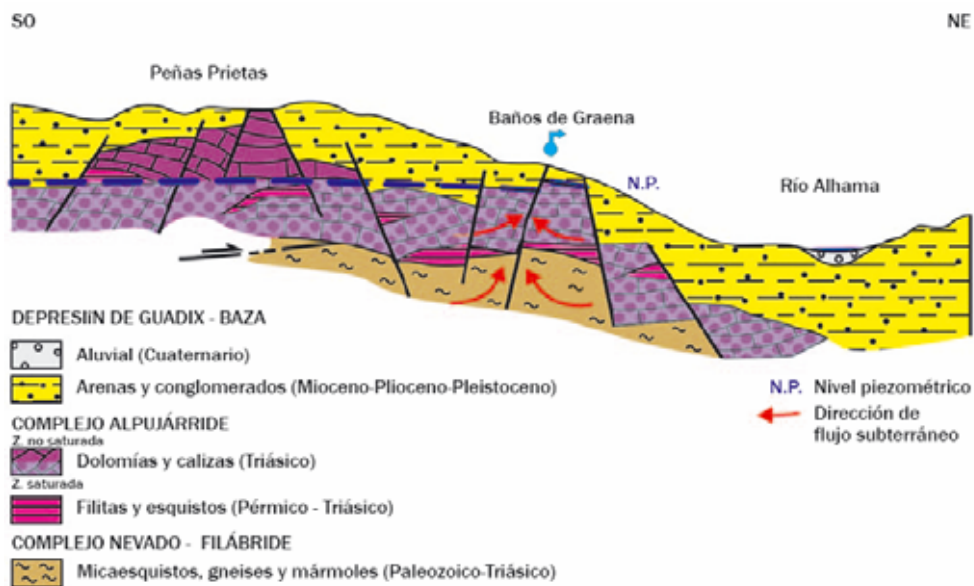


Fig. 6.16. Corte hidrogeológico esquemático de los Baños de Graena (Tomado de DIPGRA-IGME, 2006).

Por otro lado, dentro del Sector Occidental de la MAS Sierra de Baza, se ha detectado dos acuíferos desconectados hidráulicamente en la vertical:

-Acuífero libre, compuesto por los materiales carbonáticos alpujárrides de la Unidad de Hernán-Valle, conectados hidráulicamente con los materiales miopliocuaternarios de borde de la cuenca de Guadix. Este acuífero se encontraría delimitado al Este por el río Gor y al Oeste por las fallas normales que delimitan el depocentro de Guadix (Fig. 1.5 y Fig. 1.19). Este acuífero se encuentra explotado por los sondeos B-6, B-19, B-20, B-21, B-22, B-24, M-12 y M-13, entre otros, todos ellos con profundidades inferiores a 200 m.

-Acuífero confinado, se encuentra constituido por los materiales carbonáticos alpujárrides de la Unidad de Blanquizares, unidad alpujárride localizada bajo la de Hernán Valle, desconectado hidráulicamente por el sustrato impermeable de la unidad superior. El techo del acuífero confinado se ha cortado a 750 m s.n.m, en los sondeos B-18 y B-17, ambos surgentes.

Tras lo comentado en párrafos anteriores, la existencia de facies sulfatada cálcico-(magnésica) en las aguas termales drenadas por los Baños de Alicún (M-1, M-2, M-3, M-4, M-5, M-6 y M-8), con diagramas de Stiff similares a los de los puntos SE-4, SE-6, B-17, B-18, B-41 y Gx-2 (Fig. 6.6), hace pensar en un origen similar a todos ellos. En el caso de los Baños de Alicún, el agua provendría de la descarga subterránea del acuífero carbonático alpujárride de la Unidad de Blanquizares, acuífero confinado desde la pedanía de Hernán Valle hasta el contacto con el dominio de las Zonas Externas, ubicado hacia el interior de la cuenca (Fig. 1.19).



Por otro lado, una hipotética conexión hidráulica de la Subunidad Baños de Alicún con la Subunidad El Mencal, planteada hasta el momento en varios trabajos (Rodríguez-Estrella, 1998; DIPGRA-IGME, 2006; AQUA Consultores, 2004, 2007), tras basarse en el incremento en el contenido de sulfatos por disolución de yesos triásicos y en el contenido isotópico de las aguas subterráneas, además implicaría un incremento en el contenido de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  por parte de las aguas termales. Este es el caso de puntos como el manantial M-14 y los sondeos ubicados en El Jabalcón, donde la presencia de facies triásicas, bajo los acuíferos carbonáticos, ha dado lugar a importantes concentraciones de estos iones en las aguas subterráneas (Fig. 6.6). El bajo contenido de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  que presentan las aguas termales de los Baños de Alicún, descartaría cualquier interacción con los materiales triásicos. El contenido en estos iones puede deberse a la mezcla de aguas de infiltración procedentes de la lluvia y de la escorrentía sobre el Cerro de la Raja y Cerro de la mina con las aguas procedentes de la descarga subterránea del acuífero carbonático alpujarride de la Unidad de Blanquizaes (Sector Occidental de Sierra de Baza) (Fig. 6.17).

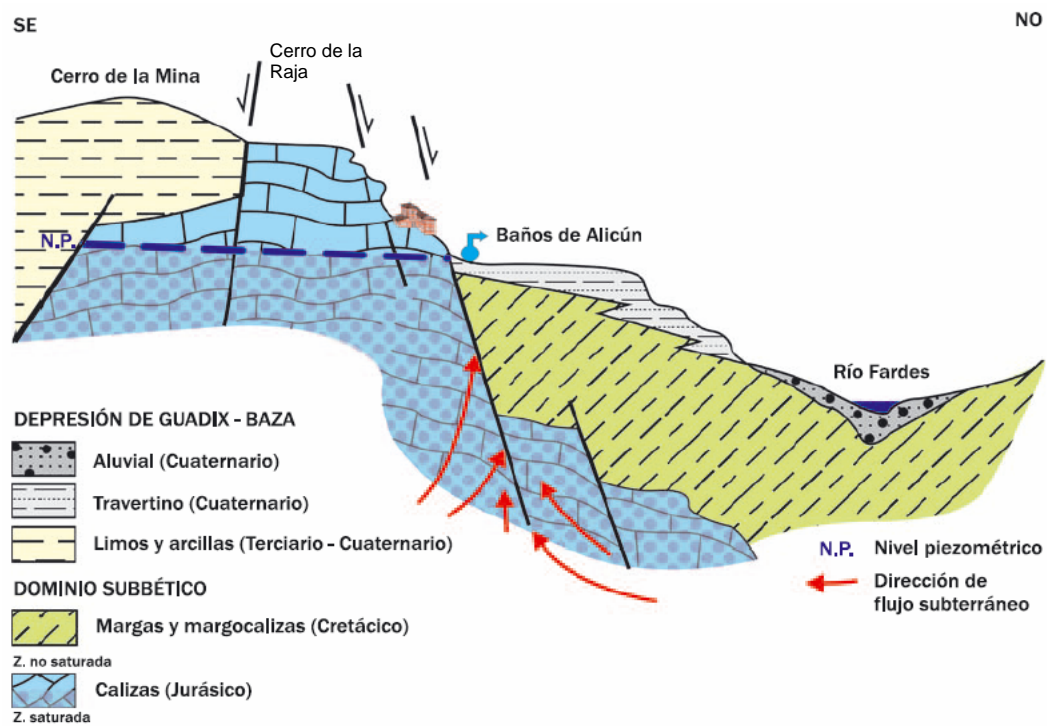


Fig. 6.17. Corte hidrogeológico esquemático del Balneario de Alicún de las Torres (tomado de DIPGRA-IGME, 2006).

### 6.5.2. Análisis de Componentes Principales

Como en casos anteriores, el análisis estadístico se ha llevado a cabo diferenciando los puntos según la MAS en la que se encuentran.

#### -MAS BAZA-CANILES

Para la realización del ACP se han descartado los sondeos utilizados como piezómetros (sondeos del BC-1 al BC-6 y el BC-19). La matriz de coeficientes de

correlación se ha obtenido tras considerar las principales variables físico-químicas que se indican en la Tabla 6.11.

Tabla 6.11. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas en la MAS Baza-Caniles. En negrita se indican los mayores coeficientes de correlación obtenidos para cada parámetro o ión considerado.

	T <sup>a</sup> (°C)	CE (μS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)
T <sup>a</sup> (°C)	1,00	0,31	-0,14	0,16	<b>0,36</b>	0,31	0,13	0,12	<b>0,35</b>	-0,28	-0,09	<b>0,68</b>
CE (μS/cm)		1,00	<b>-0,47</b>	<b>0,96</b>	<b>0,92</b>	<b>0,84</b>	<b>0,82</b>	<b>0,53</b>	<b>0,96</b>	0,16	<b>0,65</b>	<b>0,63</b>
pH			1,00	<b>-0,55</b>	-0,31	<b>-0,34</b>	<b>-0,36</b>	-0,24	<b>-0,44</b>	0,00	<b>-0,50</b>	-0,29
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)				1,00	<b>0,83</b>	<b>0,79</b>	<b>0,81</b>	<b>0,55</b>	<b>0,91</b>	0,18	<b>0,73</b>	<b>0,53</b>
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)					1,00	<b>0,75</b>	<b>0,77</b>	0,32	<b>0,93</b>	0,28	<b>0,45</b>	<b>0,55</b>
Na <sup>+</sup> (mg/l)						1,00	<b>0,89</b>	<b>0,59</b>	<b>0,87</b>	-0,03	<b>0,57</b>	<b>0,79</b>
K <sup>+</sup> (mg/l)							1,00	0,33	<b>0,87</b>	0,22	<b>0,65</b>	<b>0,63</b>
Cl <sup>-</sup> (mg/l)								1,00	<b>0,40</b>	-0,28	<b>0,53</b>	<b>0,39</b>
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)									1,00	0,07	<b>0,52</b>	<b>0,67</b>
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)										1,00	0,34	-0,19
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)											1,00	0,33
SiO <sub>2</sub> (mg/l)												1,00

Por un lado, se tiene una fuerte correlación positiva de la CE con Ca<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (con un valor similar de 0,96), seguido por el Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup> y K<sup>+</sup> y en menor medida por el NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SiO<sub>2</sub> y Cl<sup>-</sup>. Por otro lado existe una correlación negativa de la CE con el pH. El Ca<sup>2+</sup>, por su parte, presenta fuerte correlación positiva con la CE, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup> y NO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Finalmente, el Na<sup>+</sup> presenta alta correlación positiva con el K<sup>+</sup>, CE, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> y SiO<sub>2</sub>, correlación que es mayor que la que presenta con el Cl<sup>-</sup>, a diferencia de lo observado por otros investigadores en la Hoya de Baza (Hidalgo, 1993).

Para esta MAS se tiene que el 82% de la varianza total de la composición química de las aguas se encuentra explicada por tres factores (Fig. 6.18). El Factor I, con un 57% de la varianza explicable, representa la mineralización total, este factor se encuentra definido por la CE, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup> y Mg<sup>2+</sup>, resaltando los cuatro primeros con pesos parecidos. Se ha de destacar la diferente contribución de los iones Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup>, lo que hace pensar que el Na<sup>+</sup> presenta un origen adicional, aparte de la disolución de sales cloruradas-sódicas (Fig. 6.18 y Fig. 6.2). El segundo origen podría estar relacionado con la disolución de sulfatos con Na<sup>+</sup> y K<sup>+</sup>, minerales presentes en las formaciones evaporíticas denominadas de alta concentración (Pueyo, 1991) comentadas anteriormente. Esta hipótesis explicaría el hecho de que el K<sup>+</sup> presente un peso parecido al Na<sup>+</sup>.

El Factor II, que explica el 15% de la varianza explicable, se encuentra definido, en el eje positivo, por el HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> y, en el eje negativo, por la temperatura, concordante con la localización a cotas elevadas de aguas de facies bicarbonatadas con valores de temperatura mínimos, como el manantial B-12.

El Factor III, con un 10% de la varianza explicable, se encuentra definido por el Cl<sup>-</sup>, como muestran los puntos BC-23, BC-24 y BC-26 (Fig. 6.18 y Fig. 6.2).

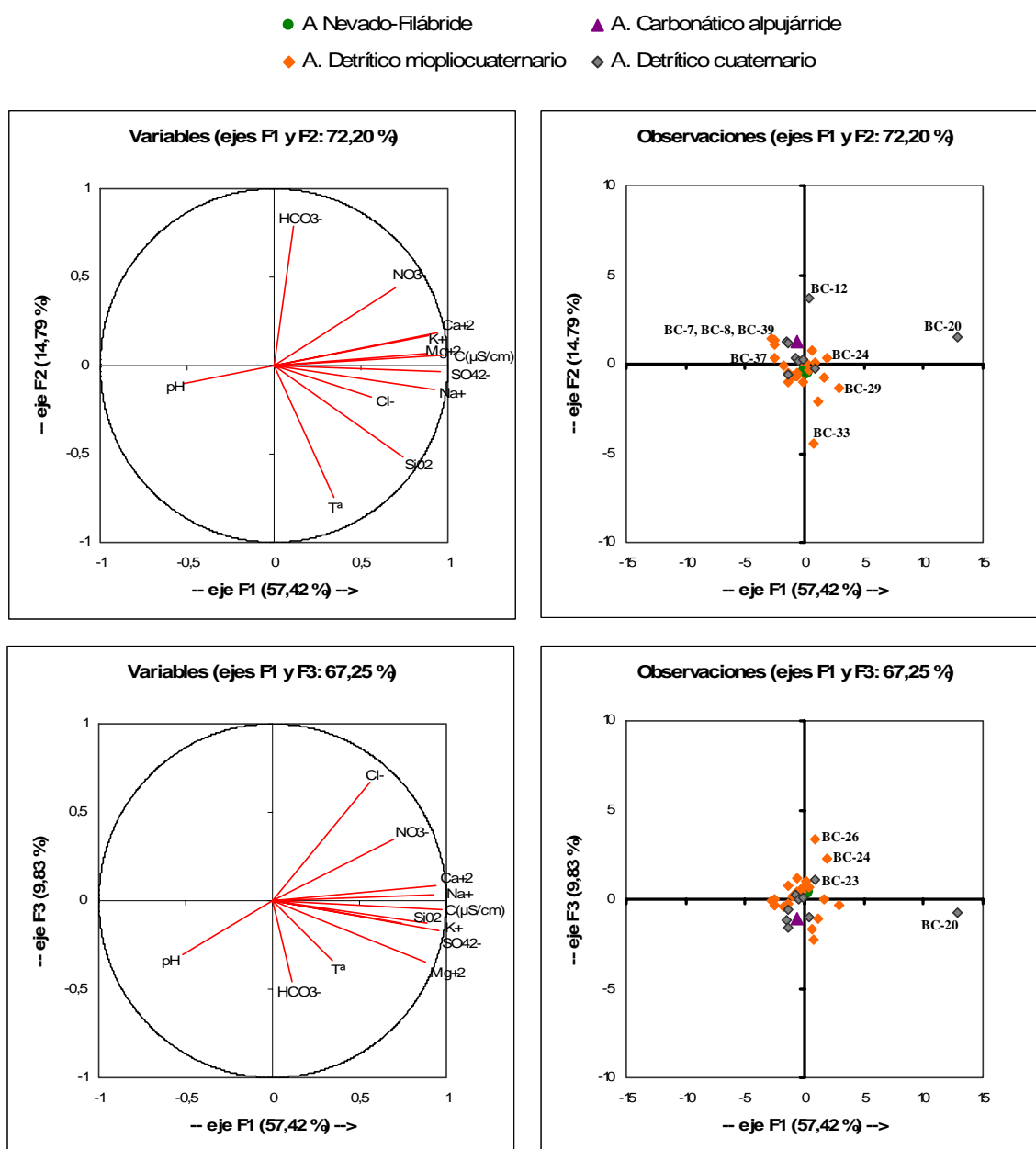


Fig. 6.18. ACP de las variables consideradas (gráfico de la izquierda) y ACP de análisis realizados (gráfico de la derecha) en el plano de los factores I-II y factores I-III, en los acuíferos de Baza-Caniles.

### -MAS EL JABALCÓN

Para el ACP de las aguas subterráneas en los acuíferos de El Jabalcón, se han considerado las variables físico-químicas principales que se indican en la Tabla 6.12.

La matriz de correlación muestra una fuerte correlación positiva de la temperatura con la CE,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  (no observada en ninguna MAS estudiada hasta el momento) y  $\text{NO}_3^-$  (Tabla 6.12). Como era de esperar, la CE presenta fuerte correlación positiva con

todos los iones salvo con  $\text{HCO}_3^-$  y pH. El pH, sin embargo, presenta una fuerte correlación negativa con la CE, temperatura y todos los iones principales salvo el  $\text{HCO}_3^-$ , el cual apenas presentan correlación con el resto de iones y/o variables medidas.

Tabla 6.12. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas en la MAS El Jabalcón.

	Tª (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)	F <sup>-</sup> (mg/l)
Tª (°C)	1,00	<b>0,87</b>	<b>-0,82</b>	0,70	<b>0,73</b>	0,65	0,68	0,62	<b>0,83</b>	-0,58	<b>0,78</b>	0,66	0,45
CE (µS/cm)		1,00	<b>-0,72</b>	<b>0,85</b>	<b>0,89</b>	<b>0,87</b>	<b>0,88</b>	<b>0,85</b>	<b>0,92</b>	-0,69	0,67	<b>0,78</b>	<b>0,75</b>
pH			1,00	<b>-0,80</b>	<b>-0,78</b>	<b>-0,72</b>	<b>-0,75</b>	<b>-0,73</b>	<b>-0,77</b>	0,14	-0,63	<b>-0,87</b>	-0,58
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)				1,00	<b>0,99</b>	<b>0,93</b>	<b>0,93</b>	<b>0,96</b>	<b>0,96</b>	-0,28	0,50	<b>0,88</b>	<b>0,90</b>
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)					1,00	<b>0,92</b>	<b>0,93</b>	<b>0,94</b>	<b>0,98</b>	-0,37	0,56	<b>0,85</b>	<b>0,88</b>
Na <sup>+</sup> (mg/l)						1,00	<b>1,00</b>	<b>0,99</b>	<b>0,87</b>	-0,31	0,42	<b>0,94</b>	<b>0,80</b>
K <sup>+</sup> (mg/l)							1,00	<b>0,99</b>	<b>0,88</b>	-0,33	0,50	<b>0,93</b>	<b>0,79</b>
Cl <sup>-</sup> (mg/l)								1,00	<b>0,89</b>	-0,27	0,41	<b>0,93</b>	<b>0,85</b>
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)									1,00	-0,47	0,64	<b>0,78</b>	<b>0,81</b>
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)										1,00	-0,57	-0,13	-0,33
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)											1,00	0,41	0,33
SiO <sub>2</sub> (mg/l)												1,00	<b>0,74</b>
F <sup>-</sup> (mg/l)													1,00

A diferencia del acuífero de Baza-Caniles, en El Jabalcón sólo dos factores explican el 82% de la varianza total de las muestras analizadas (Fig. 6.19). El Factor I, con un 76% de la varianza explicable, se encuentra definido en el eje positivo por el Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, K<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, CE, Na<sup>+</sup>, SiO<sub>2</sub>, F<sup>-</sup> y temperatura, en orden de contribución, que corresponde con el eje de mineralización y tiempo de residencia de las aguas en el acuífero; y en sentido negativo por el pH, reflejando una evolución contraria a la mineralización. El Factor II con tan solo el 12% de la varianza explicable, está definido por el HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, en el eje positivo, con una evolución contraria al resto de los iones.

● A. Carbonático subbético ● A. Detrítico miopliocuaternario

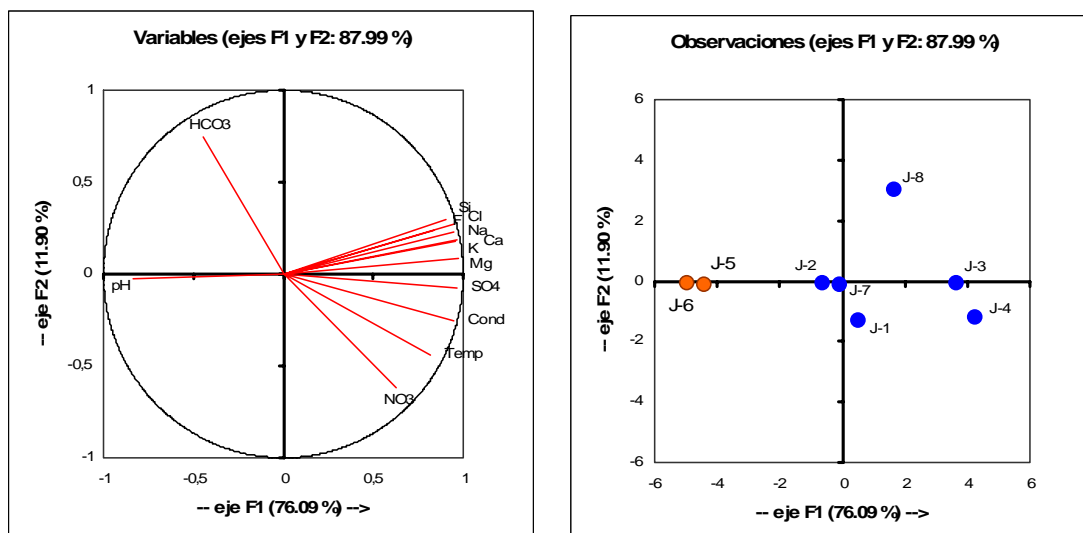


Fig. 6.19. ACP de las variables consideradas (gráfico de la izquierda) y ACP de análisis realizados (gráfico de la derecha) en el plano de los factores I-II en El Jabalcón.

La distribución de los puntos de agua en los diagramas de ACP (Fig. 6.19) permite la diferenciación de dos grupos de aguas que coincide con los dos acuíferos definidos en El Jabalcón. El incremento de la mineralización dentro del acuífero carbonático subbético viene acompañado por un descenso del pH, como se obtiene en los sondeos J-3 y J-4.

**-MAS SIERRA DE BAZA**

Para realizar el ACP en la Sierra de Baza se han considerado las principales variables físico-químicas que se indican en la Tabla 6.13.

A diferencia de los casos anteriores, los coeficientes de correlación obtenidos no son tan altos (Tabla 6.13). La temperatura se correlaciona positivamente con NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup> y F<sup>-</sup>. La CE presenta una fuerte correlación positiva con los iones Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup> y SiO<sub>2</sub>, sin embargo se ha obtenido una correlación baja para Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup>. Estas correlaciones indican que a lo largo del flujo destaca la disolución de yeso frente a la disolución de otros minerales como el CINA.

Tabla 6.13. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas en la MAS Sierra de Baza.

	Tª (°C)	CE (µS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)	F <sup>-</sup> (mg/l)
Tª (°C)	1,00	0,28	-0,10	0,12	0,22	0,30	0,14	<b>0,45</b>	0,13	0,04	<b>0,46</b>	0,21	<b>0,38</b>
CE (µS/cm)		1,00	<b>-0,35</b>	<b>0,93</b>	<b>0,96</b>	<b>0,67</b>	<b>0,75</b>	<b>0,44</b>	<b>0,95</b>	<b>0,36</b>	0,05	<b>0,87</b>	<b>0,44</b>
pH			1,00	-0,28	<b>-0,34</b>	-0,22	<b>-0,33</b>	-0,13	-0,30	-0,26	-0,01	-0,28	-0,09
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)				1,00	<b>0,93</b>	<b>0,41</b>	<b>0,64</b>	0,16	<b>0,99</b>	0,29	-0,17	<b>0,91</b>	<b>0,47</b>
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)					1,00	<b>0,57</b>	<b>0,72</b>	0,30	<b>0,97</b>	<b>0,45</b>	-0,03	<b>0,92</b>	<b>0,40</b>
Na <sup>+</sup> (mg/l)						1,00	<b>0,54</b>	<b>0,85</b>	<b>0,47</b>	<b>0,33</b>	<b>0,45</b>	<b>0,51</b>	-0,04
K <sup>+</sup> (mg/l)							1,00	<b>0,38</b>	<b>0,69</b>	0,22	0,18	<b>0,60</b>	<b>0,32</b>
Cl <sup>-</sup> (mg/l)								1,00	0,18	0,14	<b>0,66</b>	0,26	-0,18
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)									1,00	0,31	-0,16	<b>0,92</b>	<b>0,46</b>
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)										1,00	0,02	<b>0,35</b>	0,09
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)											1,00	0,04	-0,18
SiO <sub>2</sub> (mg/l)												1,00	<b>0,32</b>
F <sup>-</sup> (mg/l)													1,00

En las aguas subterráneas de la Sierra de Baza se han considerado tres factores que se encuentran explicando el 77% de la varianza total (Fig. 6.20). El Factor I, con un 49% de la varianza explicable, se encuentra definido en el eje positivo por CE y por los iones Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup> y SiO<sub>2</sub>, en orden de contribución; este factor representaría la mineralización total con pesos parecidos para las variables anteriores. El Factor II, con el 18% de la varianza explicable, se encuentra definido en el eje positivo por los iones nitrato, cloruro y sodio, reflejando la presencia de masas cloruradas y la focos puntuales de contaminación antrópica (puntos B-20 y B-19). Finalmente, el Factor III, con un 10% de la variable explicable, refleja bastante bien la relación existente entre la temperatura y el contenido en flúor de las aguas. En la Fig. 6.20 las muestras se encuentran agrupadas en función del tipo de facies hidroquímicas descritas anteriormente.



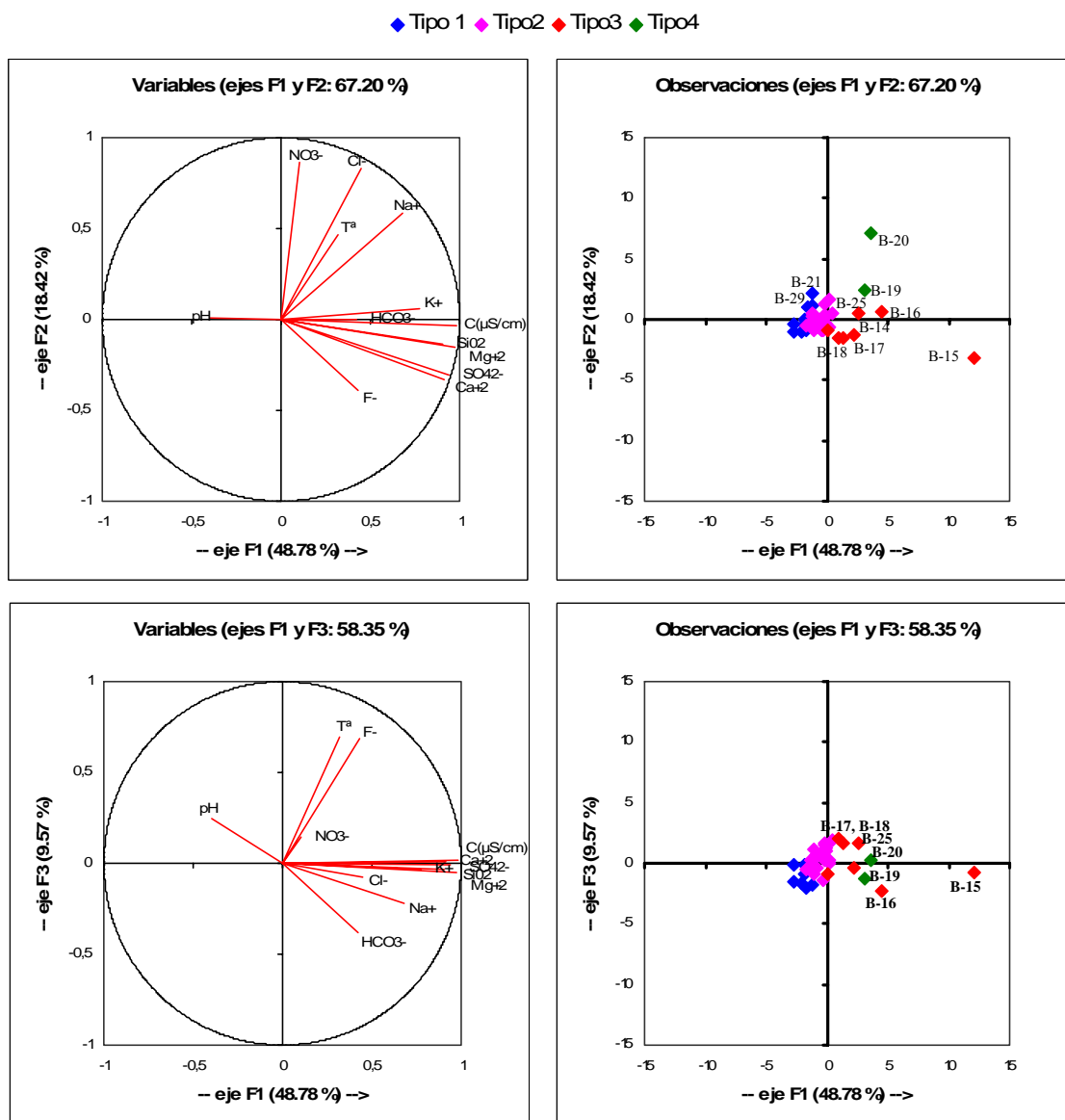


Fig. 6.20. ACP de las variables consideradas (gráfico de la izquierda) y ACP de análisis realizados (gráfico de la derecha) en el plano de los Factores I-II y Factores I-III, en los acuíferos de la Sierra de Baza.

-MAS EL MENCAL

Para realizar el ACP en El Mencal se han considerado las principales variables físico-químicas que se indican en la Tabla 6.14.

La temperatura presenta una alta correlación positiva con los iones  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SiO}_2$  y  $\text{CE}$ , junto con una alta correlación negativa con el  $\text{pH}$  y  $\text{NO}_3^-$ . Esto indica que las aguas termales presentan los valores más altos en los iones anteriormente mencionados y a su vez las aguas muestreadas en estos puntos son las de mayor  $\text{CE}$  y las de menor  $\text{pH}$  y contaminación antrópica. Para la  $\text{CE}$  se observa una alta correlación positiva con los iones sulfato, potasio, calcio y magnesio, menor para el cloruro, sodio y sílice y negativa para  $\text{pH}$  y nitratos. Estas correlaciones confirman un aumento de la

conductividad a lo largo del flujo, cuyo origen está en la disolución de yesos y, en menor medida, en la disolución de sales cloruradas-sódicas, así como la existencia en el medio de aportes de potasio, ión que se encuentra asociado a los cloruros.

Tabla 6.14. Matriz de coeficientes de correlación de las principales variables físico-químicas de las aguas en la MAS El Mencil y MAS colindantes.

	T <sup>a</sup> (°C)	CE (μS/cm)	pH	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)
T <sup>a</sup> (°C)	1,00	<b>0,71</b>	<b>-0,83</b>	<b>0,95</b>	<b>0,85</b>	-0,15	0,40	-0,14	<b>0,94</b>	0,05	<b>-0,61</b>	<b>0,61</b>
CE (μS/cm)		1,00	<b>-0,67</b>	<b>0,81</b>	<b>0,76</b>	<b>0,50</b>	<b>0,85</b>	<b>0,53</b>	<b>0,86</b>	-0,07	<b>-0,62</b>	<b>0,47</b>
pH			1,00	<b>-0,80</b>	<b>-0,75</b>	0,00	<b>-0,52</b>	-0,03	<b>-0,81</b>	-0,08	<b>0,59</b>	-0,37
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)				1,00	<b>0,90</b>	-0,09	0,45	-0,06	<b>0,99</b>	0,09	<b>-0,53</b>	<b>0,61</b>
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)					1,00	-0,12	0,45	-0,06	<b>0,93</b>	0,32	<b>-0,69</b>	<b>0,49</b>
Na <sup>+</sup> (mg/l)						1,00	<b>0,79</b>	<b>0,99</b>	0,00	-0,41	-0,22	-0,06
K <sup>+</sup> (mg/l)							1,00	<b>0,80</b>	<b>0,55</b>	-0,30	<b>-0,63</b>	0,33
Cl <sup>-</sup> (mg/l)								1,00	0,04	-0,37	-0,26	-0,08
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)									1,00	0,04	<b>-0,62</b>	<b>0,61</b>
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)										1,00	-0,02	-0,11
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)											1,00	-0,26
SiO <sub>2</sub> (mg/l)												1,00

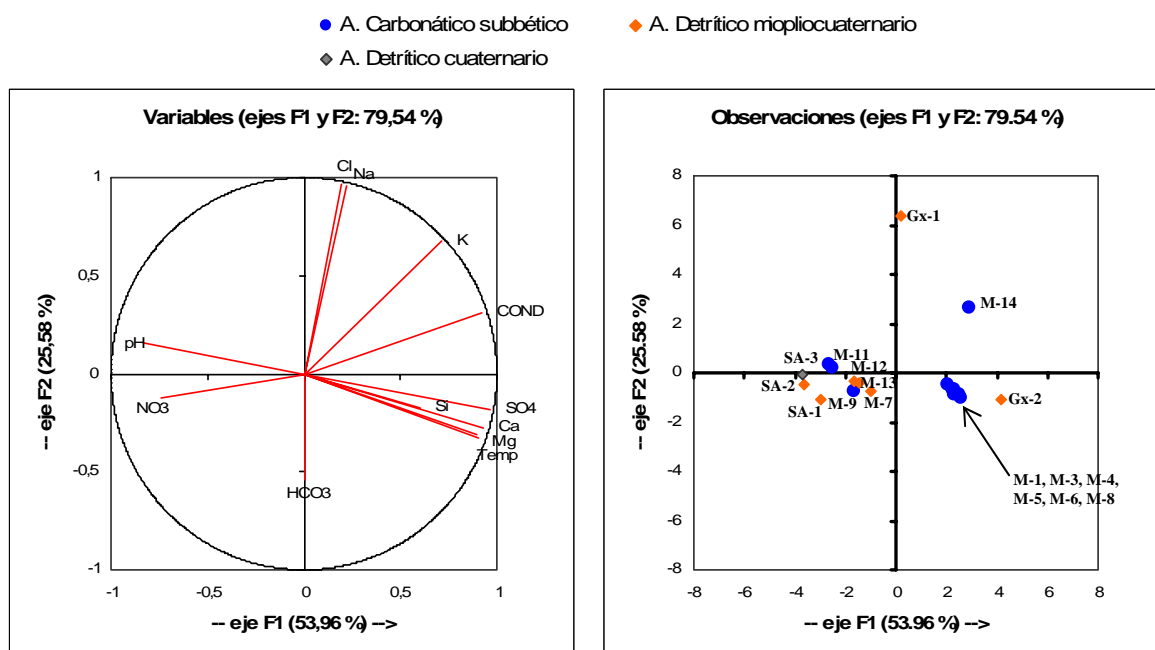


Fig. 6.21. ACP de las variables consideradas (gráfico de la izquierda) y ACP de análisis realizados (gráfico de la derecha) en el plano de los factores I-II dentro de El Mencil y puntos de las MAS colindantes.

En cuanto a los factores que determinan la composición química, se han detectado dos que explican el 80% de la varianza total (Fig. 6.21). El Factor I, con un 54% de la varianza explicable, se encuentra definido, en el eje positivo, por los iones SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> y los parámetros temperatura y CE y, en sentido negativo, por pH y NO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Los puntos alineados en el eje positivo del Factor I son las muestras de aguas termales, tanto de los Baños de Alicún como de los Baños de Graena, puntos en los que la

mineralización depende de la disolución de materiales yesíferos asociados a las filitas, esquistos y dolomías de la Unidad de Blanquizaes, con baja presencia de sales cloruradas-sódicas.

El Factor II, con el 26% de la varianza explicable, se encuentra definido, en el eje positivo, por los iones  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  (sondeo Gx-1) y  $\text{K}^+$  (manantial M-14) y, en el eje negativo, por  $\text{HCO}_3^-$  (Fig. 6.21). Este factor refleja muy bien el origen común de los iones  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , debido a la influencia de los materiales salinos, posiblemente asociados al contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas, localizado en las proximidades del sondeo Gx-1 (Fig. 1.19).

## 6.6 CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

### 6.6.1. Composición Isotópica General

Dentro del Sector Sur de la cuenca del Guadiana Menor, se recogieron un total de 156 muestras, en 105 puntos de agua, para análisis isotópico ( $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$ ), durante 2005-2007, cuyos resultados pueden ser consultados en la Base de Datos del IGME y del AWI.

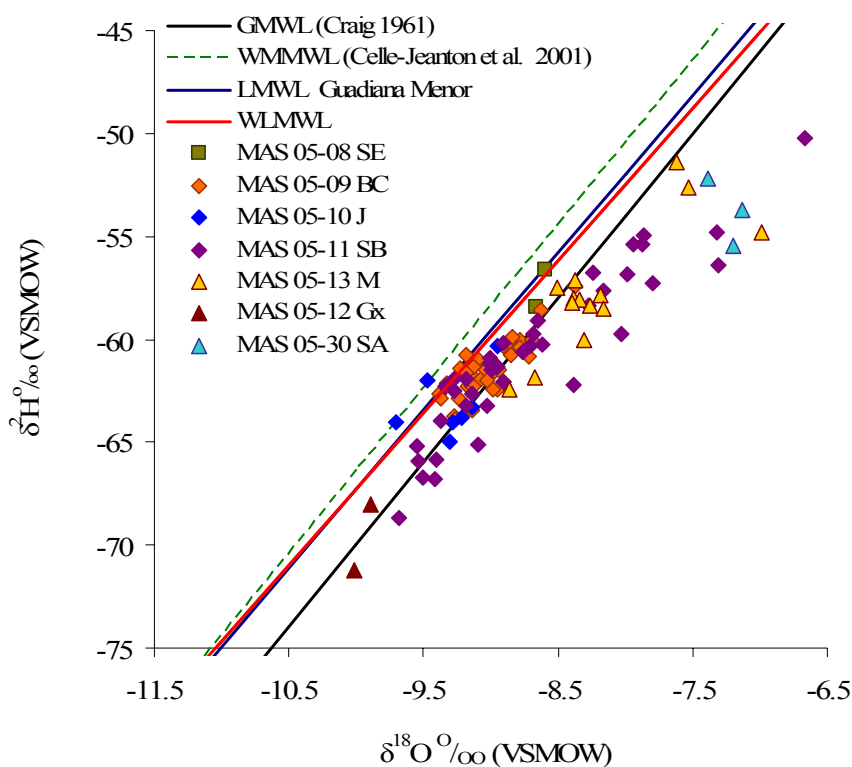


Fig.6.22. Diagrama  $\delta^2\text{H}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de aguas subterráneas recogidas en las MAS de la zona meridional de la cuenca del Guadiana Menor. Junto con la Línea Meteorológica Global (GMWL), la Línea Meteorológica del W del Mediterráneo (WMMWL) y la Línea Meteorológica Local ponderada de la cuenca del Guadiana Menor (WLMWL) (Fernández-Chacón et al., en revisión).



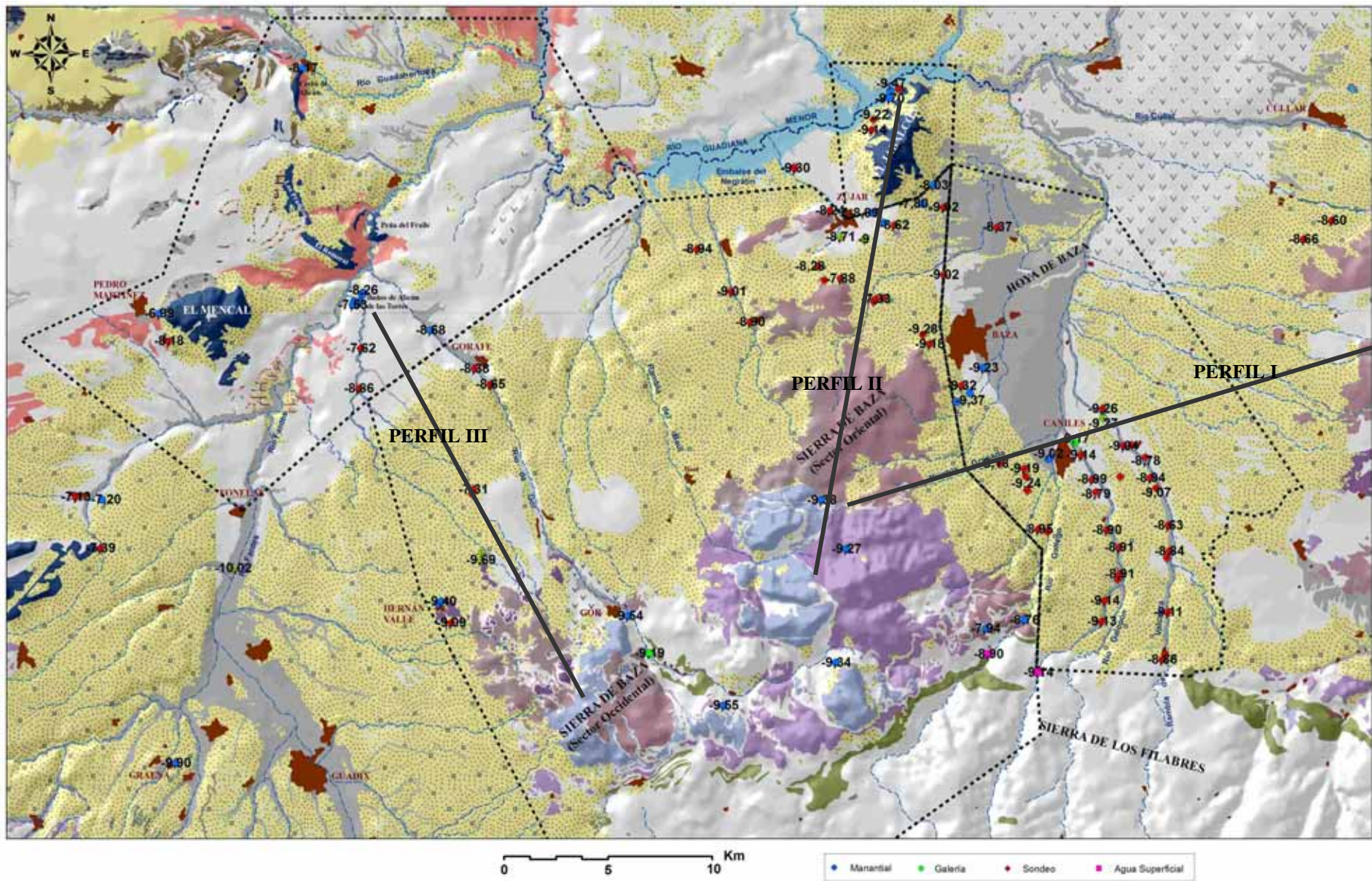


Fig. 6.23. Mapa hidrogeológico con la distribución de los valores de  $^{18}\text{O}$  analizados en la zona meridional de la cuenca del Guadiana Menor, junto con los tres perfiles seleccionados para el estudio de evolución isotópica.

La representación de los contenidos medios obtenidos por punto, junto con la Línea Meteorológica Local Ponderada (WLMWL) y las líneas GMWL y WMML (Capítulo 2), ha permitido establecer que, prácticamente, la totalidad de las aguas se encuentran a la derecha de la WLMWL y en muchas de ellas tiene lugar un enriquecimiento en isótopos pesados por efectos de evaporación (Fig.6.22).

Los valores más empobrecidos en isótopos pesados corresponden con los puntos Gx-1 y Gx-2, seguidos de los manantiales de cotas altas muestreados en el Sector Occidental de Sierra de Baza, a los cuales le siguen los sondeos surgentes B-17, B-18 y manantiales B-23 y B-24 (Fig.6.2, Fig. 6.22 y Fig. 6.23), dentro del mismo sector. Por otro lado, el Sector Oriental de Sierra de Baza presenta contenidos isotópicos más enriquecidos que el Sector Occidental, a su vez se han obtenido composiciones más empobrecidas en los manantiales B-36 y B-37, localizados a cotas altas y en los puntos BC-7, BC-8, BC-9, B-8, B-9, BC-37, ubicados en la parte más oriental. Además, se han de destacar valores muy empobrecidos en  $^{18}\text{O}$ , obtenidos en las aguas subterráneas de la MAS El Jabalcón, donde el manantial Fuente Amarguilla (J-8) alcanza los valores mínimos ( $\delta^{18}\text{O} = -9,7 \text{ ‰}$ ).

En cambio, los valores más enriquecidos en isótopos pesados se localizan hacia el centro de la cuenca, en el acuífero detrítico miopliocuaternario y cuaternario, con máximos en el punto M-10, seguido de los puntos AS-2, SA-3, B-20, M-11 y M-12.

Para el estudio de las conexiones y desconexiones entre las distintas MAS presentes en la zona, se ha utilizado el contenido en isótopos estables. A partir de los datos isotópicos, se ha propuesto el estudio éstos a través de tres grandes perfiles (Fig. 6.22):

- Perfil I: Sector Oriental de Sierra de Baza-Baza Caniles-Sierra de las Estancias.
- Perfil II: Sector Oriental de Sierra de Baza-El Jabalcón.
- Perfil III: Sector Occidental de Sierra de Baza-El Mencil.

### **6.6.2. Perfil I: Sector Oriental de Sierra de Baza-Baza Caniles-Sierra de las Estancias**

Para el estudio de este perfil se han utilizado todos los análisis de la MAS Baza-Caniles y se han seleccionado varios puntos de las MAS Sierra de las Estancias (sondeos SE-4 y SE-6) y Sierra de Baza (puntos ubicados en el borde oriental y Suroriental de Sierra de Baza) (Fig. 6.23). De W-SW a E-NE se produce un enriquecimiento en el contenido de isótopos pesados del agua subterránea, alcanzando valores altos en la Sierra de las Estancias y al NE del núcleo de población de Baza (en el sondeo BC-20, Fig. 6.2, Fig. 6.22 y Fig. 6.23).

En la Sierra de Baza se han observado dos manantiales, B-39 y B-41, con contenido enriquecidos en isótopos pesados (Fig. 6.24). Se trata de manantiales de bajo caudal que se encuentran drenando escamas de acuífero carbonático alpujarride de pequeñas dimensiones, a través de materiales detríticos cuaternarios, donde las aguas están afectadas por procesos de evaporación y enriquecimiento isotópico.



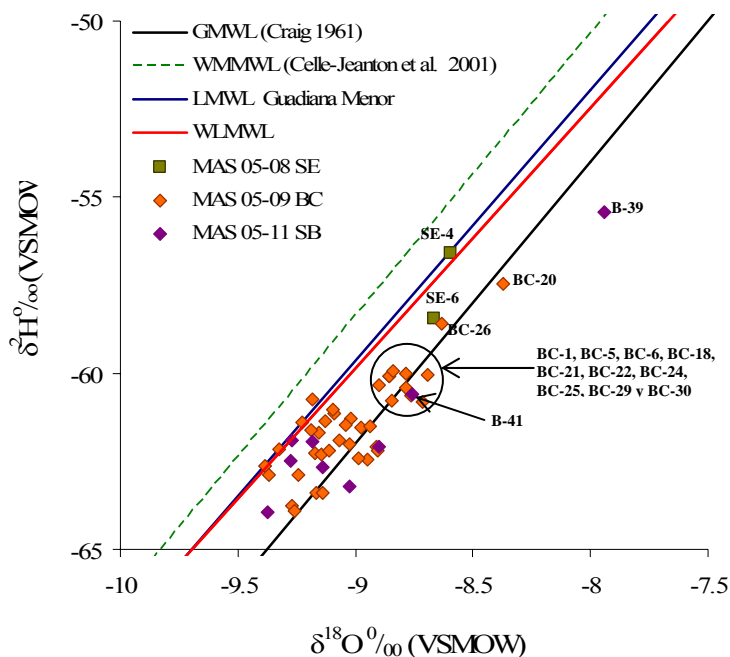


Fig. 6.24. Diagrama  $\delta^2\text{H}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de aguas subterráneas recogidas en los puntos localizados en el Perfil I. Línea Meteorica Global (GMWL), Línea Meteorica del W del Mediterraneo (WMMWL) y Línea Meteorica Local ponderada de la cuenca del Guadiana Menor (WLMWL) (Fernández-Chacón et al., en revisión).

En la Fig. 6.24 se han identificado los puntos que, dentro de la MAS Baza-Caniles, presentan mayores valores de isótopos pesados. Estos puntos corresponden a parte de los sondeos utilizados como piezómetros (BC-1, BC-5 y BC-6), junto con parte de los sondeos muestreados en la rambla de Valcabra. El enriquecimiento a lo largo de dicha rambla estaría apoyando la hipótesis de la descarga subterránea oculta de aguas procedentes de la Sierra de las Estancias, con contenido en isótopos pesados mayor, ya planteada en Hidalgo et al. (1991) y posteriormente ratificada en Hidalgo (1993).

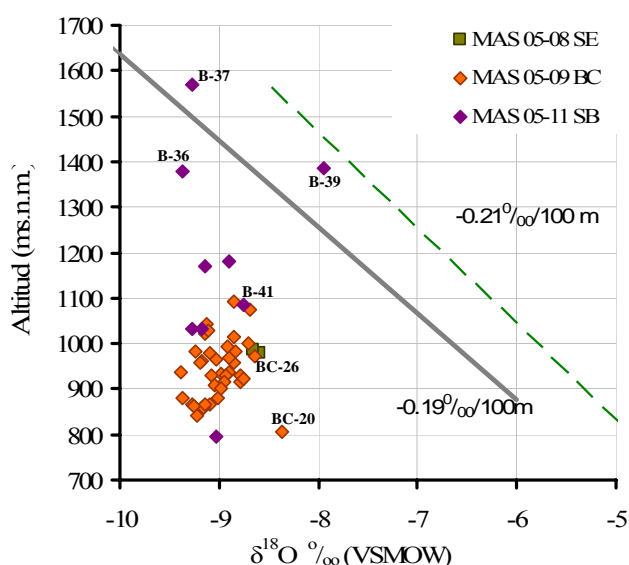


Fig. 6.25. Relación  $\delta^{18}\text{O}$ -altitud de las aguas subterráneas muestreadas en el Perfil I.

En cuanto a las cotas de recarga de los puntos de este perfil, se ha obtenido un valor comprendido entre 1.350-1.550 m s.n.m. que para la Sierra de las Estancias y una cota de recarga comprendida entre 1.400-1.750 m s.n.m. para los puntos ubicados en las MAS Baza-Caniles y Sierra de Baza (datos similares a los obtenidos por otros investigadores como Hidalgo et al., 1991; Hidalgo, 1993), con valores superiores en los manantiales B-36 y B-37 (Fig. 6.25).

### 6.6.3. Perfil II: Sector Oriental de Sierra de Baza-El Jabalcón

Para estudiar este perfil se han utilizado todos los análisis isotópicos realizados en el Sector Oriental de la Sierra de Baza y en El Jabalcón (Fig. 6.23, Fig. 6.26 y Fig. 6.27). Las aguas subterráneas de la Sierra de Baza presentan un enriquecimiento en isótopos pesados de Sur a Norte, debido a la mezcla de aguas del acuífero carbonático alpujárride con aguas del detrítico miopliocuaternario (ubicado a menor cota), procedentes de la infiltración de agua de lluvia a cotas bajas y sometidas a mayor evaporación. Sin embargo, se han encontrado puntos de agua en zonas topográficamente bajas, como los localizados a lo largo de la rambla de Freila (B-5, B-7, B-34 y B-35), los sondeos B-33, B-15 y los manantiales B-1 y B-2, cuyos contenidos en  $\delta^{18}\text{O}$  se aproximan a -9 ‰ (Fig. 6.23). Estos puntos se encuentran explotando y drenando aguas subterráneas relacionadas con el acuífero carbonático alpujárride, con escasa influencia de aguas del acuífero detrítico miopliocuaternario.

Como reflejo de la mezcla, en la zona septentrional de la Sierra de Baza, entre aguas del acuífero carbonático alpujárride y aguas del acuífero detrítico miopliocuaternario, se observa un enriquecimiento en isótopos pesados según una línea de evaporación, con pendiente inferior a la GMWL en los puntos B-29, B-4, B-32, B-26, B-27, B-14, B-28 y B-16. El resto de puntos muestreados en la Sierra de Baza se sitúan entre la GMWL y la WLMWL.

Las muestras recogidas en El Jabalcón (J-3, J-4, J-5, J-6) se encuentran alineadas a lo largo de la GMWL, salvo el punto J-2 que se sitúa en una posición intermedia entre la GMWL y la WLMWL. Esta distribución de las muestras, recogidas a lo largo del período 2005-2007, difiere de la posición de las muestras recogidas en los manantiales J-7 y J-8, cuyos resultados fueron analizados en 1989 por un laboratorio diferente. Estos dos últimos manantiales se encuentran alineados a lo largo de la WWMWL, con los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  más empobrecidos.

Dentro de la Sierra de Baza, los sondeos B-8, B-9 y B-15 presentan composiciones isotópicas similares a los manantiales B-36 y B-37, indicando aguas con similares cotas de recarga. Lo mismo se observa entre los puntos B-1, B-2, B-5, B-7, B-33 y B-35 (Fig. 6.23 y Fig. 6.27).

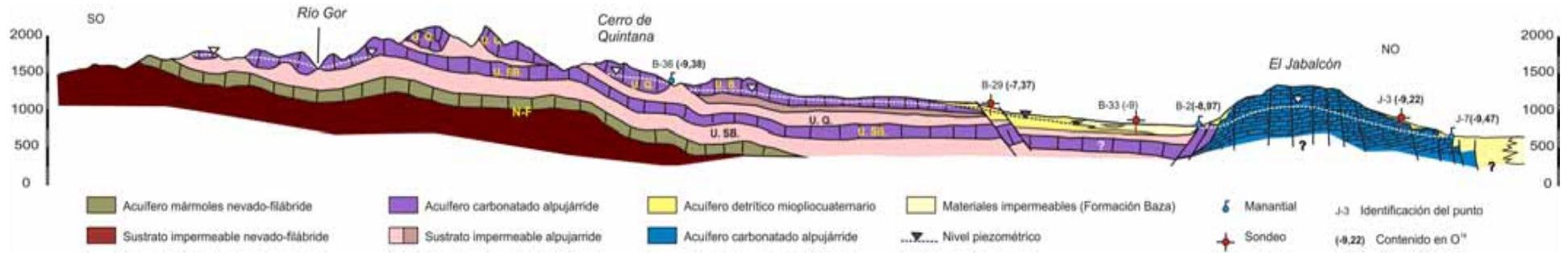


Fig. 6.26. Corte hidrogeológico aproximado a lo largo del Perfil II, Sierra de Baza-El Jabalcón. Dentro de la Sierra de Baza, se han diferenciado las Unidades Alpujárrides (Corte modificado de Junta de Andalucía-ITGE, 2000).

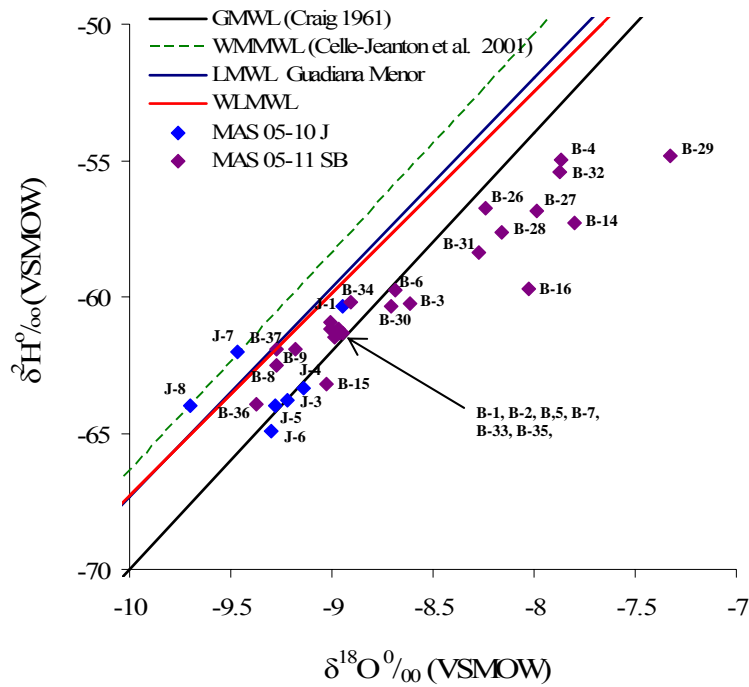


Fig. 6.27. Diagrama  $\delta^2\text{H}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de aguas subterráneas recogidas en los puntos localizados en el Perfil II. Línea Meteorica Global (GMWL), Línea Meteorica del W del Mediterraneo (WMMWL) y Línea Meteorica Local ponderada de la cuenca del Guadiana Menor (WLMWL) (Fernández-Chacón et al., en revisión).

Para el estudio de la cota de recarga se han utilizado los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ -altitud (Fig. 6.28). Las aguas subterráneas en El Jabalcón presentan una cota de recarga comprendida entre 1.450 y 1.800 m s.n.m, similar a la de los sondeos B-8 y B-9 y a los manantiales B-36 y B-37 (que drenan el acuífero carbonático alpujárride de las Unidades Quintana y Santa Bárbara, respectivamente, Fig. 6.2 y Fig. 6.23) Los relieves de la Unidad de Blanquizaes, que afloran en el Sector Oriental de Sierra de Baza, presentan cotas de recarga inferiores a 1.490 m s.n.m., siendo las Unidades de Quintana y Santa Bárbara las únicas que se localizan a cotas superiores. Por lo tanto, debe de existir una recarga subterránea profunda por parte de una de estas dos Unidades Alpujárrides hacia El Jabalcón y hacia el acuífero carbonático alpujárride, que explotan los sondeos del borde nororiental de la Sierra de Baza (B-8 y B-9) (Fig. 6.2 y Fig. 6.23).

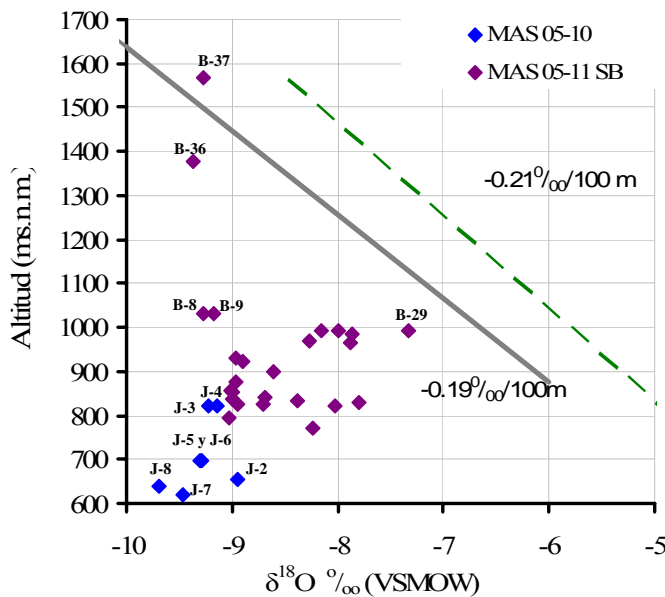


Fig. 6.28. Relación  $\delta^{18}\text{O}$ -altitud de las aguas subterráneas muestreadas en el Perfil II.

Se ha de tener en cuenta, como se ha citado en otras MAS, que las aguas termales sufren un enriquecimiento en  $\delta^{18}\text{O}$  por interacción con el material rocoso del acuífero. Este enriquecimiento provoca un movimiento de la muestra hacia la derecha en el diagrama  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ , paralelo al eje x. Este proceso modifica la composición original del agua y con ello la cota de recarga obtenida resultante, siendo inferior a la real. Dicho proceso tiene lugar en las aguas termales del Jabalcón, por lo que la cota de recarga es superior al intervalo indicado, pudiendo corresponder con la Unidad de Santa Bárbara, la cual presenta cotas topográficas de hasta 2.271 m s.n.m. y una superficie de afloramiento carbonático alpujárride suficiente para explicar la descarga que se produce por los Baños de Zújar. En el resto de puntos, las cotas de recarga se sitúan entre 1.100 y 1.450 m s.n.m., coincidiendo con las cotas topográficas de la Unidad Alpujárride de Blanquizaes.

### 6.6.4. Perfil III: Sector Occidental de Sierra de Baza-El Mencal

Para estudiar este perfil se han utilizado todos los análisis isotópicos realizados en el Sector Occidental de la Sierra de Baza (Fig. 6.2 y Fig. 6.23), así como los puntos de agua muestreados en El Mencal y puntos colindantes de las MAS Guadix-Marquesado y Sierra Arana.

Prácticamente la totalidad de las muestras se sitúan en torno a la GMWL o a la derecha de ella (Fig.6.29), salvo los manantiales Gx-2, B-11, B-12, B-13 que se sitúan entre la GMWL y la WLMWL, con composiciones isotópicas próximas a la composición del agua de lluvia. Los valores más empobrecidos en isótopos pesados se localizan en los puntos de la MAS Guadix-Marquesado, donde la zona de recarga principal se sitúa en la vertiente Norte de Sierra Nevada, a las mayores cotas topográficas de la zona. A estos puntos le sigue el sondeo surgente B-18, así como los manantiales localizados a cotas topográficamente elevadas. En este sector de la Sierra de Baza se produce un enriquecimiento progresivo en isótopos pesados de S-SE a N-NW dentro del acuífero carbonático alpujárride libre, por la mezcla con aguas recargadas en el acuífero detrítico miopliocuaternalio suprayacente, ubicado a menor cota topográfica y donde los procesos de evaporación son más frecuentes e intensos, como es el caso de los puntos B-20 y B-19.

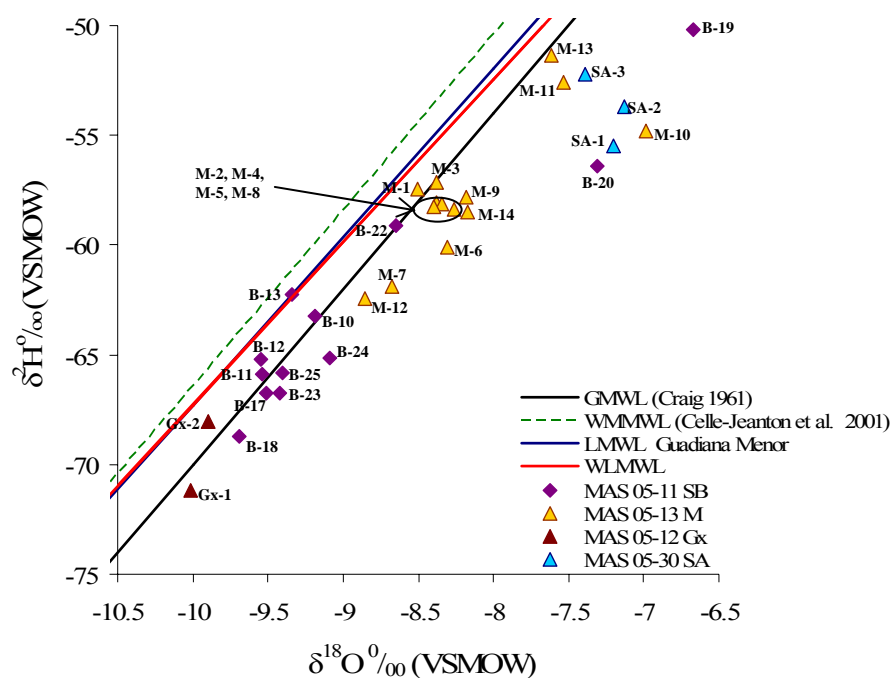


Fig. 6.29. Diagrama  $\delta^2\text{H}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de aguas subterráneas recogidas en los puntos localizados en el Perfil III. Línea Meteorica Global (GMWL), Línea Meteorica del W del Mediterraneo (WMMWL) y Línea Meteorica Local ponderada de la cuenca del Guadiana Menor (WLMWL) (Fernández-Chacón et al., en revisión).

El Mencal, presenta valores isotópicos enriquecidos en elementos pesados respecto a las MAS anteriores, principalmente los puntos M-11, M-13 y M-10. Las aguas termales de los Baños de Alicún presentan un contenido medio en  $\delta^{18}\text{O}$  de -



8,37‰ y en  $\delta^2\text{H}$  de -58,20‰. Esta composición isotópica es parecida a la composición del sondeo M-9 ubicado en la Subunidad del Mencil y al manantial M-14 localizado en la Subunidad Cerro de Alicún (Fig. 6.2), pero se ha de tener en cuenta el efecto de enriquecimiento de  $\delta^{18}\text{O}$  que experimentan las aguas termales, por lo que las aguas que se encuentran recargando a la Subunidad de los Baños de Alicún son aguas con valores más negativos en isótopos pesados y, por tanto, con cotas de recarga mayores a las que presentan las muestras ubicadas en otras subunidades acuíferas definidas en El Mencil o en Sierra Arana.

Para el estudio de la cota de recarga se han utilizado los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ -altitud de los puntos considerados dentro del Perfil III (Fig. 6.30). Como se comentaba anteriormente, las aguas de la MAS Guadix-Marquesado son las recargadas a mayor cota topográfica, entre 1.600 y 1.900 m s.n.m para el sondeo Gx-1 y a cotas superiores para el manantial Gx-2 (por drenar aguas termales).

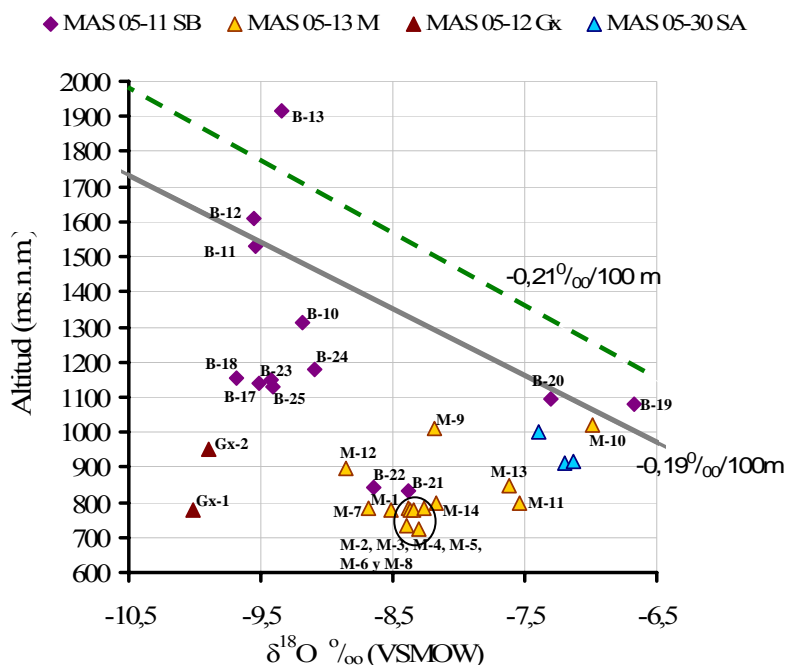


Fig. 6.30. Relación  $\delta^{18}\text{O}$ -altitud de las aguas subterráneas muestreadas en el Perfil III.

Los puntos muestreados en el acuífero carbonático alpujárride del Sector Occidental de Sierra de Baza presentan unas cotas de recarga comprendidas entre 1.450 y 1.800 m s.n.m., coincidiendo con las cotas donde aflora la Unidad Alpujárride de Blanquizares, la cual se encontraría alimentando al acuífero carbonático alpujárride de la Unidad de Hernán-Valle y acuífero carbonático subbético de la Subunidad Baños de Alicún. Los sondeos del acuífero carbonático alpujárride libre en conexión con el detrítico miopliocuaternario, como los sondeos B-22, B-20 y B-19, presentan efectos de evaporación como se ha comentado anteriormente, que dificulta la estimación de la cota de recarga original.

Dentro de El Mencil, la determinación de las cotas de recarga es factible en las aguas subterráneas frías, no influenciadas por efectos de evaporación como a los que se

ven sometidos los puntos M-10 y M-11, tras la circulación del agua a través de materiales detríticos. De este modo, tan solo se pueden determinar las cotas de recarga a partir de los puntos M-7, M-9, M-12 y M-13, las cuales están comprendidas entre 1.350-1.600 m s.n.m., 1.250-1.450 m s.n.m., 1.000-1.650 m s.n.m. y 1.175-1.375 m s.n.m., respectivamente. Para el sondeo M-9 se obtiene una cota de recarga coherente con las cotas topográficas que presenta el Cerro del Mencil y, el resto de puntos, presentan cotas de recarga coherentes con una alimentación procedente de los materiales alpujárrides de la Unidad de Blanquizaes sobre la Unidad de Hernán-Valle y materiales detríticos miopliocuaternarios suprayacentes.

Los manantiales termales de la Subunidad Baños de Alicún (M-1, M-2, M-3, M-4, M-5, M-6 y M-8), debido a su carácter termal, sufren un enriquecimiento en  $\delta^{18}\text{O}$ . Este hecho solo permite determinar la cota topográfica mínima de la zona de recarga. El valor resultante es una cota mínima de 1350-1550 m s.n.m. La señal isotópica, por tanto, indica una zona de recarga superior a las cotas observadas en el Cerro del Mencil y a su vez similares a las existentes en la Unidad de Blanquizaes (unidad que aflora en el Sector Occidental de Sierra de Baza).

## 6.7. RESULTADOS

El estudio hidrogeológico realizado en el Sector Sur de la cuenca del Guadiana Menor comprende las MAS Baza-Caniles, El Jabalcón, Sierra de Baza y El Mencil. La MAS Baza-Caniles se encuentra constituida por el acuífero detrítico miopliocuaternario y el acuífero detrítico cuaternario. La MAS El Jabalcón se encuentra constituido por un acuífero carbonático subbético y por el acuífero detrítico miopliocuaternario que le rodea. La MAS Sierra de Baza está constituida por numerosos afloramientos de acuífero carbonático alpujárride, y por el acuífero detrítico miopliocuaternario de borde. Finalmente la MAS El Mencil está constituido por afloramientos dispersos de materiales carbonáticos subbéticos, rodeados en parte por el acuífero detrítico miopliocuaternario, y por el acuífero detrítico cuaternario ubicado en los ríos Fardes y Guadahortuna.

El estudio de las *evoluciones piezométricas e hidrométricas* han puesto de manifiesto la existencia de tendencias evolutivas diferentes dentro del acuífero detrítico miopliocuaternario de Baza-Caniles, entre la zona proximal, ubicada en las cabeceras de los ríos Galopón y Valcabra, y la zona distal del acuífero, próxima al núcleo de Caniles. El origen de este diferente comportamiento de partes de un mismo acuífero, radica en los efectos del bombeo en las proximidades de Caniles.

Para los últimos 17 años, en las zonas proximales del acuífero detrítico miopliocuaternario, se tiene una tendencia ascendente en la evolución del nivel piezométrico, tendencia que responde al incremento de las precipitaciones en zonas afectadas por frentes del Mediterráneo, como es en este caso el borde oriental de la Sierra de Baza y falda septentrional de la Sierra de los Filabres. En una posición intermedia dentro del acuífero detrítico, el nivel tiende a mantenerse más o menos constante, con ciclos anuales que responden a las variaciones estacionales que sufre la precipitación. En las proximidades del núcleo de población de Caniles, los niveles piezométricos sufren un importante descenso de hasta 12 m.

El registro hidrométrico de los principales manantiales de la zona (Siete Fuentes, BC-7, y San Juan), ubicados en las proximidades de Baza, refleja un descenso importante del volumen de agua drenado por ambos manantiales, desde 1970 hasta la actualidad. Este descenso ha llegado a ser tan importante que ha secado el manantial de San Juan. Estos manantiales se encuentran drenando agua del acuífero detrítico miopliocuaternario en las proximidades del contacto con la Sierra de Baza, donde tiene lugar una recarga oculta del acuífero carbonático alpujárride de la Sierra de Baza hacia el detrítico de Baza-Caniles. Por lo tanto, la evolución hidrométrica reflejarían un descenso de la recarga subterránea procedente de la MAS colindante, tal vez como consecuencia de los bombeos próximos.

Por otro lado, en el borde septentrional de la Sierra de Baza, en el Cerro de Las Loberas, para los últimos siete años se tiene una tendencia piezométrica descendente en el acuífero carbonático alpujárride. En el acuífero carbonático subbético de la MAS El Jabalcón, el nivel piezométrico tiende a mantenerse constante durante los últimos años. En el acuífero detrítico miopliocuaternario del borde septentrional de la Sierra de Baza, aunque la tendencia es descendente desde 1997, a partir de año 2000 el nivel piezométrico ha permanecido más o menos constante, a pesar de que aguas arriba se localicen numerosos sondeos de explotación.

Del *estudio físico-químico* de las aguas subterráneas en las MAS del Sector Sur de la cuenca se desprenden los siguientes resultados:

En la *MAS Baza Caniles* se han identificado varias facies hidroquímicas dentro del acuífero detrítico miopliocuaternario:

- Facies bicarbonatada cálcico-magnésica.
- Facies bicarbonatada-sulfatada cálcico-magnésica.
- Facies sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica.
- Facies sulfatada-bicarbonatada-clorurada cálcico-magnésicas.
- Facies sulfatadas cálcico-magnésicas.
- Facies cloruradas-(bicarbonatadas) cálcico-sódicas.

En cuanto a la evolución de las aguas subterráneas a lo largo del flujo, se han observado evoluciones diferentes dentro del acuífero detrítico miopliocuaternario. En el borde occidental del acuífero detrítico de Baza-Caniles y a lo largo de los ríos Gallego y Galopón, el agua evoluciona hacia un incremento de la CE, debido al aumento de la concentración de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ . Sin embargo, a lo largo de la rambla de Valcabra es imposible observar tal evolución, por existir procesos de mezcla con aguas procedentes de la Sierra de las Estancias, caracterizada por facies sulfatadas cálcico-magnésicas. Por otro lado dentro del acuífero detrítico cuaternario de Baza-Caniles se han observado diferencias entre la zona meridional y la zona septentrional, con un fuerte incremento de la mineralización hacia el Norte motivado por la presencia de importantes masas de evaporitas y cloruros terciarios depositados en el centro de la cuenca de Baza.

En la *MAS El Jabalcón* todas las aguas subterráneas muestreadas son termales. Se han definido dos tipos de facies hidroquímicas diferentes:

- Facies sulfatada sódico-cálcica.
- Facies sulfatada-clorurada a clorurada-sulfatada sódico-cálcica.

La alta mineralización de las aguas indica la presencia de facies triásicas bajo el acuífero carbonático subbético del Jabalcón y formaciones evaporíticas depositadas en el centro de la cuenca de Baza, donde la posible presencia de yesos con  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  estarían aportando grandes cantidades de estos iones al agua.

En la *MAS Sierra de Baza* se han diferenciado dos sectores acuíferos, con funcionamiento hidrogeológico independientes y desconectados entre sí: el Sector Oriental de Sierra de Baza, que estaría en conexión hidráulica con las MAS Baza-Caniles y El Jabalcón, y el Sector Occidental de la Sierra de Baza que estaría en conexión hidráulica con las MAS Guadix-Marquesado y El Mencal. En esta MAS se han identificado tres tipos de facies hidroquímicas:

- Tipo 1, facies bicarbonatada cálcico-magnésica a magnésico-cálcica.
- Tipo 2, facies bicarbonatada-sulfatada a sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica.
- Tipo 3, facies sulfatada cálcico-magnésica o magnésico-cálcica.

Dentro del Sector Oriental de la Sierra de Baza se ha confirmado la existencia de al menos dos acuíferos. En primer lugar se define un primer acuífero libre constituido por los materiales carbonáticos alpujárrides de la Unidad de Hernán Valle, sobre los cuales y hacia el Norte se localizan los materiales detríticos miopliocuaternarios, ambos en conexión hidráulica. Este acuífero, aunque en su mayor parte es libre, pasaría a confinado hacia el Norte, en las proximidades de Gorafe. En segundo lugar se define un segundo acuífero constituido por los materiales carbonáticos de la Unidad Alpujárride de Blanquizaes, acuífero libre al S-SE de Hernán Valle y confinado desde el mencionado pueblo hacia el Norte. Este acuífero se localizaría aproximadamente a una cota de inferior a 750 m s.n.m.

A lo largo del flujo, las aguas experimentan un incremento progresivo de los iones  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , debido a la disolución de yesos alpujárrides así como a la disolución de yesos y sales cloruradas-sódicas del terciario. El incremento más importante en estos iones tiene lugar en el acuífero detrítico miopliocuaternario del Sector Oriental de Sierra de Baza.

En esta MAS se han identificado varios puntos con aguas termales, con temperatura máxima de 25,8 °C, asociados a importantes accidentes tectónicos como las fallas de desgarre de Freila y de Gorafe.

La *MAS El Mencal*, constituye la última MAS estudiada en la cuenca del Guadiana Menor. Ésta se caracteriza por la presencia de unidades tanto carbonáticas como detríticas:

- Las subunidades carbonáticas son:
  - Subunidad del Mencal
  - Subunidad Cerro de Alicún
  - Subunidad el Romeral

Subunidad Cerro de los Praditos  
Subunidad Peña del Fraile  
Subunidad Baños de Alicún de las Torres

- Las subunidades detríticas son:  
Aluvial del río Guadahortuna  
Aluvial del río Fardes

Las aguas subterráneas de esta MAS se caracterizan por las facies hidroquímicas siguientes:

- Facies sulfatada cálcica.
- Facies mixta sulfatada-bicarbonatada-clorurada cálcico-magnésica a magnésico-sódica.
- Facies sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica.
- Facies bicarbonatada-sulfatada-cloruradas cálcico-(sódica).
- Facies sulfatada-(clorurada) cálcico-sódica.

Además, para el estudio del origen de la recarga subterránea de la Subunidad de los Baños de Alicún, se consideró interesante el muestrear puntos ubicados en diferentes acuíferos dentro de MAS colindantes como la MAS Sierra Arana y Guadix-Marquesado así como otros puntos termales como los Baños de Graena (MAS Guadix-Marquesado).

La caracterización hidroquímica de las aguas subterráneas ha permitido concluir que, el origen de la recarga de las aguas drenadas por los Baños de Alicún de las Torres está en el acuífero carbonático alpujárride de la Unidad de Blanquizaes, acuífero ubicado en el Sector Occidental de la Sierra de Baza. Para esta hipótesis se ha partido principalmente de la composición de las aguas subterráneas, ya que se ha comprobado como todas las muestras de agua asociadas al acuífero carbonático alpujárride de Blanquizaes se encuentran drenando aguas de facies sulfatada cálcica, este es el caso de las aguas de los sondeos de la Sierra de las Estancias, del manantial B-41, de los sondeos surgentes que explotan el acuífero confinado del Sector Occidental de la Sierra de Baza y del manantial Baños de Graena. La piezometría del sector ha avalado dicha hipótesis, ya que el acuífero carbonático alpujárride confinado del Sector Occidental de la Sierra de Baza presenta una cota piezométrica que se correspondería con la cota de surgencia del los manantiales de los Baños de Alicún. Por tanto el contenido tan elevado de los iones  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  en estas aguas no procede de la disolución de yesos de facies triásicas sino de los yesos asociados a la unidad alpujárride de Blanquizaes.

La hidroquímica también se encontraría descartando una posible conexión entre las Subunidades de los Baños de Alicún y El Mencil. Asociado al afloramiento carbonático de El Mencil se localizan numerosos afloramientos de facies triásicas. De existir conexión entre ambas subunidades, dicha conexión quedaría reflejada en la composición química del agua drenada por los manantiales termales, por un incremento de los iones  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  acompañado de un incremento en los iones  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y /o  $\text{Mg}^{2+}$ , tal y como ya se ha constatado en otros puntos de la cuenca del Guadiana Menor afectados por este tipo de sedimentos (las aguas subterráneas del borde meridional de la MAS La Zarza y las del acuífero carbonático subbético de la MAS El Jabalcón, entre otras).



La composición isotópica ( $^{18}\text{O}$  y  $2\text{H}$ ) en el Sector Sur de la cuenca del Guadiana Menor, presenta unos valores por lo general más empobrecidos que los observados para los acuíferos de las MAS del Sector Norte y MAS Orce-María-Cúllar. A su vez y dentro del Sector Sur de la cuenca, se observa un enriquecimiento en isótopos pesados de Oeste a Este y desde Sur a Norte, es decir, desde zonas de recarga ubicadas en el borde Sur de la cuenca y donde se localizan los acuíferos carbonáticos alpujárrides hacia el centro de la misma donde se suele localizar el acuífero detrítico miopliocuaternario y cuaternario. Esta última premisa se cumple salvo para la MAS El Jabalcón, ubicada en el centro de la cuenca donde sus aguas presentan contenidos muy empobrecidos en isotópicos pesados. Para el estudio isotópico se han establecido tres perfiles

En la MAS Baza-Caniles el estudio isotópico ha confirmado la existencia de una descarga lateral oculta lateral procedente tanto de la Sierra de las Estancias como de la Sierra de Baza, ya comentado por otros investigadores (Hidalgo et al., 1991; Hidalgo, 1993).

El contenido isotópico de las aguas subterráneas de la MAS El Jabalcón refleja una cota de recarga comprendida entre 1450-1800 m s.n.m. Esta cota apoya la teoría de una descarga oculta procedente del Sector Occidental de la Sierra de Baza, concretamente de las Unidades Quintana y/o Santa Bárbara. Al comparar la composición isotópica de las aguas del acuífero carbonático subbético de El Jabalcón analizadas entre 2005 y 2007 con la composición isotópica del manantial de los Baños de Zújar, analizado en 1989, se observa una variación isotópica importante, ya que las muestras de 1989 se ubican a lo largo de la WMMWL y las muestras de 2005-2007 se alienan a lo largo de la GMWL.

Las aguas subterráneas de la Sierra de Baza, presentan una composición isotópica en función del sector considerado, siendo más empobrecidas en isótopos pesados en el Sector Occidental y más enriquecidas en el Sector Oriental.

La composición isotópica de las aguas subterráneas en las Subunidades Baños de Alicún y El Mencal, se encuentra apoyando la teoría de desconexión entre ambas subunidades. Las cotas de recarga de la primera subunidad son mayores a las observadas en la segunda subunidad. La utilización de los isótopos en esta zona es limitada, ya que el efecto de enriquecimiento en  $^{18}\text{O}$  de las aguas termales por intercambio con los materiales que componen el acuífero, enmascara la cota original de recarga, siendo esta superior a la calculada en los diagramas  $^{18}\text{O}$ -altitud.

Finalmente las muestras más empobrecidas en isótopos pesados se localizan asociadas a la MAS Guadix-Marquesado, cuyas cotas de recarga se sitúan en el borde septentrional de Sierra Nevada.

La utilización del contenido isotópico de las aguas subterráneas en la caracterización de éstas en la cuenca del Guadiana Menor ha permitido observar efectos de enriquecimiento isotópico con diferentes orígenes:

-Mezcla de aguas embalsadas, con fuerte señal de evaporación, con aguas subterráneas.

- Mayor evaporación de las aguas en los acuíferos detríticos.
- Enriquecimiento isotópico por recarga de aguas de retornos de regadío las cuales han sido sometidas a evaporación.
- Enriquecimiento de  $^{18}\text{O}$  frente al  $^2\text{H}$  de aguas termales, procedente del material rocoso que conforma el acuífero.



## **CONCLUSIONS**





The geology and tectonics of the Guadiana Menor basin are very complex. The aquifers contained within it, according to the length of their emergences and the quantity of their resources are:

- the Carbonate Subbetic aquifer
- the Carbonate Prebetic aquifer
- the Carbonate Alpujarride aquifer
- the Detrital Mioplioquaternary aquifer
- the Early Miocene aquifer
- the Malaguide aquifer
- the Nevado-Filabride aquifer

Both Atlantic and Mediterranean weather fronts flow into the Guadiana Menor basin. This confluence of fronts had been confirmed by a climatic study and analysis of the isotope contents of the precipitations. The climatic study reveals higher levels of precipitation in the mountains to the north, south and west of the basin, reflecting the greater influence of Atlantic rainfall, and less precipitation in the central and eastern areas, reflecting the greater influence of Mediterranean rainfall. The evolution of the precipitation is different in these different areas.

A study of climate trends over the past 28 years indicates a decline in Atlantic rainfall accompanied by an increase in Mediterranean rainfall. An increase in rainfall variability has also been observed, including a growing predominance of dry periods over wet ones. All this contributes to an increase in desertification processes in an already semi-arid basin.

As a result of the confluence of Atlantic and Mediterranean fronts, the isotope composition ( $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$ ) of the rainfall lies between the west Mediterranean meteoric water line and the global meteoric water line. In addition, rainfall undergoes isotope enrichment (amount effect) during the summer. Other effects occurring in the basin include the seasonal effect, continental effect and altitude effect. As a result of all this, in the northeast of the basin the heavy-isotope composition of the rainfall is less than in the southwest.

The groundwater in the basin is enriched in heavy isotopes as far as rainfall is concerned, with a greater evaporation signature. We found that both effects increase from the recharge to discharge areas, from the carbonate aquifers (in the recharge area) to the detrital aquifer (in the centre of the basin) and from the west towards the east.

We have used this evolution in the isotope content of the groundwater to detect hidden subterranean recharging of some of the aquifers located at the centre of the basin, such as the Baños de Alicún subunit and the el Jabalcón groundwater mass. We have also used it as an additional criterion in establishing connections between aquifers located in different groundwater masses (for example the connections between the Jabalcón-Sierra de Baza, Sierra de Baza-Baza Caniles and Baza Caniles-Sierra de las Estancias aquifers) and between different sectors within the same groundwater masses (for example between the three sectors of the Huéscar-Puebla groundwater mass, and the north and south of the Orce-María-Cúllar groundwater mass). It has furthermore served to establish the levels of groundwater recharge.

The composition of  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  in the groundwater has shown different effects:

- Greater isotope enrichment of groundwater in the detrital aquifer than the carbonate aquifer
- Enrichment in evaporation processes in the groundwater brought about by the additional recharge from the San Clemente reservoir.
- Enrichment in evaporation processes in the groundwater brought about by additional recharge from irrigation water.
- Enrichment of  $^{18}\text{O}$  in thermal water (for example, points M-1, M-2, M-3, M-4, M-5, M-6, M-8, J-1, J-2, J-3, J-4, J-7, J-8).

The hydrodynamic study shows piezometric variations in the aquifers located in the Duda-La Sagra groundwater mass, in the Huescar sector and the Puebla de Don Fadrique sector (located in the Huéscar-Puebla groundwater mass) caused by climatic variation. Furthermore, the aquifer in the Llano de la Puebla sector (Huéscar-Puebla groundwater mass), in the La Zarza groundwater mass and in the north of the Orce-María-Cúllar groundwater mass shows a downward piezometric trend over the last 35 years, with declines of over 30 m. In these cases the effect of exploitation is more pronounced than that of climate change. The aquifers located in the south of the basin have shown slightly downward trends over the last 20 year, with declines in level of less than 10 m. Nevertheless, a well located in recharge zones in the south of the Baza-Caniles groundwater mass has increased in capacity during the last 10 years, in an area where the rainfall is more influenced by Mediterranean fronts.

A hydrochemical study of groundwater indicates differences in the evolution of the waters in the Baza and Guadix basins as a result of different infilling materials, as in the former there is a significant evaporitic deposit. In general we have observed a change in hydrochemical facies from bicarbonate calcic-magnesium to magnesium-calcic in recharge areas where the different carbonate aquifers are located, (with a CE of between 205-430  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), sulphate-bicarbonate calcic-magnesium facies in the bordering Mioplioquaternary detrital aquifer, ending with calcic-(magnesium) sulphate facies the middle of the basin. This change in facies undergoes local modifications, mainly close to large tectonic accidents, where the salt solutions present in the Triassic rocks gives way to mixed facies and even ClNa facies, which present the highest CE values of around 10900  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

Within the Baza sub-basin, dolomitization processes take place during the evolution of the groundwater, processes which are not to be found in the Guadix sub-basin.

A hydrochemical analysis of the groundwaters of the four Alpujarride units of the Sierra de Baza reveals differences between the carbonate aquifers belonging to each of them, differences that have proved useful in studying the hidden subterranean discharges into aquifers belonging to neighbouring groundwater masses. The waters from the carbonate aquifer in the lower units (Quintana and Santa Bárbara) contain calcic-magnesium and magnesium-calcic bicarbonate facies similar to those found in the Subbetic and Prebetic carbonate aquifer. The waters in the carbonate aquifer belonging to the higher units (Blanquizaes and Harnán-Valle) contain calcic-(magnesium) sulphate facies. This is due to the solution of gypsum associated both with the metapelitic and carbonate deposits of the Blanquizaes unit and allows us to identify the aquifers recharged by the carbonate aquifer of this unit: the Mioplioquaternary detrital aquifers at Baños de Alicún and the Baza-Caniles groundwater mass at its northern edge.

## **REFERENCIAS**



- Agustí, J. y Martín-Suárez, E., 1984. El Plioceno continental de la Depresión de Guadix-Baza, provincia de Granada y su fauna de micromamíferos: nota preliminar. *Acta Geol. Hisp.*, 19: 277-281
- Alberdi, M.T., Bonadonna, F.P., Hoyos, M. y Leone, G., 1989a. Biostratigraphy and Geodynamics of the Guadix-Baza area (Granada). II Congr. Geol. Esp., Comunicaciones, 1, 249-252.
- Alberdi, M.T., Bonadonna, F.P. y Leone, G., 1989b. Esquema de la evolución geodinámica de la región Guadix-Baza (Granada, España). In. M.T. Alberdi y F.P. Bonadonna (Eds): Geología y paleontología de la cuenca de Guadix-Baza. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, 113-117.
- Aldaya, F., García-Dueñas, V. y Navarro-Vilá, F., 1979. Los mantos alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 154-166.
- Alvarado, M.M. y Saavedra, J.L., 1966. Estudio geológico del extremo nordeste de la provincia de Granada. *Bol. Inst. Geol. Min. España* 77, 99-140.
- Anadón, P., de Deckker, P.D., Rosso, J.C. y Soulié Märsche, I., 1987. Contribución a la paleolimnología del Pleistoceno Inferior de la cuenca de Baza (Sector Orce-Venta Micena). Geología y Paleontología del Pleistoceno Inferior de Venta Micena. *Paleon. I Evol. Mem. Esp. n°1*, Inst. Paleontologic "Dr. M. Crusafont". Diputación de Barcelona.
- Anadón, P. & Juliá, R., 1990. Hydrochemistry from Sr an Mg contents of ostracodes in Pleistocene lacustrine deposits, Baza Basin (SE Spain). *Hydrobiología* 197, 291-303.
- Andreo, B., 1997. Hidrogeología de acuíferos carbonatados en las Sierras Blanca y Mijas (Cordillera Bética, sur de España). Tesis Doctoral. Universidad de Málaga. 489 pp.
- Andreo, B., Liñán, C., Jiménez-Cisneros, C., Caballero, F., Mudry, J., 2004. Influence of rainfall quantity on the isotopic composition ( $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$ ) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain). *Applied Geochemistry* 19, 561-574.
- Aouad, A., Travi, Y., Blavoux, B., Job, J-O., Najem, W., 2004. Isotope study of snow and rain on Mount Lebanon: preliminary results. *Hydrolog. Sci. J.* 49 (3), 429-441.
- Appelo, C.J.A., Postma, D., 2005. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. 2<sup>a</sup> Edition, 2005.
- Aqua-Consultores, 2004. Propuesta para una nueva definición del perímetro de protección de las aguas minero-medicinales del Balneario de Alicún de las Torres (Villanueva de las Torres, Granada). Tomo I. Base de documentación del IGME.
- Aqua-Consultores, 2005. Informe complementario a la propuesta de definición del perímetro de protección de las aguas minerales-naturales de Fuente Nueva, en Orce (Granada). 34 pp.
- Aqua-Consultores, 2007. Estudio isotópico y geofísico complementario al informe "Propuesta para una nueva definición del perímetro de protección de las aguas minero-medicinales del Balneario de Alicún de las Torres (Villanueva de las Torres, Granada)". Base de documentación del IGME.
- Aqua-Consultores, 2008. Propuesta de definición del perímetro de protección de las aguas minerales-naturales de Fuente Nueva, en Orce (Granada). 187 pp.
- Arribas, M.E., Fernández, J. y García-Aguilar, J.M., 1988. Análisis sedimentológico de los materiales lacustres (Formación de Gorafe-Huélogo) del sector central de la depresión de Guadix. *Estudios Geol.*, 44: 61-73.



- Azañón, J.M., Galindo-Zaldívar, J., García-Dueñas, V. y Jabaloy, A., 2002. Alpine tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.), Geol. Soc. (London), 401-416.
- Azañón, J.M., Azor, A., Pérez Peña, J.V., Carrillo, J.M., 2005. Late Quaternary large-scale rotational slides induced by river incision: the Arroyo de Gor area (Guadix basin, SE Spain). *Geomorphology* 69, 152-169.
- Azañón, J.M., Tuccimei, P., Azor, A., Sánchez-Almazo, I.M., Alonso-Zarza, A.M., Soligo, M., Pérez-Peña, J.V., 2006. Calcrete features and age estimates from U/th dating: implication for the analysis of Quaternary erosion rates in the northern limb of the Sierra Nevada range (Betic Cordillera, Southeast Spain). *Geological Society of America Special Paper* 416, 223-239.
- Azema, J., Chabrier, G., Chauve, P y Forucade, E., 1979a. Nouvelles dones stratigraphiques sur le Jurassique et le Cretacé du Nord-Ouest d'Ibica (Balears, Espagne). *Geol. Romana*, 18, 1-21.
- Azema, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A., 1979b. Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras béticas. *Secret. Publ. Univ. Granada*, 83 pp y 46 láminas.
- Baena, J., Guzmán, J.L., Fernández, M.C., Grandados, F., Martínez-Fresneda, F., Del Pan, T., Voermans, F., 1979. Mapa geológico de España 1:50.000, Chirivel (973). 47 pp.
- Bahls, R., 2009. Intramontainous sediments in the Guadix-Baza depression, Southern Spain. Diploma Thesis. Freie Universität Berlin.
- Bakalowicz, M., 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Doct. Ès Sciences Univ. Pierre et Marie Curie, Paris-VI, 269 pp.
- Bakalowicz, M., Jusserand, C., 1987. Etude de l'infiltration en milieu karstique per les méthodes géochimiques et isotopiques. Cas de la grotte de Niaux (Ariège, France). *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel*, 7, 265-283.
- Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater: a challenge for a new resources. *Hydrogeology Journal*, 13, 148-160.
- Benavente, J. y Sanz de Galdeano, C., 1985. Relación de las direcciones de karstificación y del termalismo con la fracturación en las Cordilleras Béticas. *Estad. Geol.*, 41, 177-188.
- Benítez, A., 1972. Captación de aguas subterráneas. Ed. Dossat, Madrid, 619 pp.
- Biot, P. y Solé, I., 1959. La morphologie du Sud-Est de L'Espagne. *Rev. Geographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, Montpellier*, 30:210-284.
- Blumenthal, M., 1927. Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordillera von Central-und Südwest (Andalusien). *Eclog. Geol. Helv.*, 20, 487-532.
- Boccaletti, M., Gelari, R., López-Garrido, A.C., Papani, G., Rodríguez-Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C., 1987. Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Acta Natur. Ateneo Parmense*, 23: 179-200.
- Bögli, A., 1980. *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Editorial Springer-Verlag, Berlín, 283 pp.
- Bonadonna, F.P. y Leone, G., 1989. La región de Guadix-Baza: datos de la composición isotópica del oxígeno y del carbono y reconstrucción paleoambiental. In: M.T. Alberdi y F.P. Bonadonna (Eds): *Geología y paleontología de la cuenca de Guadix-Baza*. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, 79-95.

- Bouamama, M. 2000. Aportación de la hidrogeoquímica al conocimiento de los sistemas hidrogeológicos kársticos del sur de Córdoba (Parque Natural de las Sierras Subbéticas). Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 308 pp.
- Bowen, G. J., Revenaugh, J., 2003. Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. *Water Resour. Res.* 39, 10, art. n° 1299.
- Brook, G.A., Folkoff, M.E. y Box, E.O., 1983. A world model of soil carbon dioxide. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 79-88.
- Brouwer, H.A. 1926. Zur tektonik der betischen Kordilleren. *Geol. Rundschau*, 17, 118-137.
- Calvache, M.L. y Viseras, C., 1997. Long-term control mechanisms of stream piracy proceses in Southeast Spain. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 22: 93-105.
- Cardenal, J., 1993. Hidrogeología del sector Sierra de Lújar-Albuñol (provincia de Granada). Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 402 pp.
- Cardenal, J., Benavente, J. and Cruz-Sanjulián, J.J. 1994. Chemical evolution of groundwater in Triassic gypsum-bearing carbonate aquifers (Las Alpujarras, southern Spain). *Journal of Hydrology*, 161, 3-30.
- CEDEX, 2006. Estudio hidrogeológico e isotópico en las Masas de Agua Subterránea 05-04 Huéscar-Puebla de Don Fadrique y 05-05 La Zarza. 101 pp.
- Celle-Jeanton, H., Travy, Y., Blavoux, B., 2001. Isotopic typology of the precipitation in the Western Mediterranean region at three different time scales. *Geophys. Res. Lett.* 28, 1215-1218.
- Chazarra-Bernabé y Almarza-Mata., 2002. Reconstrucción desde 1864 de la serie de precipitación útil de las cuencas del Sureste y Levante. <http://www.aeclim.org/3congr/chazarra1.pdf> III Congreso de la AEC. 159-158.
- CHG, 1994. Normas de explotación de las Unidades Hidrogeológicas afectadas por las zonas de explotación controladas en la cuenca del Guadalquivir.
- CHG, 2001. Estudio de la incidencia de las extracciones de aguas subterráneas en la Unidad Hidrogeológica 05-04 Huéscar-Puebla.
- CHG, 2004. Informe preliminar sobre los resultados del control, investigación y modelo matemático ajustado en la Unidad Hidrogeológica de Huéscar-Puebla de Don Fadrique (Sector Llanos de la Puebla). 18 pp.
- CHG, 2005. Informe resumen de los artículos 5 y 6 de la Directiva Marco del Agua, demarcación hidrográfica del Guadalquivir.
- CHG, 2007. Pliego de bases 05/2006 de asistencia técnica para labores de protección del acuífero de la Unidad Hidrogeológica 05.04 Huéscar-Puebla, con estudio, control y vigilancia del mismo, así como de las zonas próximas y de los sondeos existentes en la misma, TT.MM. varios (Granada). 5 pp.
- CHG, 2008. Resultados del modelo matemático de flujo subterráneo del sector del acuífero de Fuencaliente. Simulación considerando las posibles explotaciones establecidas por la CHG. Informe preliminar. 16 pp.
- CHG-IGME, 2001a. Revisión y actualización de las normas de explotación de las Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate. Unidad hidrogeológica 05.03 Duda-La Sagra.
- CHG-IGME, 2001b. Revisión y actualización de las normas de explotación de las Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate. Unidad hidrogeológica 05.04 Huéscar-Puebla
- CHG-IGME 2001c. Revisión y actualización de las normas de explotación de las Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate. Unidad hidrogeológica 05.05 La Zarza.

- CHG-IGME, 2001d. Revisión y actualización de las normas de explotación de las Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate. Unidad hidrogeológica 05.06 Orce-María-Cúllar.
- CHG-IGME, 2001e. Revisión y actualización de las normas de explotación de las Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate. Unidad hidrogeológica 05.08 Sierra de las Estancias.
- CHG-IGME, 2001f. Revisión y actualización de las normas de explotación de las Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate. Unidad hidrogeológica 05.09 Baza-Caniles.
- CHG-IGME, 2001g. Revisión y actualización de las normas de explotación de las Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate. Unidad hidrogeológica 05.10 El Jabalcón.
- CHG-IGME, 2001h. Revisión y actualización de las normas de explotación de las Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate. Unidad hidrogeológica 05.11 Sierra de Baza.
- CHG-IGME, 2001i. Revisión y actualización de las normas de explotación de las Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate. Unidad hidrogeológica 05.13 El Mencil.
- CHG-IGME, 2001j. Revisión y actualización de las normas de explotación de las Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate. Unidad hidrogeológica 05.02 Quesada-Castril.
- CHG-ITGE, 1993. Propuesta de normas de explotación de las unidades hidrogeológicas afectadas por el decreto 735/1971. Cuencas del Guadalquivir y Barbate. Convenio de asistencia técnica entre la CHG y el ITGE. 1992-1995.
- Clark, I. and Fritz, P., 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, NY.
- Comas, M.C., 1978. Sobre la geología de los Montes Orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía). Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 323 pp.
- Comas, M.C., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A., 1982. El Cretácico de las Unidades Intermedias y Zona Subbética. En: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.), Editorial Complutense, Madrid, 570-603.
- Colom, G., 1951. Estudio sobre las microfaunas de algunas cuencas marinas internas mio-pliocenas de las Cordilleras Béticas. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 49: 157-193.
- Craig, H., 1961a. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702-1703.
- Craig, H., 1961b. Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science* 133, 1833-1834.
- Crespo-Blanc, A., García-Dueñas, V. y Orozco, M., 1993. Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain: Late folding of normal fault systems. *Tectonics*, 13:78-88.
- Cruz-San Julián, J., 1970. Estudio hidrogeológico de la zona del Jabalcón (Cordilleras Béticas). Tesis de Licenciatura, Universidad de Granada (inédita). 110 pp.
- Cruz-San Julián, J.; García Rosell, L., 1972. Características hidrogeológicas del sector del Jabalcón. *Boletín Geológico y Minero* 83, 68-80.
- Cruz-San Julián, J., García Rosell, L., Garrido Blanco, J., 1972. Aguas termales de la Provincia de Granada. *Boletín Geológico y Minero*. T. LXXXIII-III, 266-275.
- Cruz-San Julián, J. y Granda, J.M., 1979. Temperatura de base de las aguas termales de la provincia de Granada. II Simposio Nacional de Hidrogeología, Pamplona, 547-568.

- Cruz-San Julián, J. J., Araguas, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M. C., García López, S., Martínez Garrido, J. C., Moral, F., Olías, M., 1992. Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. *Tellus*, 44B, 226-236.
- Cuevas, F., Martín Penela, A., Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. & Vera, J.A. (1984). Première datación du Turolien à la base de la formation Guadix. *Geobios* 17, 355-361.
- Custodio, E. y Llamas, M. R., 1983. *Hidrogeología Subterránea*. Ed. Omega (2ª edición). 2 Tomos, Barcelona, 2350 pp.
- Dansgaard, W., 1953. The abundance of  $^{18}\text{O}$  in atmospheric water and water vapour. *Tellus*, 5, 461-469.
- Dansgaard, W., 1961. The isotopic composition of natural waters *Medd. Grönland* 165. Copenhagen. p. 120.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436-468.
- De Vries, W.C.P., Zwaan, K.B., 1967. Alpujarride sucesión in the Central Sierra de las Estancias, province of Almería, SE Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, 70, 443-453.
- De Wiest, R., 1965. *Geohydrology*. Ed. John Wiley & Sons. New York.
- Del Valle, M., Pascual, D., Garrido, J. 1970. Informe sobre las posibilidades de explotación del manto de Huéscar-Puebla. Instituto Geológico y Minero de España. Informe inédito.
- Delgado, F., 1978. Los Alpujarrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 483 p.
- Delgado, F., Gómez-Prieto, J.A., Martín-García, L., 1980. Mapa Geológico de España, hoja 994 (Baza). IGME, memoria de 53 pp.
- Delgado, F., Estévez, F., Martín, J.M. y Martín-Algarra, A., 1981. Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos alpujarrides (Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, 37, 45-57.
- Delgado, A., Núñez, R., Caballero, E., Jiménez de Cisneros, C. y Reyes, E., 1991. Composición isotópica del agua de lluvia de Granada, IV. Congreso Geoquímica de España. Monografía, pp. 350-358.
- Delgado, J., Galindo Zaldívar, J., Marín, C., Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P., García Tortosa, F.J., López Garrido, Gil, A.J. 2007. Los mapas gravimétricos de la cuenca de Guadix-Baza: campaña y elaboración de Datos. La Cuenca de Guadix-Baza: estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes. En: Sanz de Galdeano, C. y Peláez, J.A. (Ed). Grupo RNM 217 (Junta de Andalucía). 97-100.
- DGOH-IGME, 1993a. Normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección directa a los embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a poblaciones de la Cuenca del Guadalquivir. Unidad Hidrogeológica 05.03 Duda-La Sagra.
- DGOH-IGME, 1993b. Normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección directa a los embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a poblaciones de la Cuenca del Guadalquivir. Unidad Hidrogeológica 05.04 Huéscar-Puebla.
- DGOH-IGME, 1993c. Normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección directa a los embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a poblaciones de la Cuenca del Guadalquivir. Unidad Hidrogeológica 05.05 La Zarza.
- DGOH-IGME, 1993d. Normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección directa a los embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a

- poblaciones de la Cuenca del Guadalquivir. Unidad Hidrogeológica 05.06 Orce-María-Cúllar.
- DGOH-IGME, 1993e. Normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección directa a los embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a poblaciones de la Cuenca del Guadalquivir. Unidad Hidrogeológica 05.08 Sierra de las Estancias.
- DGOH-IGME, 1993f. Normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección directa a los embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a poblaciones de la Cuenca del Guadalquivir. Unidad Hidrogeológica 05.09 Baza-Caniles.
- DGOH-IGME, 1993g. Normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección directa a los embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a poblaciones de la Cuenca del Guadalquivir. Unidad Hidrogeológica 05.10 El Jabalcón.
- DGOH-IGME, 1993h. Normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección directa a los embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a poblaciones de la Cuenca del Guadalquivir. Unidad Hidrogeológica 05.11 Sierra de Baza.
- DGOH-IGME, 1993i. Normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección directa a los embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a poblaciones de la Cuenca del Guadalquivir. Unidad Hidrogeológica 05.13 El Mencil.
- Díaz Hernández, J.L. & Juliá, R., 2006. Geochronological position of badlands and geomorphological patterns in the Guadix-Baza basin (SE Spain). *Quaternary Research* 65, 467-477.
- Diputación Provincial de Granada, 1999. Dossier sobre la infraestructura hidrológica en la finca de los Morales en Huéscar (Granada).
- DIPGRA-IGME, 2006. Guía de manantiales de la Provincia de Granada. 286 pp.
- Drever, J.I., 1997. *The geochemistry of natural water* (third edition). Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 436 pp.
- Durand Delga, M. et Foucault, A., 1967. La Dorsale bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères bétiques, au bord sud de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, ser.7, t. IX, n° 5, 723-728.
- Egeler, C.G. 1963. On the tectonic of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geol. Rundschau*, 53: 260-269.
- Egeler, C.G., Simon, O.J., 1969. Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude basée sur la recherche dans le secteur compris entre Almería et Vélez Rubio. *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. Afd. Nat.*, (2), 15-3, 90 pp.
- Ehhalt, D., Knott, K., Nagel, J.F. and Vogel, J.C., 1963. Deuterium and oxygen-18 in rainwater. *J. Geophys. Res.*, 68:3775-3780
- Esteban-Parra, M. J., Rodrigo, F. S. & Castro-Díez, Y. (1998) Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880–1992. *Int. J. Climatol.* 18, 1557–1574.
- Estévez, A., López Garrido, A.C. y Sanz de Galdeano, C., 1976. Estudio de las deformaciones recientes en el sector del Negratín (Depresión de Guadix-Baza) en Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán, 165-192.
- Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C., 1980. La néotectonique des environs de la Sierra Arana (Prov. De Grenade). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 11:7-29.



- Estévez, A., González-donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Sanz de Galdeano, C. y Serrano, F., 1984. El cabalgamiento finiserravalliense del norte se Sierra Arana (Cordillera Bética); observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravalliense. *Mediterránea, Ser. Geol.*, 3: 151-173.
- Fallot, P., 1948. Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geol.*, 8, 83-172.
- Fallot, P., Solé, L., Colom, G y Birot, P., 1950. Sur l'âge des couches de Baza et de la Formation de Guadix. *C. R. Acad. SC. Paris*, 321:504-507.
- Fallot, P. y Solé Safaris, L., 1957. Observaciones geológicas sobre el Jabalcón (prov. De Granada). *Mem. Com. Inst. Geol. De la Diputación de Barcelona*, t. XVI, 7-18.
- Fallot, P., Faure Muret, A., Fontboté, J.M., 1967. Observations sur la formation de Guadix. *Bol. Inst. Geol. Min. España LXXVII*, 1-48.
- FAO-IGME, 1969. Nota sobre las posibilidades de explotación de las calizas liásicas de la Sierra de Orce. 27 pp.
- FAO-IGME (1970): Informe sobre las posibilidades de explotación del manto Huéscar-Puebla.
- FAO-IGME, 1974. Proyecto de ejecución de sondeos en la zona nº 9. En los términos municipales de Huéscar, Puebla de Don Fadrique y Orce. Provincia de Granada. Memoria.
- FAO-IGME, 1975. Estudio hidrogeológico de la Cuenca del Guadalquivir. España. Hidrogeología. Programa de las Naciones Unidas para el desarrollo. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y Alimentación. Roma.
- Fernández-Chacón, F., 2006. Investigación hidrogeológica sobre la situación del acuífero de Huéscar-Puebla (Granada). Base para la sostenibilidad de los aprovechamientos actuales. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada.
- Fernández-Chacón, F., Rubio-Campos, J.C., Benavente-Herrera, J., 2006. Análisis de la evolución hidrodinámica del acuífero de Huéscar-Puebla (Granada). *Boletín Geológico y Minero de España*, 67-70 pp.
- Fernández-Chacón, F., Kohfahl, C., Benavente, J., Rubio-Campos, J.C, Jiménez-Sánchez, J., Hubberten, H and Pekdeger, A., en review.  $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$  composition of precipitation and groundwater in the semiarid Guadiana Menor basin, South East Spain.
- Fernández-Chacón, F., Benavente, J., Kohfahl, C., Rubio-Campos, J.C., Jiménez-Sánchez, J., Meyer, H., Krautter, N., 2008. Funcionamiento hidrogeológico de la masa de agua subterránea 05-03 Duda-La Sagra tras la integración de estudios hidrogeoquímicos e isotópicos (Cabecera del Guadiana Menor, Provincia de Granada). VII Simposio del Agua en Andalucía, Tomo i.
- Fernández, J. & Guerra Merchán, A., 1996. A coarsening-upward megasequence generated by a Gilbert-type fan-delta in a tectonically controlled context (Upper Miocene, Guadix-Baza Basin, Betic Cordillera, Southern Spain). *Sedimentary Geology* 105, 191-202.
- Fernández, J. y Soria, J.M., 1986-87. Evolución sedimentaria e el borde norte de la Depresión de Granada a partir del Turolense terminal. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 73-81.
- Fontboté, J.M., 1986. La Cordillera Bética: Zonas Internas y unidades adyacentes. En: *Geología de España, Libro jubilar J.M. Ríos (J.A. Comba, Coord.)*, IGME, Madrid, 2, 251-343.
- Foucault, A., 1962. L'unité du Río Guardal (Prov. De Grenada, Espagne) et les liaisons entre Prébétique et Subbétique. *Bull. Soc. Geol. France*, (7) 4, 446-452.
- Foucault, A., 1964. Sur les rapports entre les zones Prébétiques et Subbétiques entre Cazorla (Prov. De Jaén, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*. (7), VII, 567-570.

- Friedman, I., Redfield, A.C., Schoen, B., Harris, J., 1964. The variation of the deuterium content of natural waters in the hydrologic cycle. *Reviews in Geophysics* 2, 303–317.
- Front, E., Vesemael, B., Andenschrick, G., Souchez, R. and Solé, A., 2007. Origin and type of rainfall for recharge of a karstic aquifer in the western Mediterranean : a case study from the Sierra de Gador-Campo de Dalías (Southeast Spain). *Hydrological Processes*, 21, 359-368.
- García Aguilar, J.M., 1986. Análisis sedimentológico de la Depresión de Guadix (Transversal Gor-Alicún de Ortega, Granada). Tesis de Licenciatura, Univ. de Granada, 189 pp.
- García-Aróstegui, J.L., 1998. Estudio hidrogeológico y modelización del acuífero de los ríos Vélez y Benamargosa, Málaga. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- García-Cortés, A., Mansilla, H. y Quintero, I., 1991. Puesta de manifiesto de la Unidad Oligoestrómic del Mioceno medio en el sector oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante). *Bol. Geol. Min.*, 102, 524-535.
- García-Dueñas, V., 1967. Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España.*, 101-102, 73-100.
- García-García, F., Fernández, J. y Viseras, C., 2000. Sedimentación deltaica de grano grueso y actividad tectónica en un borde de cuenca activo. *Tortonense superior. Cordillera Bética. Geotemas* 2, 87-91.
- García-García, F., 2003. Modelos de sedimentación deltaica en las cuencas neógenas de la Cordillera Bética (sectores central y oriental). Tesis Doctoral. Univ. de Granada.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C., Vera, J.A., 1980. Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.*, 59, 155-168.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Vera, J.A., 1989. Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13, 35-52.
- García Tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo Zaldívar, J., Gubert, L., López Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., Ureña, M., (en prensa). A mountain front Developer in sofa rocks: Geomorphic evidence of the Active Baza Fault (Betic Cordillera, Southern Spain). *Geomorphology*, en prensa.
- Gat, J. R., 1980. The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. In: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* (ed. J. Ch. Fontes and P. Froitz). Vol. I, 21-47.
- Gat, J. R., Carmi, I., 1970. Evolution of the isotopic composition of the atmospheric water in the Mediterranean Sea area. *Journal of Geophysical Research* 75, 3039-3048.
- Gat, J. R., Carmi, I., 1987. Effect of climate changes on the precipitation patterns and isotopic composition of water in a climate transition zone: Case of the Eastern Mediterranean Sea area. In: *The influence of climate change and climatic variability on the hydrologic regime and water resources* (Proceedings of the Vancouver Symposium). IAHS Publ. 168, 513-523.
- Gat, J. R., Dansgaard, W. 1972. Stable isotope survey of fresh water occurrences in Israel and the Jordan Rift Valley. *Journal of Hydrology*, 16, 177-211.
- Gat, I., Gonfiantini, R., 1981. Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle, Int. Atom. Energy Agency, Vienna, Tech. Rep. Ser. 210, 1-339.
- Gat, J.R., Matsui, E., 1991. Atmospheric water balance in the Amazon basin: An isotopic evapotranspiration model. *Journal Geophysical Research*, 96, 13179-13188.

- Gedzelman SD, Lawrence JR, White JWC, Smiley D., 1987. The isotopic composition of precipitation at Mohonk Lake, New York: the amount effect. *J Geophys Res* 92: 1033–1040.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Braga, J.C., Martín, J.M., Sassi, F.P. y Moro, A., 2000. Regional implications of a Palaeozoic age for the Nevado-Filabride cover of the Betic Cordillera, Spain. *Schw. Min. Petrog. Mitt.*, 80, 45-52.
- Gonfiantini, R., 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* 271, 534-536.
- González-Ramón, A., 2007. Hidrogeología de los acuíferos kársticos de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco. Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Hoyos, M. y Civis, J., 1989. Geomorfología y evolución dinámica del sector suroccidental de la Cuenca de Guadix-Baza, área Baza-Caniles. En: *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza* (M.T. Alberdi y F.P. Bonadonna, Eds.), CSIC; Madrid, 97-111.
- Guerra-Merchán, A., 1990. Sobre la conexión entre la Depresión de Guadix-Baza y el Corredor del Almanzora (Cordilleras Béticas, Andalucía oriental). *Geogaceta* 8, 97-99.
- Guerra-Merchán, A., 1992. Origen y relleno sedimentario de la cuenca neógena del corredor del Almanzora y áreas limítrofes (Cordillera Bética). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 237 pp.
- Guerra-Merchán, A. y Ruiz Bustos, A., 1991. Geología y Paleontología del Plioceno continental en el sector de Baza (Cuenca de Guadix-Baza, Cordilleras Béticas). *Geogaceta* 10, 24-28.
- Guerra-Merchán, A. y Ruiz Bustos, A., 1992. Nuevos datos biostratigráficos de los materiales continentales del sector suroriental de la cuenca de Guadix-Baza. El yacimiento de Caniles. *Geogaceta* 11, 76-78.
- Guerra-Merchán, A. y Serrano, F., 2007. Estratigrafía y paleogeografía del sector suroriental de la cuenca de Baza. *La Cuenca de Guadix-Baza: estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes*. En: Sanz de Galdeano, C. y Peláez, J.A. (Ed). Grupo RNM 217 (Junta de Andalucía). 55-74.
- Guzmán, J. L. Baena, Fernández, M.C., Granados, L., Del Pan Arana, T., 1978. Mapa geológico 1:50.000, 930 Puebla de Don Fadrique
- Hanshaw, B. B. y Back, W. 1979. Major geochemical processes in the evolution of carbonate-Aquifer systems. *Journal of Hydrology*, 43(1-4), 287-312.
- Heddi, M., Eastaff, D.J. y Petch, J., 1999. Relationships between tectonic and geomorphological linear features in the Guadix-Baza basin, southern Spain. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 24: 931-942.
- Heras, R., 1972. Métodos prácticos para el estudio de aguas subterráneas. DGOH-CEH, Madrid, 564 pp.
- Herrera, C., 2001. Caracterización hidrogeoquímica del Macizo de Betancuaria, Fuerteventura, archipiélago de Canarias. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 225 pp.
- Hidalgo, M.C., Cruz-San Julián, J., Benavente, J. y Araguas, L., 1991. Contribución de la investigación isotópica al conocimiento hidrogeológico de la Depresión de Baza (Granada). III Simposio sobre el agua en Andalucía. Córdoba, 1, 427-436.
- Hidalgo, M.C., 1992. Estudio hidrogeológico de la Hoya de Baza (Granada). Tesis de Licenciatura, Universidad de Granada (inédita), 135 pp.
- Hidalgo, M.C., 1993. Estudio hidroquímico del acuífero de Baza-Caniles (Provincia de Granada). Tesis Doctoral, Universidad de Granada (inédita), 331 pp.

- Hidalgo, M.C. and Cruz-Sanjulián, J. 2001. Groundwater composition, hydrochemical evolution and mass transfer in a regional detrital aquifer (Baza basin, southern Spain). *Applied Geochemistry*, 16, 745-758.
- Holdsworth, G., Fogarasi, S., Krouse, H., 1991. Variation of the stable isotopes of water with altitude in the Saint Elias Mountains of Canada. *J. Geophys. Res.* 96, D4, 7483-7494.
- IAEA, 2001. GNIP Maps and Animations, International Atomic Energy Agency, Vienna. Available from: <<http://isohis.iaea.org/>>
- IARA-IGME, 1987/88. Estudio Hidrogeológico de la comarca de los Vélez (Almería). 212 pp.
- IARA-IGME, 1988. Informe hidrogeológico en el término municipal de Puebla de Don Fadrique.
- IARA-IGME, 1989. Propuesta de obras de explotación en el acuífero de Baza-Caniles. 13 pp.
- IARA-IGME, 1990. Investigación hidrogeológica de los acuíferos de Sierra de Orce y Cúllar Baza. 118 pp.
- IARA-IGME, 1991. Informe Hidrogeológico sobre la evolución de niveles, seguimiento de limnigrafos y afloros en el acuífero de Baza-Caniles. 154 pp.
- IARA-IGME, 1993. Informe sobre el resultado de los sondeos de investigación hidrogeológica realizados en el acuífero de Baza-Caniles, en el marco del convenio suscrito entre el instituto Tecnológico Geominero de España y el Instituto Andaluz de Reforma Agraria. 40 pp.
- Iglesias, M., 1999. Caracterización hidrogeoquímica del flujo del agua subterránea en El Albario, Doñana (Huelva). Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 258 pp.
- IGME, 1970. Unidad Hidrogeológica de Orce. 27 pp.
- IGME, 1978. Informe hidrogeológico de la finca "Cuartos Nuevos" Puebla de Don Fadrique. 17 pp.
- IGME, 1979. Estudio geotérmico preliminar de las depresiones de Granada, Guadix, Baza y Almería. 195 pp.
- IGME, 1980. Informe hidrogeológico para la mejora del abastecimiento de agua a Cúllar-Baza (Granada). 26 pp.
- IGME, 1982. Informe final del sondeo para abastecimiento a Almaciles. Puebla de Don Fadrique (Granada). 21 pp.
- IGME, 1983a. Informe final del sondeo para abastecimiento a Cúllar-Baza (Granada). 22 pp.
- IGME, 1983b. Proyecto para la realización de estudios hidrogeológicos locales en la cuenca del Guadalquivir y baja del Guadiana. Abastecimiento a Villanueva de las Torres (Granada).
- IGME, 1984a. Abastecimiento a la Institución Rodríguez Penalva (Huéscar). Documento interno.
- IGME, 1984b. Convenio marca de colaboración Exima. Diputación Provincial de Granada-IGME. Programa 1983. Informe final de sondeo de abastecimiento a Alicún de Ortega (Granada).
- IGME, 1988a. Estudio de explotación en la zona Orce-Huéscar (2ª Fase). 46 pp.
- IGME, 1988b. Estudio hidrogeológico para la mejora del abastecimiento de agua a Galera (Granada).
- IGME, 1988c. Estudio hidrogeológico para la mejora de los riegos de la Hoya de Baza (Granada). Tomo I memoria, 132 pp.

- IGME, 1989a. Informe hidrogeológico para la mejora del abastecimiento al núcleo del Sauco. Cúllar-Baza. 23 pp.
- IGME, 1989b. Prospección de Lignitos terciarios en los Sectores de IBI-Cúllar Baza y Campo Coy. 97 pp.
- IGME, 1990. Estudio hidrogeológico sobre las posibilidades de recarga artificial para mejora de riegos en el Acuífero de Caniles. 49 pp.
- IGME, 1991. Exploración de Azufre Biogénico en varias áreas de la Península (Calatayud-Teruel, Fortuna-Alhama-Lorca-Mazarrón, Andarás, Guadix-Baza y Conil. 339 pp
- IGME, 1997. Informe hidrogeológico sobre la situación de sequía en la comarca de Huéscar y posibilidades de actuación en la cabecera del río Bravatas y otros sectores del acuífero de Huéscar-Puebla. (T.M. de Puebla de Don Fadrique y Huéscar).
- IGME, 1998. Informe sobre las investigaciones hidrogeológicas puntuales en la cabecera del río Gor y adyacentes (U. de Sierra de Baza) para la integración de sus recursos en los abastecimientos urbanos (sectores occidental y oriental). 152 pp.
- IGME, 1999. Estudio Hidrogeológico puntual para la mejora del abastecimiento de la Finca Los Morales. Fundación Rodríguez Penalva, Huéscar (Granada). Documento interno.
- IGME, 2000. Estudio hidrogeológico de las Unidades 05.01, 05.02 y 07.07: Sierras de Cazorla, Quesada-Castril y Segura-Cazorla (Programa P.A.I.H.)
- IGME, 2001. Nota técnica hidrogeológica sobre la visita efectuada a la localidad de Galera (Granada), en relación a la posible disminución del caudal aportado por el sondeo de abastecimiento y a sus características químicas.
- IGME, 2003a. Nota técnica hidrogeológico como apoyo a la protección del abastecimiento a Zújar (Granada). 41 pp.
- IGME, 2003b. Nota técnica hidrogeológica como apoyo a la protección del abastecimiento a Freila (Granada). 43 pp.
- IGME, 2003c. Control Hidrogeológico, reconocimiento y ensayo de bombeo realizado en el sondeo Atalaya I (T.M. de Baza). 23 pp.
- IGME, 2003d. Control hidrogeológico de la perforación y ensayo de bombeo realizado en el sondeo Atalaya II bis, para el abastecimiento con aguas subterráneas de la localidad de Baza (Granada). 28 pp.
- IGME, 2003e. Nota técnica hidrogeológica como apoyo a la protección del abastecimiento a la Rambla de Valdequín (Gor, Granada). 41 pp.
- IGME, 2003f. Nota técnica hidrogeológica como apoyo a la protección del abastecimiento a Gorafe (Granada). 41 pp.
- IGME, 2003g. Nota técnica hidrogeológica como apoyo a la protección del abastecimiento a Gor desde el sector del Cerro de Gor (Granada). 50 pp.
- IGME, 2003h. Nota técnica hidrogeológica como apoyo a la protección del abastecimiento a Baza desde el sector de la Atalaya (Granada). 54 pp.
- IGME, 2003i. Nota técnica hidrogeológica como apoyo a la protección del abastecimiento a Baza desde el Sector de Siete Fuentes (Granada). 48 pp.
- IGME, 2003j. Nota técnica hidrogeológica como apoyo a la protección del abastecimiento a Baúl (Baza, Granada) 39 pp.
- IGME, 2008. Análisis preliminar sobre las Masas de Agua Subterránea 05-04 (Huéscar-Puebla) y 05-05 La Zarza, como base para el establecimiento de normativas de explotación. Encomienda CHG-IGME (2007-2009). 36 pp.
- IRYDA, 1976. Informe final de los sondeos de la zona de Almonte-Marismas.
- ITGE, 1996. Reconocimiento hidrogeológico del sector occidental del Término Municipal de Villanueva de las Torres (Granada).

- ITGE, 1999a. Trabajos geofísicos de apoyo para el estudio hidrogeológico en el sector de Baza-Guadix. 99 pp.
- ITGE, 1999b. Estudio hidrogeológico puntual para la mejora del abastecimiento de la finca "Los Morales". Fundación Rodríguez Penalva. Huéscar (Granada).
- ITGE, 2000. Mejora del conocimiento hidrogeológico de los acuíferos de Almadén-Sistillo, Mancha Real-Pegalajar y Comarca de Baza-Guadix para la integración de sus recursos en los abastecimientos públicos. Comarca Guadix-Baza.
- Jansen, H., 1936. De Geologic van de Sierra de Baza en van de Aangrenzende Gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (Zuid-Spanje). Tesis Univ. Amsterdam, 99 p.
- Jiménez-Sánchez, J., 2007. Variabilidad espacio-temporal de los recursos hídricos de la cuenca del río Guadalfeo. Tesina de Licenciatura. Univ. de Granada.
- Jiménez-Sánchez, J., Martín-Rosales, W., Fernández-Chacón, F., Rubio-Campos, J.C., González-Ramón, A., López-Chicano, M., Calvache, M.L., Duque, C., 2008. Variabilidad temporal de las precipitaciones en la cuenca del Río Guadalfeo (Provincia de Granada). VII Simposio del Agua en Andalucía, Tomo i.
- Jodot, P., 1953. Gasteropodes continentaux plaisanciens du bassin lacustre de Baza (prov. De Grenada). Mem. Y Com. Inst. Geol. Prov. Barcelona. 10: 43-50.
- Jouzel, J., Merlivat, L., 1984. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Modelling of the isotopic effect during snow formation. Journal of Geophysical Research. 89, 11748-11757.
- Junta de Andalucía-IGME, 1998. Atlas hidrogeológico de Andalucía.
- Junta de Andalucía-ITGE, 2000. Actualización del conocimiento de las Unidades Hidrogeológicas de Baza (05.11), Guadix-Marquesado (05.12) y Baza-Caniles (05.09). Comarca de Guadix-Baza. Tomo I. Memoria. 213 pp.
- Junta de Andalucía-ITGE, 2002. Inventario de regadíos actualizado a 2002. CDrom
- Kendall, M.G., 1975. Rank correlation methods Gharles Griffin, London.
- Kohfahl, C., Sprendger, Ch., Benavente Herrera, J., Meyer, H., Fernández Chacón, F., Pekdeger, A., 2008a. Characterisation of groundwater recharge in a semiarid karstic environment by means of stable isotopes and hydrogeochemical data. Applied Geochemistry, 23, 846-862.
- Kohfahl, C., Rodríguez, M., Fenk, C., Menz, Ch., Benavente, J., Hubberten, H., Meyer, H., Paul, L., Knappe, A., López-Geta, J. A., Pekdeger, A., 2008b. Characterising flow regime and interrelation between surface-water and ground-water in the Fuente de Piedra salt lake basin by means of stable isotopes, hydrogeochemical and hydraulic data. Journal of Hydrology, (in press).
- Krautter, N., 2007. Combined hydrochemical and stable isotope study of an aquifer system in the neogene Guadix-Baza basin in southern Spain. Diploma Thesis. Freie Universität Berlin.
- Lambán, L.J., 1998. Estudio de la recarga y del funcionamiento hidrogeológico de la Unidad de Anoia (Cordillera Prelitoral Catalana). Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 300 pp.
- Langmuir, D., 1971. The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania. Geochimica et Cosmochimica Acta, 35, 1023-1045.
- Langmuir, D., 1997. Aqueous Environmental Geochemistry. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 600 pp.
- Lázaro, R., Rodrigo, F.S., Gutiérrez, L., Domingo, F. & Puigdefábregas, J., 2001. Análisis of a 30-year rainfall record (1967-1997) in semi-arid SE Spain for implications on vegetation. Journal of Arid Environments, 48: 373-395.



- Libby, W.F., 1946. Atmospheric helium three and radiocarbon from cosmic radiation. *Phys. Rev.* 69: 671-672.
- Limón Montero, A., 1697. Espejo cristalino de las aguas de España. Alcalá de Henares. Lib.II. Trat. III. Capt. XVI. 332-341.
- Liñán, C., 2003. Hidrogeología de acuíferos carbonatados en la Unidad Yunquera-Nieves (Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 317 pp.
- Liñán, C., Andreo, B., Carrasco, F. y Vadillo, I., 1999. Hidrodinámica e hidroquímica de las aguas de goteo de la Cueva de Nerja. En: J.J. Durán (Ed.) Contribución del estudio científico de las cavidades al conocimiento geológico, 342-393.
- Longinelli, A., Selmo, E., 2003. Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map. *Journal of Hydrology*, 270, 75-88.
- López-Chicano, M., Bouamama, M., Vallejos, A. y Pulido-Bosch, A. 2001. Factors which determine the hydrochemical behaviour of karstic springs. A case study from the Betic Cordilleras, Spain. *Applied Geochemistry* 16, 1179-1192.
- López Garrido, A.C. y Vera, J.A., 1974. Diapirismo reciente en la depresión de Guadix-Baza (Sector del Negrátin). *Estudios Geológicos* 30, 611-618.
- López Sánchez-Vizcaino, V., 1994. Evolución petrológica y geoquímica de las rocas carbonáticas en el área de Macael-Cóbdar, Complejo Nevado-Filábride, SE España. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 241 pp.
- López Sánchez-Vizcaino, V., Connolly, J.A.D., Gómez-Pugnaire, M.T., 1995a. Metamorfismo y relaciones de fases en las rocas carbonatadas saturadas en grafito del complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas). *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 18, 70-71.
- López Sánchez-Vizcaino, V., Franz, G., Gómez-Pugnaire, M.T., 1995b. The behavior of Cr during metamorphism of carbonate rocks from the Nevada-Filábride. *Can. Miner.*, 33, 85-104.
- López Sánchez-Vizcaino, V., Connolly, J.A.G. y Gómez-Pugnaire, M.T. 1997. Metamorphism and phase relations in carbonate rocks from Nevado-Filábride Complex Betic Cordilleras); application of the Ttn+rt+cal+qtz+gr buffer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 126, 292-302.
- Lupiani, E., Roldan-García, F.J., Villalobos-Megía, M., Meléndez-Hevia, A., Calvo Sorando, J.P., Rodríguez-Aranda, J. P., 2006. Mapa geológico 1:50000 950 Huéscar.
- Lupiani, E., Roldan-García, F.J., Villalobos-Megía, M., Meléndez, E., Aguado, R., Martín, J.A., Bouchra, M., Olóriz, F., Hidalgo, J., 2007. Mapa geológico 1:50000 929 San Clemente, 154 pp.
- Makel, G.H., 1985. The geology of the Maláguide Complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif origin (Southern Spain and Northern Morocco). *Gua papers of Geology. Ser. 1*, 22, 263 pp.
- Maldonado, A., 1970. Estudio geológico de la región Caniles-Serón. (Cordilleras Béticas). *Bol. Geol. y Min.* 81, 6-22.
- Maheras P. (1988) Changes in precipitation conditions in the Western Mediterranean over the last century. *Int. J. Climatol.* 8,179-189.
- Mann, H.B., 1945. Nonparametric test against trend. *Econometrika* 13, 245-259.
- Martín-Algarra, A. 1987. Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1171 pp.
- Martín-Algarra, A. y Vera, J.A., 1982. Penibético, las unidades del Campo de Gibraltar, las Zonas Internas y las unidades implicadas en el contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas. En: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.), Editorial Complutense, Madrid, 603-632.

- Martín-Algarra, A., (Coord.), 2004. Zonas Internas Béticas. En: Geología de España (J.A. Vera, ed) SGE-IGME: 395-437.
- Martín-Rosales, W., 2003. Efectos de los diques de retención en el borde meridional de la Sierra de Gádor (Almería). Tesis Doctoral Universidad de Granada.
- Martín-Rosales, W., Pulido-Bosch, A., Vallejos, A., Gisbert, J., Andreu, J.M. & Sánchez-Martos, F., 2008. Hydrological implications of desertification in southeastern Spain. *Hydrological Sciences Journal des Sciences Hydrologiques*, 52 (6), 1146-1161.
- Martín Suárez, E. (1988). Sucesiones de micromamíferos en la depresión de Guadix-Baza (España). Tesis Doctoral. Univ. de Granada.
- Martos-Rosillo, S., 2008. Investigación hidrogeológica orientada a la gestión racional de acuíferos carbonáticos sometidos a un uso intensivo del agua subterránea. El caso de la Sierra de Estepa (Sevilla). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 566 pp.
- Mayr, Ch., Lücke, A., Stichler, W., Trimborn, P., Ercolano, B., Oliva, G., Ohlendorf, Ch., Soto, J., Fey, M., Haberzettl, T., Jansen, S., Schäbitz, F., Scheleser, G., Wille, M., Zolitschka, B., 2007. Precipitation origin and evaporation of lakes in semi-arid Patagonia (Argentina) inferred from stable isotopes ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ). *Journal of Hydrology*, 334, 53-63.
- Mckee, T., Doesken, N., Kleist, J., 1995. Drought Monitoring with multiple time scales. *American meteorological Society*, 9<sup>th</sup>. Conference on applied climatology, 233-236.
- Megías, A. G., 1982. Introducción al Análisis Tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. V Congreso latino-americano de Geología, Actas, 1: 385-402.
- Meyer, H., Schönicke, L., Wand, U., Hubberten, H-W., Fridrichsen, H, 2000. Isotope studies of hydrogen and oxygen in Ground Ice. Experiences with the equilibration technique. *Isotopes Environ. Health Stud.* 36P, 133-149.
- MMA-CHG, 2001. Estudio de la incidencia de las extracciones de aguas subterráneas en la Unidad Hidrogeológica 05-04 Huéscar-Puebla.
- Molina, J.M., 1987. Análisis de Facies del Mesozoico en el Subbético Externo (provincia de Córdoba y Sur de Jaén. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 518 p.
- Molina, J.M., Nieto, L.M., 2003. Calcarenitias y calizas del Oligoceno superior-Mioceno inferior discordantes sobre el Mesozoico en el Subbético al S. de Jaén. *Geotemas*, 5, 171-174.
- Mook, W.G., Gat, J.R., Roznski, K., Froehlich, K., Geyh, M., Séller, K. L. y Konikow, L. F., 2002. Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico. Principios y aplicaciones. Ed. Mook. W. G. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Guías y Manuales nº 1. 596 p. IGME. Ministerio de Ciencia y Tecnología.
- Moral, F., 2005. Contribución al conocimiento de los acuíferos carbonatados de la Sierra de Segura (Alto Guadalquivir y Alto Segura). Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Moser, H., Stichler, W., 1974. Deuterium and oxygen-18 contents as an index of the properties of snow covers. In: *Symposium on snow mechanisms*. IAHS Publ. 114,122-135.
- Mudry, J. 1987. Use of physical and chemical natural tracing for the hydrogeological knowledge of carbonate aquifers. University of France Comté. Besançon, France.
- Niewodniczanski, J., Grabczak, J., Baranski, W., Rzepka, J., 1981. The altitude effect on the isotopic composition of snow in high mountains. *J. Glaciol.* 27, 99-111.
- OIEA, 1996. Programa OIEA/OMM sobre la composición isotópica de la precipitación: Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP). Vienna, September 1996.
- Parkhurst, D.K., 1995. Use's guide to PHREEQC- A computer program for speciation, reaction-path, advective-transport, and inverse geochemical calculations. US Geological Survey, 143 pp.

- Parkhurst, D.K., Thorenston, D.C. and Plummer, N.L., 1980. PHREEQE- A computer program for geochemical calculations. Geological Survey, Unites States.
- Parkhurst, D.L. and Appelo, C.A.J., 1999. Use's guide to PHREEQC (versión 2)-A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calcutations. US Geol. Survey, Water Resources Investigations.310 pp.
- Paternoster, M., Liotta, M. and Favara, R., 2008. Stable isotope ratios in meteoric recharge and groundwater at Mt. Vulture volcano, southern Italy. *Journal of Hydrology*, 348, 87-97.
- Peña, J.A., 1975. Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno del sector occidental de la Depresión de Guadix. *Cuad. Geol. Univ. Granada* 6, 31-54.
- Peña, J.A., 1979. El Plioceno-Pleistoceno de la Depresión de Guadix-Baza. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 160 p.
- Peña, J. A., 1985. La depresión de Guadix-Baza. *Estudios Geológicos* 41, 33-46.
- Pérez-López, A. 1991. El Triás de facies germánicas del sector central de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 400 pp.
- Pérez-Valera, F., 2005. Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. 303 pp.
- Perconig, E., 1960-1962. Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). *Liv. Mem. Prof. Fallot, Mem. Hors Ser. Soc. Géol. France.*, 1: 229-256.
- Plata, A., 1994. Composición isotópica de las precipitaciones de la Península Ibérica. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Vol. 39. Madrid, Spain.
- Plummer, L.N., Busby, J.F., Lee, R.W., Hanshaw, B.B., 1990. Geochemical modelling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming, and South Dakota. *Water Resour. Res.* 26, 1981-2014.
- Progemisa, 1988. Cartografía para la situación de sondeos de reconocimiento e investigación en los Baños de Zújar, Cuenca del Guadalquivir. Inédito, 192 pp.
- Pueyo, J.J., 1991. Génesis de formaciones evaporíticas, modelos Andinos e Ibéricos. Publicacions de la Universitat de Barcelona. 425 pp.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Nieto, J.M., 2002. Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterization of the deepest complexes of the Betic Zone: a review. *Geodinámica Acta*, 15, 23-43.
- Pusz, M., 2009. Hydrochemical and stable isotope study of groundwater recharge in a semiarid intramontane basin of the aquifers El Mencal and Baza, Southern Sapin. Diploma Thesis. Freie Universität Berlin.
- Rey, J., 1993. Análisis de la Cuenca Subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal Caravaca Vélez-Rubio. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 460 pp.
- Riesefeld, E. H., Chang, T. L., 1963a. Über den Gehalt an HDO und H<sub>2</sub>18O in Reben un Schnee. *Berichte der Chem. Gesellschaft. Jahrg*, 69, 1305-1307.
- Riesefeld, E. H., Chang, T. L., 1963b. Über die Vertilung der schweren Wasserisotopen auf der Erde. *Berichte der Chem. Gesellschaft. Jahrg*, 69, 1308-1310.
- Rightmire, C.T., 1978. Seasonal variation in PCO<sub>2</sub> and <sup>13</sup>C content of soil atmosphere. *Water Resources Research*, 14, 691-692.
- Rindsberger, M., Magaritz, M., Carmi, I., Gilad, D., 1983. The relation between air mass trajectories and the water isotope composition in the Mediterranean Sea area. *Geophys. Rev. Lett.* 10, 43-46.
- Rodríguez Estrella, T., 1998. Geología e hidrogeología de los Baños de Alicún y zonas adyacentes (Granada). Base de documentación del IGME.

- Rodríguez-Fernández, J., 1982. El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 224 pp.
- Roldán-García, F.J. y García-Cortés, A., 1988. Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir (Provincias de Córdoba y Jaén). II Congr. Geol. Esp. SGE., Granada, 1, 189-192.
- Roldán, F.J., Lupiani, E., Villalobos, M., Contreras, E., 1993. Estudio geológico a escala 1:50.000 de la hoja 949 del mapa geológico nacional y estudios complementarios. Memoria de la hoja de Pozo Alcón. Base de documentación del IGME.
- Roldán-García, F.J., 1995. Evolución neógena de la Cuenca del Guadalquivir. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 259 pp.
- Romero-Díaz, M. A., 1989. Las cuencas de los ríos Castril y Guadal (Cabecera del Guadalquivir). Estudio hidrogeomorfológico. Universidad de Murcia. Tesis Doctoral. 285 pp.
- Rossi, M.G., 1974. Sur une series de mesures de tenurs en CO<sub>2</sub> de sols tropicaus. Bull. Assoc. Geogr. Franc., 51, 141-144.
- Ruíz-Ortiz, P.A. 1980. Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (Entre Castril, Prov. De Granada y Jaén). Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 272 pp.
- Salmi, T., Mata, A., Anttila, P., Ruoho-Airola, T., Amnell, T., 2002. Detecting trenes of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and sen's slope estimates-the excel template application Makesens. 35 pp.
- Sanz de Galdeano, C., 1973. Geología de la transversal Jaén-Frailes (provincia de Jaén). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 274 pp.
- Sanz de Galdeano, C., 1983. Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. Estudios Geol. 39, 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A., 1991. Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. Acta Geol. Hisp., 26, 205-227.
- Sanz de Galdeano, C., & Vera, J. A., 1992. Stratigraphic record and paleogeographical conteo of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. Basin Research 4, 21-26.
- Sanz de Galdeano, C., 1997. La Zona Interna Bético-Rifeña. Universidad de Granada, 311 pp.
- Sanz de Galdeano, C., Delgado, J., Galindo Zaldívar, J., Marín, C., Alfaro, P., Farcía Tortosa, F.J., 2007. Principales rasgos geológicos deducidos a partir de los mapas gravimétricos de la cuenca de Guadix-Baza. La Cuenca de Guadix-Baza: estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes. En: Sanz de Galdeano, C. y Peláez, J.A. (Ed). Grupo RNM 217 (Junta de Andalucía). 101-110
- Sanz de Galdeano, C. y Peláez, J. A. (editores), 2007. Introducción a la cuenca de Guadix-Baza: su localización geográfica y geológica, en la cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes (Sanz de Galdeano, C., Peláez, J.A., eds), Granada, 3-9.
- Saxena, R. K., 1987. Oxygen-18 fractionation in nature and estimation of groundwater recharge. Uppsala University. Dept. of Physical Geography. Division of Hydrology. Report.
- Schoëller, H., 1962. Les eaux souterraines. Ed. Masson, Paris, 642 pp.
- Sebastián Pardo, E.M., García Cervigón, A. y Rodríguez Gallego, M., 1975. Mineralogía y génesis de la Formación Gorafe-Huélago (Depresión Guadix-Baza, Granada). Cuad. Geol. Univ. Granada, 6: 53-57.
- Sebastián, E., 1979. Mineralogía de los materiales plio-pleistocenos de la depresión de Guadix-Baza. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 311 pp.

- Sebastián-Pardo, E., Rodríguez Gallego, M. y López Aguayo, F., 1980. Mineralogía de los materiales Plioceno-Pleistocenos de la Depresión de Guadix-Baza. III Formaciones de Baza y Serón-Caniles. Consideraciones generales y conclusiones. *Estudios Geológicos*, 36, 289-299.
- Siegenthales, V., Oeschger, H., 1980.  $^{18}\text{O}$  in precipitation: correlation with temperature and altitude on a regional scale. *Nature* 285, 314-316.
- Siegert, L., 1905. Das Becken von Guadix und Baza. *Zeitdehrift Gessell fur Erkunde*, Berlin, 525-554 y 586-614.
- Silvertop, CH., 1834. On the lacustrine basins Baza and Alhama in the province of Granada and similar deposits in other parts of Spain. *Proced. Of the Geol. Soc. of London*, 216-225.
- Soria, F.J., López Garrido, A. C. y Vera, J. A., 1987. Análisis estratigráfico y sedimentológico de los depósitos neógeno-cuaternarios en el sector de Orce (depresión de Guadix-Baza). En: *Geología y Paleontología del Pleistoceno inferior de Venta Micena* (Moyá-Solá, S., Agustí, J., Gubert, J., y Vera, J.A. eds.) 11-34. Institut Paleontològic Dr. M. Crusafot. Sabadell.
- Soria, J.M., 1993. La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el río Guadiana Menor (Cordillera Bética central). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 292 p.
- Sumner, G., Homar, V. & Ramis, C., 2001. Precipitation seasonality in eastern and southern coastal Spain. *Int. J.Climatol.* 21, 219–247.
- Shuster, E. y White, B. W. 1971. Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers. *Journal of Hydrology*, 14, 93-128.
- Tiller, E., 2009. Hydrochemical and stable isotope groundwater study of the aquifer systems Baza, Baza-Caniles and Jabalcón in the Guadix-Baza basin, Southern Spain. Diploma Thesis. Freie Universität Berlin
- Torres-Ruiz, J., 1980. Los yacimientos de hierro de la comarca del Marquesado: Alquife y Las Piletas (Granada, Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 321 pp.
- Touazi, M., Laborde, J. P. & Bhiry, N. (2004) Modelling rainfall–discharge at a mean inter-yearly scale in northern Algeria. *J. Hydrol.* 296, 179–191.
- Troester, J.W., White, W.B. 1984. Seasonal fluctuations in the carbon dioxide partial pressure in a cave atmosphere. *Water Resources Research*, 20, 153-156.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Navarro-Vila, F., Álvarez, F. y Aldaya, F., 1992. Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 14, 193-203.
- Unión Europea, 2000. Directiva 200/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo , de 23 de octubre de 2000, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas. DOCE L 327 de 22.12.2000, p. 1-72.
- Unión Europea, 2006. Directiva 2006/118/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 12 de diciembre de 2006, relativa a la protección de las aguas subterráneas contra la contaminación y el deterioro. DO UE L 372 de 27.12.2006, p. 19.31.
- Vallejos, A., 1997. Caracterización hidroquímica de la recarga de los acuíferos del Campo de Dalías a partir de la Sierra de Gádor (Almería). Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 257 pp.
- Van Bemmelen, R.W., 1927. Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in provincie Granada. Tesis Doctoral, Univ. E.T.S. Delf, 176 pp.
- Van Veen, G.W., 1969. Geological investigations in the region west of Caravaca, South-Eastern Spain. Tesis Doctoral Univ. Amsterdam, 143 pp.
- Vandenschrick, G., Van Wesemael, B., Frot, E., Pulido-Bosch, A, Molina, L., Stievenard, M., Souchez, R., 2002. Using stable isotope analysis to characterize

- the regional hydrology of the Sierra de Gádor, S-E Spain. *Journal of Hydrology* 265, 43-55.
- Vera, J.A., 1969. Estudio estratigráfico de la depresión de Guadix-Baza. *Boletín Geológico y Minero* 91, 429-462.
- Vera, J.A., 1970a. Estudio estratigráfico de la depresión de Guadix-Baza. *Boletín Geológico y Minero* 91 (95), 429-462.
- Vera, J.A., 1970b. Facies del Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1: 23-25.
- Vera, J.A. (editor), 2004. *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid.
- Vera, J.A., García Hernández, M., López Garrido, A.C., Comas, M.C., Ruíz Ortiz, P.A. y Martín Algarra, A., 1982. *El Cretácico de España*. Univ. Compl., Madrid, 457-508.
- Vera, J.A., Fernández, J., López Garrido, A. C., y Rodríguez Fernández, J. (1984). Geología y estratigrafía de los materiales plio-pleistocenos del sector Orce-Venta Micena (Prov. Granada). *Paleontología i Evolución* 18, 3-11.
- Vera, J. A., Rodríguez-Fernández, J., Guerra-Merchán, A. y Viseras, C., 1991. La cuenca de Guadix-Baza, *Doc. Et trav. IGAL*, París, 14.
- Vera, J.A., Rodríguez Fenández J., Guerra Merchán, A. y Viseras, C. (1994). La cuenca de Guadix-Baza. *Doc. Et Trav. IGAL* 14, 1-17.
- Vicente-Serrano, S. M., 2006 Spatial and temporal analysis of droughts in the Iberian Peninsula (1910–2000). *Hydrol. Sci. J.* 51(1), 83–97.
- Von Drasche, R., 1879. Bosquejo geológico de la zona superior de Sierra Nevada. *Bol. Com. Mapa Geol. España VL*, 353-399.
- Viseras, C. 1991. Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 327 pp.
- Viseras, C. y Fernández, J., 1988. Las brechas del río Gor: una nueva formación en el Neógeno de la Cuenca de Guadix. (Cordilleras Béticas). *II Congr. Geol. Esp. SGE, Coms. 1*: 221-224.
- White, W.B., 1988. *Geomorphology and Hydrology of karst Terrains*. Oxford Univ. Press, New York, 464 pp.
- Waterloo Hydrogeologic, I. 2003. *Aquachem users manual*. Waterloo Hydrogoeologic Inc., Canada, 184 pp.
- Waterloo Hydrogeologic, I. 2006. *Aquachem users manual. A Professional application for Water Quality data analysis, plotting and modelling*. Waterloo Hydrogoeologic Inc. 366 pp
- Worthington, S.R:H., Ford, D.C. and Beddows, P.A., 2000. Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of solution, In: Klimchouk, A.B.; Ford, D.C.; Palmer, A.N. and Dreybrodt, W. (ed). *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, 463-472.
- Worthington, S.R.H., 1999. A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifer. In: Palmer, A.N., Palmer, M.V. and Sasowsky, I.D. (ed). *Karst modelling: Special Publication 5*. The Karst Waters Institute, Charles Town, West Virginia: 30-37.
- <http://www.aemet.es>
- <http://www.inm.es/es/eltiempo/observacion/satelite/masas>
- [http://www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/ifapa/ria/servlet/FrontController?action=Static&url=listadoEstaciones.jsp&c\\_provincia=18](http://www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/ifapa/ria/servlet/FrontController?action=Static&url=listadoEstaciones.jsp&c_provincia=18)



## **ANEXO 1**



## **ANEXO 1.1. MARCO GEOLÓGICO DETALLADO**

### **A1.1.1. Zonas Internas**

#### **-COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE**

Es el complejo que ocupa la posición tectónica más baja dentro de las Zonas Internas (Egeler, 1963). Aflora bajo el complejo Alpujárride, en el núcleo de los antiformes de Sierra Nevada, Sierra de Baza y Sierra de los Filábrides (parte meridional de la cuenca, Fig. 1.6).

Actualmente no existe una división ni una nomenclatura del Complejo Nevado-Filábride de unánime aceptación. Si seguimos la subdivisión realizada por Puga et al. (2002), en este complejo se distinguen dos subconjuntos: el grupo del Veleta, tectónicamente inferior y localizado en el núcleo de Sierra Nevada, cuyas unidades inferiores presentan menor grado de metamorfismo, y el grupo del Mulhacén, situado sobre el anterior y localizado geográficamente disperso en las cumbres de Sierra Nevada y en el contacto con el Alpujárride situado encima.

Desde el punto de vista litoestratigráfico están constituidos por formaciones metamórficas, en su mayor parte del Paleozoico, donde los términos más altos de la serie, también metamórficos, tradicionalmente fueron considerados triásicos o más modernos (Egeler y Simon, 1969; Torres-Ruíz, 1980; López Sánchez-Vizcaino, 1994; López Sánchez-Vizcaino et al., 1995a, 1995b, 1997), pero en el año 2000 fueron atribuidos al Paleozoico (Gómez-Pugnaire et al., 2000).

#### **-COMPLEJO ALPUJÁRRIDE**

Es el complejo que ocupa la posición intermedia dentro de la pila de unidades que constituyen las Zonas Internas (Van Bemmelen, 1927; Egeler y Simon, 1969). El contacto con el complejo inferior inicialmente se realizó por superposición tectónica, como mantos de corrimiento, aunque actualmente este contacto está profundamente modificado por la tectónica extensional posterior, que afectó a toda la estructura de las Zonas Internas (Crespo Blanc et al., 1993; Azañón et al., 2002).

Aflora ampliamente en las MAS de la Sierra de las Estancias y Sierra de Baza (Fig. 1.6). Los materiales que lo forman han sufrido un moderado a intenso metamorfismo alpino y tectónicamente se encuentran encima de las unidades Nevado-Filábrides. En la sucesión alpujárride tipo suelen diferenciarse tres conjuntos litoestratigráficos principales, en los que se encuentran intercalaciones de metabasitas (De Vries y Zwaan, 1967; Fontboté, 1986): un conjunto inferior, constituido por metapelitas grafitosas oscuras y cuarcitas con niveles de gneises de edad Paleozoico o más antiguo; un conjunto intermedio de metapelitas con grafito de colores variados y con niveles de cuarcitas, carbonatos y yesos de edad Permo-Triásico, y un conjunto superior compuesto por potentes tramos de dolomías y calizas o mármoles dolomíticos y calizos con intercalaciones metapelíticas (Delgado et al., 1981) datados del Trías medio y superior.

Actualmente existe cierto consenso en agrupar las unidades Alpujárrides en tres conjuntos: Alpujárride Inferior, Intermedio y Superior (Aldaya et al., 1979; Martín-Algarra, 1987; Tubía et al., 1992; Sanz de Galdeano, 1997; Azañón et al., 2002).

El **Alpujárride Superior** aparece representado en la zona formando pequeños isleos de esquistos oscuros de alto grado metamórfico, a veces sin cobertera triásica. En la cuenca lo encontramos en la parte Sur de La Sierra de las Estancias, en la margen izquierda del río Gor, en la ladera norte de la Sierra de Baza y en los afloramientos que se prolongan hacia Zújar y Freila (Vera, 2004; Sanz de Galdeano, 2007).

El **Alpujárride Intermedio** aflora ampliamente a lo largo de la Sierra de las Estancias y al Norte de la Sierra de Baza, y como pequeños isleos al Suroeste de la Sierra de Baza. Las sucesiones de materiales están más metamorfizadas que el Alpujárride Inferior y son las más completas del Complejo Alpujárride; ya que poseen un Paleozoico muy potente y un gran desarrollo de sus carbonatos triásicos, casi siempre mármoles. A su vez las unidades más altas y más occidentales del Alpujárride Intermedio son las más intensamente metamorfizadas del Complejo Alpujárride (Vera, 2004).

El **Alpujárride Inferior** está afectado por el metamorfismo de grado más bajo del Complejo Alpujárride y presenta gran desarrollo del Triásico medio, que contiene importantes mineralizaciones, y en menor medida del Triásico superior. Aflora extensamente al Sur de la Sierra de Baza. Este conjunto está constituido por dos formaciones: una formación de filitas y cuarcitas con yesos, y otra formación de dolomías y calizas con mármoles y calcoesquistos en la base (Vera, 2004).

Según Delgado (1978) en la Sierra de Baza se diferencian cuatro unidades alpujárrides con características estratigráficas similares y superpuestas tectónicamente sobre el Nevado-Filábride, que de abajo a arriba son:

- Unidad Santa Bárbara
- Unidad Quintana
- Unidad Blanquizaes
- Unidad de Hernán-Valle

En la Sierra de las Estancias se distinguen tres unidades (Delgado et al., 1980):

- Unidad de Hernán Valle
- Unidad de los Blanquizaes-Oria
- Unidad de Partalóa

*La unidad de Santa Bárbara* (U. SB.) está representada por extensos afloramientos al Suroeste de Caniles. La formación detrítica de base está constituida por filitas y cuarcitas de edad Permo-Westphaliense con 700 m de espesor a las que les siguen calcoesquistos amarillentos y calizas y dolomías negras y grises de 125 m; lutitas y areniscas que pasan a margocalizas y calizas, de hasta 40 m de espesor; dolomías oscuras con alguna intercalación de doleritas, de hasta 600 m; calizas algo mineralizadas con galena ( 40 m), y hacia techo intercalaciones de margas, calizas margosas, calizas y dolomías con espesores de hasta 1400 m (Delgado, 1978; Sanz de Galdeano, 1997) (Fig. A1.1).

*La unidad de Quintana* (U. Q.), al igual que las anteriores, consta de una formación basal de filitas y cuarcitas poco metamórficas, con colores rojos, y una formación carbonatada superior compuesta por dolomías grises y oscuras de 300 m, dolomías, carniolas, margas y pelitas de 100 m y margocalizas y calizas amarillentas de hasta 500 m de potencia. Aflora en las proximidades de Baúl (Fig. A1.1).

*La unidad de los Blanquizares (U. B.) y/o Blanquizares-Oria (U. B-O) aflora en las proximidades del pueblo de Baza (Unidad Blanquizares) y ampliamente en la parte Norte y central de la Sierra de las Estancias (Unidad Blanquizares-Oria). Los materiales que la forman son filitas y cuarcitas grises-verdosas o rojas en la base con 800 m de potencia (Delgado et al., 1980) y dolomías muy kakiritizadas y calizas casi marmóreas con intercalaciones de calcoesquistos, en la parte superior, que configuran buena parte de los relieves más característicos de las Sierras de Baza y Estancias. La potencia observable de esta formación varía de unos puntos a otros, debido en gran parte a la deformación tectónica (Fig. A1.1).*

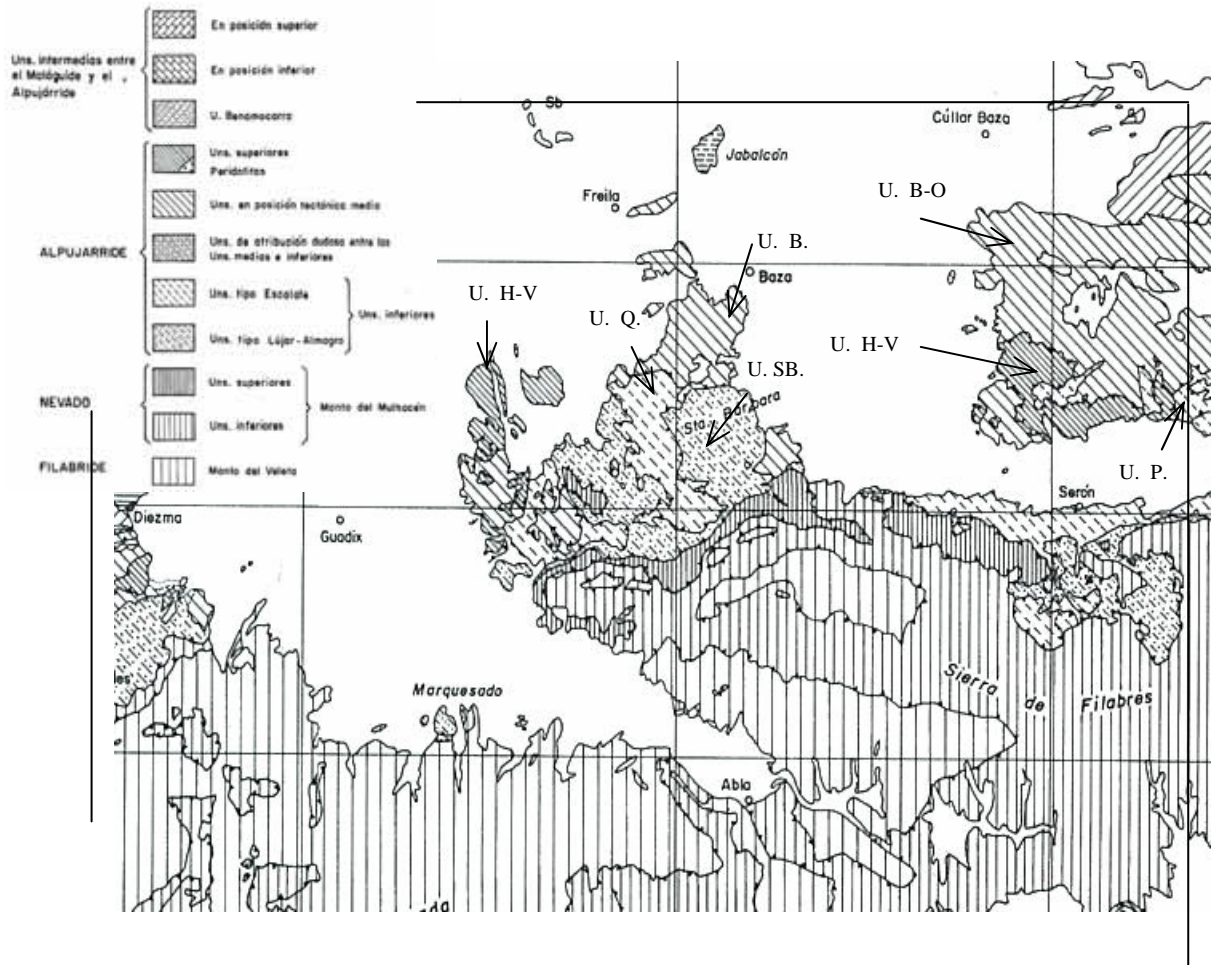


Fig. A1.1. Afloramientos principales y diferenciación de Unidades dentro de los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride (Sanz de Galdeano, 1997).

*La unidad de Hernán Valle (U. H-V) o Hernán Valle-Montroy, aflora al Oeste de la Sierra de Baza, en las proximidades de Hernán Valle y al Suroeste de la Sierra de las Estancias. Esta unidad está caracterizada por la presencia de micaesquistos negros y cuarcitas grises en la base, seguidos por filitas grises y verdosas, culminando con mármoles calizos y dolomíticos, y calizas y dolomías marmóreas de 120 m de espesor. En esta unidad, los materiales predominantes son los metapelíticos inferiores, en tanto que la formación carbonática está escasamente representada al SW de la Sierra de las Estancias y es casi inexistente en las proximidades de Hernán Valle (Fig. A1.1).*

*La unidad de Partaloa* (U. P.) aflora fuera de los límites de la cuenca, al Sur de la Sierra de las Estancias Fig. A1.1). Se encuentra caracterizada por una formación basal de filitas y cuarcitas, y una formación superior carbonatada. Entre ambas formaciones se presentan, localmente, pequeñas masas irregulares de yeso (Hidalgo, 1992).

El contacto entre las formaciones inferior y superior de las diferentes unidades alpujárrides es, en general, bastante neto y suele estar afectado por fenómenos de cepillamiento basal. Son frecuentes los cambios de facies, lo que, unido a la intensa deformación tectónica, da lugar a una geometría compleja de los cuerpos rocosos.

### -COMPLEJO MALÁGUIDE

Este complejo constituye el complejo tectónico más alto de la pila de unidades que conforman las Zonas Internas de la Cordillera Bética. Al igual que sucede con el contacto entre los complejos anteriores, el Complejo Maláguide se superpuso originalmente como manto cabalgante sobre el Complejo Alpujárride, si bien este contacto también ha sido modificado y retocado por la tectónica extensional posterior.

El Complejo Maláguide está muy poco afectado por el metamorfismo alpino y, litológicamente, se compone de un zócalo paleozoico formado por sedimentos detríticos marinos profundos, al que se superpone, discordantemente, una cobertera de sedimentos que van del Triásico al Mioceno inferior (Martín Algarra, 1987; Martín-Algarra, 2004). En su seno se diferencian dos grandes unidades litoestratigráficas: la unidad inferior, que está constituida por rocas de edad paleozoica y comportamiento de zócalo, y la unidad superior, de edad mesozoica-terciaria, que actúa como cobertera.

El paleozoico está representado por materiales, fundamentalmente detríticos, del Silúrico al Carbonífero. Se trata de grauvacas, arcillas y cuarcitas, a veces conglomerados y también calizas "alabeadas" y liditas (Sanz de Galdeano, 2007). Aunque son materiales afectados por la orogenia Herciniana, no presentan metamorfismo, salvo en los niveles más bajos (filitas, cuyo metamorfismo puede ser de edad alpina). La cobertera está formada por sedimentos triásicos detríticos predominantemente rojos, y encima aparecen dolomías y calizas en las que se produce el tránsito al Lías. El resto del Jurásico y del Cretácico es predominantemente calizo o margocalizo, y generalmente presenta numerosas lagunas estratigráficas, al igual que le sucede al Terciario. Es de señalar que este complejo presenta una notable uniformidad en cuanto a los materiales que lo forman, desde los alrededores de Estepona hasta el bajo Segura. Los afloramientos de este complejo, dentro de la cuenca, se limitan a una estrecha banda ubicada entre las MAS Orce-María-Cúllar y Sierra de las Estancias (Fig. 1.6).

### **A1.1.2. Zonas Externas**

#### -DOMINIO PREBÉTICO

El dominio Prebético está constituido mayoritariamente por facies marinas poco profundas, con importantes episodios continentales e incluso con intervalos de erosión. Las rocas sedimentarias presentan una edad comprendida entre el Triásico y el Mioceno. Su depósito tuvo lugar en el borde Suroriental del antiguo continente de Iberia y se encuentran plegadas y despegadas de su basamento prealpino. Desde los primeros



trabajos realizados en el Prebético (Azema et al., 1979a, García-Hernández et al., 1980, 1989) se estableció una división en dos unidades tectónicas: Prebético Externo y Prebético Interno.

El *Prebético Externo* se corresponde con la zona más deformada de la cuenca septentrional y más cercana al continente Ibérico. Se caracteriza por un espesor moderado de la cobertera mesozoica, constituida mayoritariamente por materiales jurásicos, estando ausente el Jurásico terminal, parte del Cretácico inferior y Paleógeno. Esta unidad no se tratará más en profundidad por aflorar fuera del área de estudio.

El *Prebético Interno* (que aflora en la MAS Quesada-Castril, Fig. 1.6) presenta una sucesión estratigráfica mesozoica y cenozoica mucho más potente y completa, con un importante desarrollo de los materiales sedimentarios del Cretácico frente a los materiales del Jurásico, que quedan restringidos al borde mas externo de este dominio. Las facies sedimentarias presentan características más distales a las depositadas en el Prebético Externo, con un estilo estructural diferente, de grandes pliegues y cabalgamientos subordinados. La secuencia estratigráfica coincide, a grandes rasgos, desde el Lías hasta el Malm, con la diferencia de que el Malm no presenta aportes detríticos. El tránsito Jurásico-Cretácico se encuentra dentro de un grueso paquete carbonático de facies Purbeck. El Cretácico inferior presenta una distribución de facies muy variable, la cual se inicia con depósitos carbonáticos entre los que se intercalan importantes niveles detríticos. El Cretácico superior se inicia con niveles dolomíticos y culmina con facies calcareníticas marinas someras. A diferencia del Prebético Externo, en el Prebético Interno el Paleoceno y Eoceno están representados por calizas con episodios detríticos de plataforma marina somera. El Oligoceno se caracteriza por depósitos de arenas silíceas de medios marino-lagunar con episodios continentales. El Mioceno inferior, con un gran desarrollo, presenta facies marinas margosas.

Desde el punto de vista tectónico, dentro de la zona de estudio, el Prebético se caracteriza por el predominio de escamas tectónicas (en el Prebético Externo), con vergencia hacia el antepaís (ubicado al Oeste y Norte) y de pliegues y fallas de igual vergencia. También se ha de mencionar la existencia de importantes fallas de desgarre y alineaciones diapíricas en las que afloran materiales del Trías. Por el SE, el Prebético Interno se encuentra cabalgado por el Subbético Externo (como se puede ver en la Fig. 1.6 entre las MAS Quesada-Castril y Duda-La Sagra).

Materiales pertenecientes al Prebético Interno los encontramos en el borde oriental de la MAS Quesada-Castril, concretamente en el Sector de Sierra Seca (que es el que se ha abordado en esta investigación), concretamente al Prebético Interno Occidental (Moral, 2005) de edad entre Cretácico inferior-Mioceno inferior.

En el Sector de Sierra Seca se pueden encontrar las secuencias litoestratigráficas siguientes:

- En el núcleo del anticlinal de Sierra Seca, como materiales más antiguos, se localizan los 70 m superiores de calizas y margas del Jurásico superior-Cretácico inferior (*Portlandiense-Berriasiense*). El *Berriasiense-Valanginiense* está representado por calcarenitas y calizas bioclásticas dolomitizadas con intercalaciones puntuales de dolomías, de espesor próximo a 200 m, con un hard-ground a techo que marca el final del ciclo sedimentario del Jurásico superior en el Prebético.

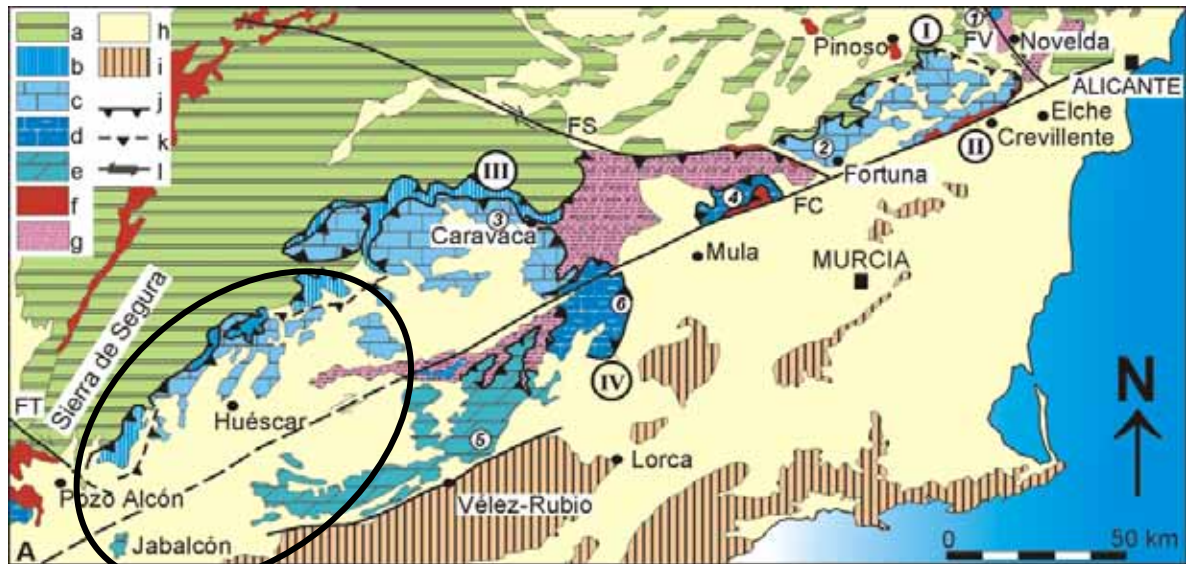
-El Cretácico Inferior se inicia con una importante transgresión marina y desarrollo de una sedimentación detrítico-carbonatada (margas). El *Valanginiense-Hauteriviense* aparece representado por una sucesión de margas grises-ocres y margocalizas con arena y limo que llegan a formar una alternancia de margas y areniscas. El *Hauteriviense*, reconocido en el flanco Oeste del anticlinal de Sierra Seca, se encuentra constituido por un nivel de arenas poco potente. Durante el *Barremiense-Albiense* se instala una extensa plataforma carbonatada somera con el depósito de calizas con rudistas, calizas, areniscas y margas que en esta sierra llegan a alcanzar entre 100-150 m de espesor. En la base del anterior tramo de calizas se localizan dolomías, con una potencia variable, llegando hasta los 200 m en algunos puntos de Sierra Seca. A techo de la unidad anterior se ha localizado un tramo arenoso que marca el final del *Albiense*, representado por arenas silíceas (correlacionables con la formación Utrillas), calcarenitas y margas arcillosas, de 40 m de espesor.

-El Cretácico Superior se inicia también con una transgresión marina y durante el *Cenomaniense* se instala una plataforma somera, con el consiguiente depósito de calizas margosas (de 10 a 20 m de espesor), que hacia el Norte de Sierra Seca cambian a calizas (de 150 m de potencia) y a dolomías blanquecinas (con potencia de 140-200 m). Durante el *Senoniense* se produce el depósito de calizas y calizas margosas que no llegan a superar los 50 m de espesor (localizadas al Norte de Sierra Seca). Sobre los materiales anteriores tiene lugar el depósito de margas arenosas entre el *Senoniense* y el *Eoceno*. Esta formación presenta un aumento de espesor de NE a SW pasando de 40 m en Sierra Seca a 80 m en las proximidades del Embalse de San Clemente. A techo de la formación anterior se produce el depósito de calizas arenosas, materiales que tan solo han podido ser cartografiados al Norte de Sierra Seca y en la falda meridional de Sierra del Taibilla, de espesor variable hacia el NE de entre 50-130 m. En discordancia con los materiales anteriores, se depositaron margas, calizas y brechas de edad Aquitaniense-Burdigaliense, que supusieron los últimos materiales depositados antes del inicio de la principal etapa de deformación de la Cordillera Bética.

### -DOMINIO SUBBÉTICO

El dominio Subbético está constituido por rocas sedimentarias, del Triásico al Mioceno medio, de facies pelágicas a partir del Domeriense (Fig. 1.3) y, en menor medida, por rocas volcánicas y subvolcánicas. Dentro de este dominio, García-Dueñas (1967) estableció una división, fundamentada en los caracteres paleogeográficos, y distinguió tres grandes subdominios, alargados según la dirección WSW-ENE, que denominó *Subbético Externo*, *Subbético Medio* y *Subbético Interno*. Posteriormente, a la división establecida se le añadió las *Unidades Intermedias* (Foucault, 1962, Sanz de Galdeano, 1973) incluyendo, bajo esta denominación, a materiales con características intermedias al Prebético y Subbético, pero con mayor afinidad tectónica y de facies a este último.

En el contexto del presente estudio se diferencian cuatro conjuntos de unidades tectónicas, de directriz estructural WSW-ENE, que de NW a SE son: *Unidad Intermedia*, *Subbético Externo*, *Subbético Medio* y *Subbético Interno*:



Área de estudio perteneciente a las Zonas Externas

Fig. A1.2. Afloramientos del Subbético en el sector oriental de la Cordillera Bética (modificado de López-Garrido y Vera, en Azema et al., 1979b). a: Prebético. b: Dominio Intermedio. c: Subbético Externo. d: Subbético Medio. e: Subbético Interno. f: Triásico de facies Keuper. g: Complejos Caóticos Subbéticos (incluyen la unidad olistostrómica de García-Cortés et al., 1991). h: Neógeno-Cuaternario. i: Zonas Internas Béticas. j: Cabalgamiento. k: falla de salto en dirección. Los números en cursiva y con círculos representan la posición de secciones estratigráficas (Vera, 2004).

La **Unidad Intermedia** es el subdominio más septentrional y subsidente. En el se encuentran las mayores potencias del Jurásico y Cretácico, ya que constituyó un surco. Dentro del área de estudio se consideraron, como pertenecientes a esta unidad, los materiales que afloran al Norte de la MAS Huéscar-Puebla, en las proximidades del municipio de Puebla de Don Fadrique (Fig. 1.6). Sin embargo, en las cartografías geológicas de la serie MAGNA, hojas 1/50.000 colindantes, estos materiales han sido considerados pertenecientes a la Unidad Tectónica o Complejo Frontal (Langhiense-Tortonense inferior), constituida por materiales sinorogénicos, bloques y cuñas tectónicas de margas aptienses-albienses entre los que se disponen materiales arcillosos y yesíferos del Trías y calizas y margas senonienses, (Lupiani et al., 2007).

El **Subbético Externo** ubicado inmediatamente al Sur y SE del anterior, constituyó un umbral pelágico con subsidencia mínima durante el Jurásico medio y superior, lo que determinó que se produjeran secuencias condensadas. Estos materiales afloran ampliamente al Norte de la falla de Crevillente (o falla Cádiz-Alicante) (Fig. A1.2) y dentro de la cuenca del Guadiana Menor, estando representados en las MAS Duda-La Sagra, Huéscar-Puebla y La Zarza.

La sucesión jurásica (Fig. A1.3) se inicia con el depósito, al inicio del Jurásico hasta la etapa de fracturación (Lías inferior), de un potente paquete dolomítico de 500 m de espesor, al que le sigue el depósito de calizas con oolitos, con sílex y calizas laminadas, y que culmina con el depósito de calcarenitas con crinoides (Formación Gavilán, (Van Veen, 1969). El *Lías superior-Dogger* se caracteriza por el depósito de un miembro inferior constituido por una ritmita de calizas margosas y margas, al que le sigue un miembro intermedio de calizas margosas nodulosas (Formación Zegrí, Molina,

1987), de 250 m de potencia, para culminar con el depósito de un miembro superior de calizas tableadas con sílex (Formación Veleta, Molina, 1987), de potencia comprendida entre los pocos metros y 80 m. La sedimentación en el Jurásico termina con el depósito de calizas y calizas margosas nodulosas rosáceas en el *Malm* (Ammonítico Rosso Superior, ARS, Molina, 1987), de potencia variable entre los pocos metros y 60 m (Fig. A1.3).

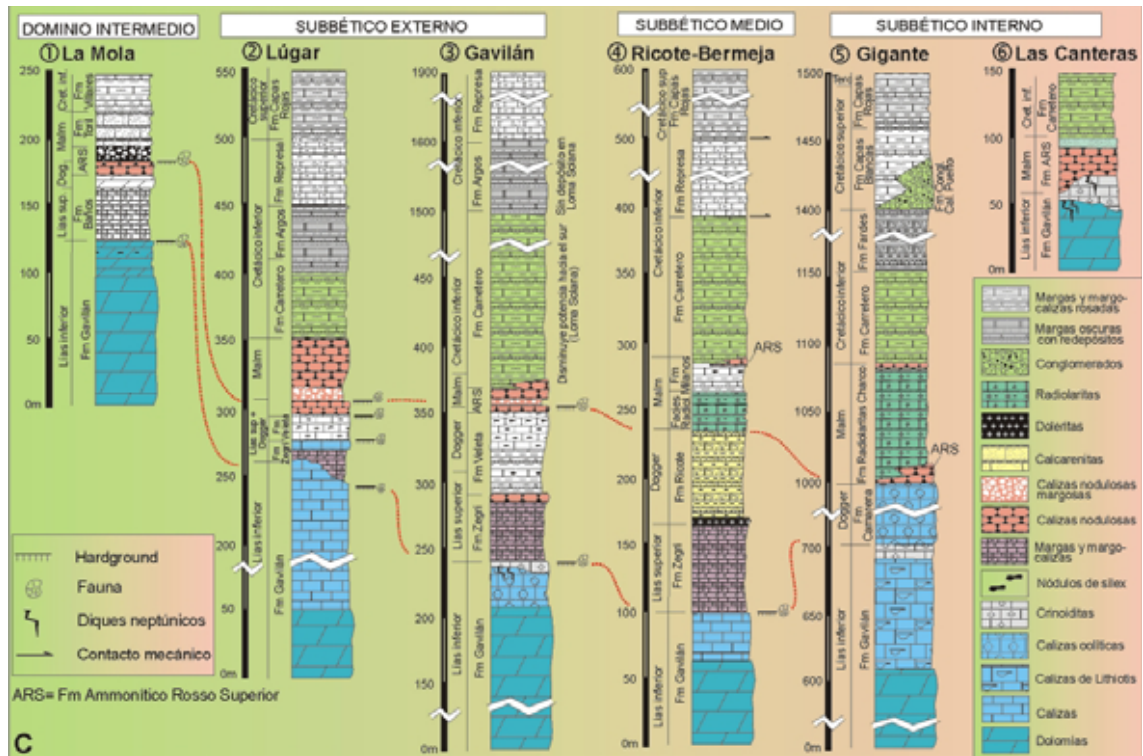


Fig. A1.3. Secciones estratigráficas representativas de las distintas unidades diferenciadas en el dominio Subbético (Vera, 2004).

La sucesión del Cretácico inferior (Fig. A1.3) se caracteriza por una alternancia rítmica de calizas margosas y margas de medios pelágicos, depositadas durante el *Berriasiense-Albiense*, de potencia variable entre 200 y 300 m, llegando incluso a los 1000 m (Formación Carretero, Comas et al., 1982). Sobre estos se encuentran niveles turbidíticos de medios pelágicos, depositados durante el *Barremiense superior-Aptiense medio* (Formación Argos, Van Veen, 1969), cuya potencia de 120 m disminuye hacia el Sur, donde llega a desaparecer.

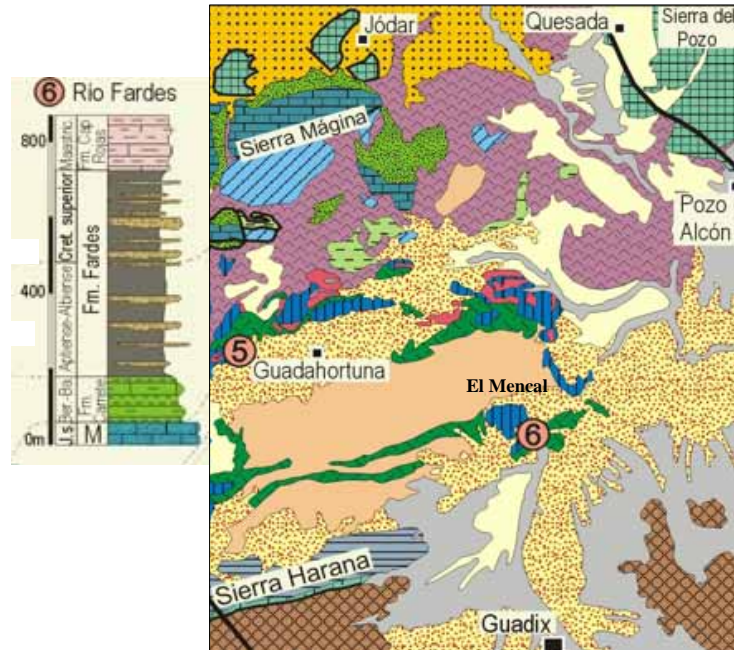
En el paso del Cretácico inferior al superior (*Aptiense medio* y *Cenomaniense inferior*) se localizan niveles de calcilitas con calizas a techo de potencia entre 20-310 m (Formación Represa, Van Veen, 1969). El Cretácico superior se caracteriza por el depósito de ritmitas constituidas por calizas margosas, margocalizas y margas rojo asalmonadas y rosáceas, con potencia variable entre 100-200 m (Formación Capas Rojas, Vera et al., 1982).

El *Subbético Medio*, constituyó un surco con desarrollo de facies margosas en el Jurásico y Cretácico a las que se asocian intercalaciones de rocas volcánicas durante el Jurásico medio y superior. Materiales pertenecientes a este conjunto se localizan en la MAS El Mencil (Fig. A1.4).



La sucesión jurásica y cretácica al SE del Mencil se caracteriza por las formaciones Carretero, Capas Rojas, comentadas anteriormente y por la Formación Fardes (Comas, 1978) (Fig. A1.4). Esta formación es la que presenta mayor espesor de las tres. Consta de tres miembros: miembro inferior, de 150 m de espesor, constituido por arcillas verdes con intercalaciones de turbiditas calcáreas; miembro intermedio, de hasta 250 m de potencia, caracterizado por una mayor abundancia de intercalaciones clásticas gruesas turbidíticas, y miembro superior, de 80-110 m de espesor, constituido por calcarenitas y calcilutitas.

Fig. A1.4. Afloramientos del dominio Subbético en la parte central de la Cordillera Bética, donde se localiza la secuencia estratigráfica 6, ubicada dentro de la MAS El Mencil. (Vera, 2004).



En posición más meridional, aparece el *Subbético Interno*, que durante el Jurásico medio-superior constituyó un umbral pelágico poco subsidente. Materiales pertenecientes a este conjunto afloran en las MAS Orce-María-Cúllar y El Jabalcón.

La secuencia estratigráfica tipo es la sección del Gigante que se encuentra representada en la Fig. A1.3. En esta unidad destaca la ausencia del *Lías medio-superior* (Formación Zegrí), el *Dogger* se caracteriza por el depósito de calizas oolíticas (Formación Camarena) y el *Malm* se caracteriza por el depósito de calizas nodulosas, que lateralmente pasan a radiolaritas (Formación Radiolaritas del Charco, Rey, 1993).

El Cretácico inferior se encuentra representado por la Formación Carretero sobre la cual se depositó la Formación del Fardes. En el Cretácico superior destacan el depósito de conglomerados (Formación Conglomerados del Puerto), margas y margocalizas depositadas entre el *Albiense medio-Cenomaniense* (Formación Capas Blancas, Martín-Algarra, 1987) y el depósito de la Formación Capas Rojas, definida anteriormente. El inicio del depósito de la Formación Capas Rojas marcó el final de la diferenciación en surcos y umbrales del margen pasivo, en las etapas avanzadas del rifting, por lo que esta formación cubrió y enrasó áreas previamente escalonadas.

Por otro lado, los *depósitos terciarios* (Paleoceno-Burdigaliense inferior) no aparecen en todas las series subbéticas y cuando lo hacen se localizan en el núcleo de importantes sinclinales, principalmente en la zona Nororiental de la cuenca, al Norte y NW de la MAS El Mencil y dentro de ésta. Entre los materiales dominan las facies pelágicas, calizas micríticas y margas, que constituyen la prolongación de la Formación

Capas Rojas y su equivalente lateral denominada como Formación Quípar-Jorquera (Vera et al., 1982) compuesta por una ritmita de calizas margosas, margocalizas y margas de potencia comprendida entre 200 y 350 m. Sobre esta formación se disponen sedimentos esencialmente margosos (calizas micríticas, margocalizas y margas con niveles de turbiditas calcáreas), con intercalaciones de turbiditas calcáreas que localmente tienen olistostromas, de 500 m de espesor, pertenecientes al *Eoceno-Burdigaliense inferior*, denominados como Grupo Cardela (Comas, 1978). En otras zonas del Subbético, principalmente al W-NW de la cuenca, para la misma edad se definió el Grupo Piñar (Comas, 1978), para nombrar a un conjunto de sedimentos margosos que contienen importantes volúmenes de olistostromas y de grandes olistolitos procedentes esencialmente de sucesiones mesozoicas subbéticas que llega a alcanzar hasta 1000 m de potencia. Entre Huélago y Fardes se definió la Formación Almidar (Soria, 1993) atribuida al Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior, caracterizada por la existencia de rocas volcanoclásticas intercaladas entre facies pelágicas y turbidíticas.

En el resto de la zona, los materiales que afloran son calizas y calcarenitas bioclásticas de plataformas marinas someras, de edad Oligoceno-Aquitaniense, depositadas discordantes sobre el Mesozoico (Molina y Nieto, 2003).

En las proximidades del núcleo de población Puebla de Don Fadrique, dirección La Sagra (Fig. 1.6 y Fig. 1.7), tiene lugar el afloramiento de una amplia franja paralela al contacto entre los materiales del dominio Prebético y Subbético, de edad Mioceno inferior-medio. Estos materiales denominados, en un principio, como Unidad Intermedia (Guzmán et al., 1978), fueron considerados posteriormente como *Unidad Tectónica* (Roldan et al., 1993, Lupiani et al., 2006 y 2007). Es una unidad altamente tectonizada, formada por el apilamiento de bloques (de dimensiones kilométricas), cuñas y láminas tectónicas de materiales procedentes a las Zonas Externas, principalmente al Subbético. Dentro de las láminas se reconocen materiales de facies triásicas, margas y margocalizas pertenecientes al Cretácico, Paleógeno y Mioceno inferior, así como bloques kilométricos de materiales carbonatados jurásicos. La amplitud cartográfica de los afloramientos de esta unidad, junto con las características tectónicas, sugieren que esta unidad podría pertenecer a una zona de cizalla integrada en un cinturón de desgarre localizado entre el Prebético y el Subbético (Roldan et al., 1993).

Por otra parte, en zonas de fracturas importantes (falla de Cádiz-Alicante y falla de Tíscar, Fig. 1.3) tiene lugar el afloramiento de rocas del Triásico, denominado como Triásico Sudibérico (Pérez-López, 1991; Pérez-Valera, 2005). El Triásico que aflora en la zona es de facies germánica constituido por areniscas, dolomías, arcillas y evaporitas. Dentro de la cuenca del Guadalquivir se definió la *Unidad Olistostrómica* (Perconig, 1960-62), como una unidad tectosedimentaria con predominio de procesos sedimentarios y de deslizamiento en masa de los materiales que se situaron en el frente activo de la cadena (materiales subbéticos) durante la formación de la Cordillera Bética. Esta unidad está compuesta en su gran mayoría por materiales del Triásico, con menor proporción de elementos cretácicos y terciarios (Rolda-García y García-Cortés, 1988; Roldán-García, 1995). La Unidad Olistostrómica se encuentra formada por una mezcla caótica de dichos materiales donde se reconocen los olistolitos (elementos deslizados que no han sufrido deformación acusada en su interior, tan solo brechas en su periferia).



Los afloramientos, tanto de materiales del Triásico como de materiales pertenecientes a la Unidad Olitostromica, han sido agrupados bajo un mismo color, en la Fig. 1.3.

### **A1.1.3. Materiales Postorogénicos**

#### **-DEPRESIÓN DE GUADIX-BAZA**

Depresión ubicada sobre el contacto de las Zonas Internas y Zonas Externas y rellena de depósitos principalmente detríticos desde el Mioceno superior hasta el cuaternario. Esta depresión se encuentra constituida por dos cuencas menores: la cuenca de Guadix situada al Oeste y Suroeste y la cuenca de Baza localizada al Este y Noreste, ambas con rellenos sedimentarios distintos (Fig. 1.3).

Los estudios de esta depresión se iniciaron en 1834 con Silvertop seguido por Siegert (1905), Jansen (1936), Fallot et al. (1950), Jodot (1953), Colom (1951) y Birot y Solé (1959). Alvarado y Saavedra (1966) elaboraron un mapa general del extremo nordeste de la Provincia de Granada, en el que trataban la distribución del relleno de la citada depresión. Un año más tarde, Fallot (Fallot et al., 1967) describió la formación Guadix, nombre ya utilizado por Von Drasche en 1879 en la parte occidental de la depresión. Vera, en 1969, estudió las características estratigráficas de la “Serie de Baza”, publicando en 1970 el primer trabajo detallado sobre el conjunto de la cuenca (Vera 1970a). Éste empezó considerando todo el ámbito de la Depresión de Guadix y Baza, pero estableció una división en dos sectores: un sector occidental o de Guadix, con dominio de sedimentación fluvial y desarrollo de reducidos ambientes lacustres endorreicos, y un sector oriental o de Baza-Huéscar, con dominio de sedimentación lacustre. Entre ambos sectores se encuentra el umbral constituido por los relieves de Sierra de Baza y el Jabalcón, que marcan el límite entre ambos.

Peña (1979), propuso un esquema litoestratigráfico que hacía hincapié en la diferenciación entre ambas áreas, diferenciación apoyada también por estudios mineralógicos de los sedimentos (Sebastián et al., 1975; Sebastián, 1979), tras observarse diferencias composicionales en las arcillas depositadas en ambos sectores. Aunque existe una estrecha relación sedimentaria entre ambas cuencas o sectores, en el sentido de que la cuenca de Baza alberga el lago que representa durante determinados momentos el nivel de base de referencia de los sistemas aluviales desarrollados en la cuenca de Guadix (Viseras, 1991).

Posteriormente se han venido realizando numerosos trabajos y tesis doctorales de estratigrafía, sedimentología y geomorfología (Rodríguez-Fernández, 1982; Martín-Suarez, 1988; Viseras, 1991; Guerra Merchán, 1992; Soria, 1993; Agustí, 1984 y García García, 2003), y de geomorfología y tectónica (López Garrido y Vera, 1974; Estévez y Sanz de Galdeano, 1980, 1983; Delgado et al., 1980; Goy et al., 1989; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Vera et al., 1994; Calvache y Viseras, 1997; Heddi et al., 1999; Díaz Hernández et al., 2006; Azañón et al., 2005, 2006;...) aportando abundante información.

Como conclusión, en la literatura se considera una depresión (Guadix-Baza) dividida en dos cuencas conectadas por una banda de 20 km de ancha, desde los relieves de las Sierras del Pozo y Castril hasta el Jabalcón, separadas por fracturas de orientación NNW-SSE como la falla de Tíscar (Viseras, 1991).

Según distintos autores (Rodríguez Fernández, 1982; Estévez et al., 1984) la individualización de ambas cuencas se produjo tras la etapa compresiva finiserravaliense o intra-Torroniense basal. A partir de esta etapa cambian las condiciones tectónicas generales, al dominar el esfuerzo compresivo N-S o NNW-SSE, consecuencia del empuje entre África y Europa (Boccaletti et al., 1987; Sanz de Galdeano y Vera, 1991), y se produce una importante reestructuración tectónica al final del Tortoniense, que conduce realmente a la creación de una nueva cuenca.

### ***La Cuenca de Guadix***

La cuenca continental de Guadix es una cuenca creada en el *Messiniense* y hereda algunos rasgos de las cuencas más antiguas que ocuparon el área. Sus límites son probablemente variables, dependiendo del momento de su evolución, y está conectada con la cuenca de Granada en las últimas etapas del relleno, aunque la relación más estrecha se produce con la cuenca de Baza.

Existen dos tipos de divisiones del relleno de la cuenca (Fig. A1.5):

- Según Unidades Litoestratigráficas (ubicables en una escala cronoestratigráfica)
- Según Unidades Tectosedimentarias: en función de superficies que representan interrupciones o pausas en la sedimentación, cambios en la polaridad, etc.; como resultado de la actuación de eventos tectónicos, eustáticos y/o cíclicos.

En 1879, Von Drasche introdujo el nombre de *Formación de Guadix*, para referirse a todo el conjunto continental de la depresión de Guadix-Baza. Vera (1970a) restringió el uso de dicho término y redefinió formalmente la *Formación Guadix* como depósitos detríticos de origen aluvial que aparecen en el ámbito de la depresión de Guadix-Baza, al tiempo que introdujo formalmente los términos *Formación Gorafe-Huélogo* y *Formación Baza* para referirse a sedimentos originados, predominantemente, por procesos de precipitación química, en los sectores occidental o cuenca de Guadix s.s. y Oriental, o cuenca de Baza s.s., respectivamente. Para Vera (1970a y 1970b) todas las formaciones enumeradas se encuentran en relación de cambio de facies, por lo que pueden ser agrupadas en un mismo esquema paleogeográfico. A la vez también introdujo el término “*nivel de colmatación*” para referirse al último episodio de relleno previo al inicio del dominio del régimen erosivo. Por otro lado, Viseras y Fernández (1988) introdujeron formalmente la *Formación río Gor*, situada estratigráficamente a muro de todo el conjunto continental.

En el estado actual se recomienda simplificar y utilizar los términos:

- Formación río Gor*, que constituye la UTS 1.
- Formación Guadix*, restringiéndose este nombre al conjunto de materiales que, situados estratigráficamente por encima de la Formación río Gor, tengan su origen en procesos correspondientes a ambientes de tipo aluvial. Presenta amplia extensión espacial y temporal e incluye conjuntos sedimentarios de características muy diferentes, lo que invita a establecer subdivisiones internas para entender mejor el funcionamiento de la cuenca.
- Formación Gorafe-Huélogo* (en la cuenca de Guadix) y *Formación Baza* (en la cuenca de Baza), depósitos esencialmente lacustres, equivalentes en el tiempo a la *Formación Guadix* y genéticamente relacionados con ésta.

En la Fig. A1.5. se establece la correspondencia entre las Unidades Litoestratigráficas y las Eventoestratigráficas y las relaciones geométricas existentes entre las distintas UTSs (Viseras, 1991). La *UTS1* tiene una correspondencia exacta con la *Formación río Gor*, sin embargo las *Formaciones Guadix* y *Gorafe-Huélago* se encuentran contenidas dentro de la *UTS2* y *UTS3*. A su vez todas ellas se agrupan dentro de una unidad de rango mayor denominada como Ciclo Tectosedimentario (CTS) (Megías, 1982).

LITOESTRATIGRAFÍA		EVENTOESTRATIGR.	CRONOESTRATIGR.	m.a.
Formación Guadix	Formación Gorafe - Huélago	UTS 3	PLEISTOCENO	0.012
			VILLAFRANQUENSE	1.6
		UTS 2	MISCIENENSE	3.3
Formación Río Gor		UTS 1	VENTIENSE	5.3
			MIOCENO	6.6

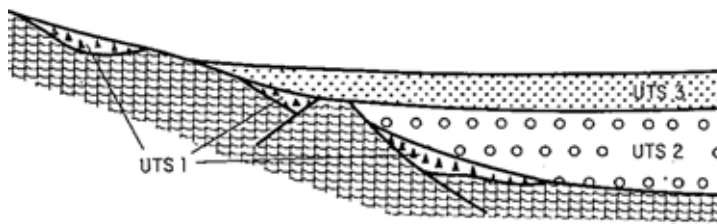


Fig. A1.5. División de unidades litoestratigráficas y eventoestratigráficas, correlación entre ambas y a su vez con la escala cronoestratigráfica. Relaciones geométricas observadas entre las distintas UTSs (Viseras, 1991).

### 1. UTS 1 (*Formación río Gor*)

Se caracteriza por su pequeño volumen, dimensiones reducidas de sus afloramientos (con espesores comprendidos entre 0-50 m), amplia dispersión areal y la desconexión existente entre los distintos sectores con aspectos sedimentarios diferentes (Fig. A1.5). La localidad tipo se sitúa a lo largo del valle del río Gor (Fig. 1.2). Su desarrollo es mayor en el margen sur constituido por las Zonas Internas que en el margen norte constituido por las Zonas Externas. Estos sedimentos se encuentran afectados por sistemas de fracturas que no afectan a la Formación Guadix (Fig. A1.5), estando frecuentemente limitados lateralmente por una superficie de falla que queda fosilizada por los sedimentos fluviales suprayacentes.

### 2. UTS 2

Se trata del conjunto estratigráfico que más ampliamente aflora y que integra el mayor volumen de sedimentos continentales, resultado de la interrelación de varios sistemas sedimentarios con características sedimentarias particulares: un sistema de drenaje principal longitudinal o axial, un sistema transversal, responsable del depósito

de los sedimentos de la *Formación Guadix*, y un sistema de sedimentación lacustre, que corresponde con la *Formación Gorafe-Huélago* (Fig. A1.6A).

El sistema transversal se ha diferenciado en dos en función del área fuente, por un lado el *Sistema Transversal Subbético* (cuya área fuente fueron las Zonas Externas) y por otro lado el *Sistema Transversal Bético* (cuya área fuente fueron las Zonas Internas). En el medio de los dos, mediante cambio de facies, se localiza el *Sistema Longitudinal*, con sedimentos fluvio-lacustres (Fig. A1.6C). En el sector septentrional se advierte un claro desplazamiento de la línea axial de la cuenca, en un sentido SE-NW, hacia posiciones cada vez más próximas a los relieves Subbéticos, debido a la influencia mayor del Sistema Transversal Bético, y la coexistencia de áreas de sedimentación fluvial con áreas de sedimentación lacustre (Fig. A1.6B).

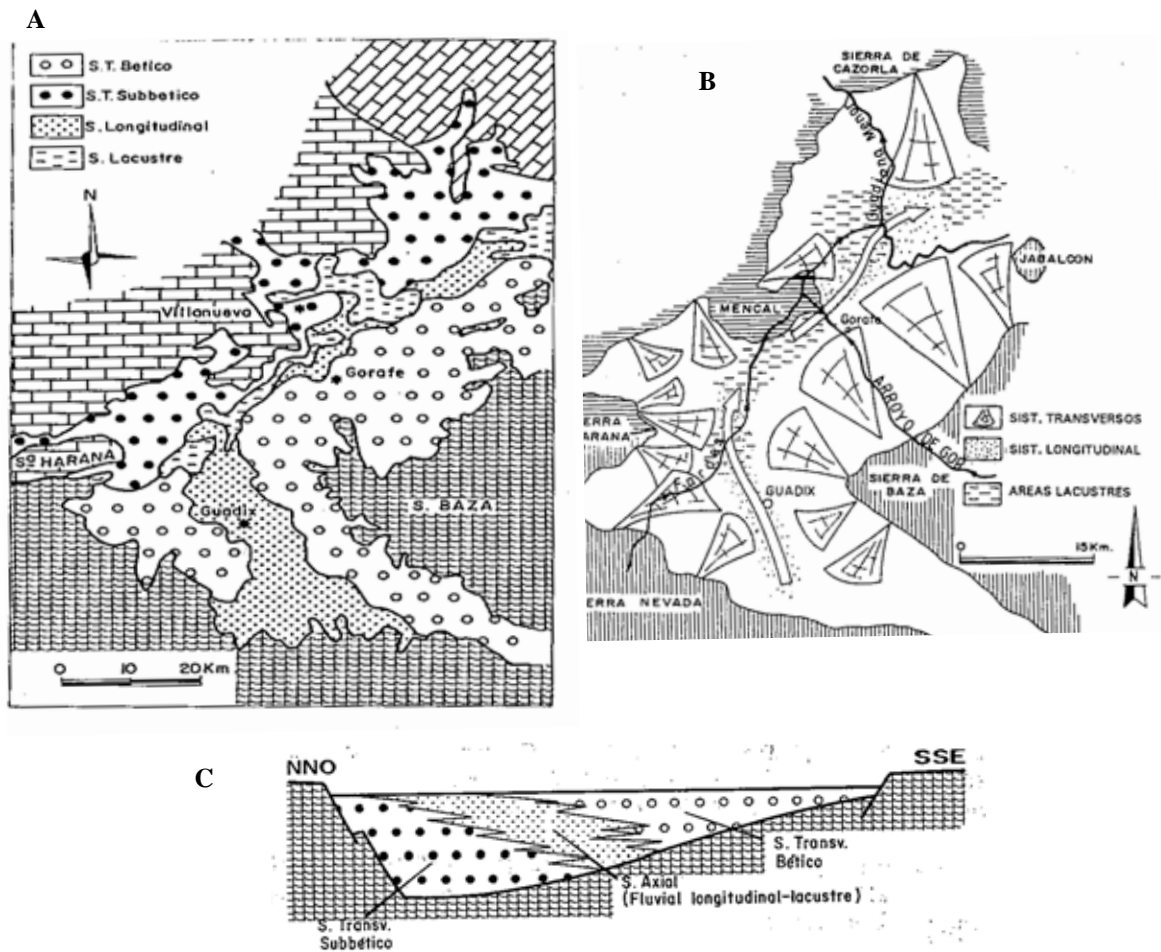


Fig. A1.6. **A:** Distribución cartográfica esquemática de los distintos sistemas sedimentarios diferenciados en la UTS2. **B:** Distribución esquemática de los sistemas sedimentarios diferenciados en la UTS2. **C:** Evolución del eje de la cuenca y posible geometría para la UTS2. (Viseras, 1991).

La mayoría de estudios previos han considerado a la cuenca de Guadix fundamentalmente endorreica (Vera, 1970a; Peña; 1975, 1979, 1985; García Aguilar, 1986; Fernández y Soria, 1986-1987; Arribas et al, 1988, etc.). Sin embargo, Viseras (1991) basándose en argumentos sedimentológicos y composicionales afirmó la existencia de un sistema fluvial longitudinal responsable, en determinados momentos, de un drenaje hacia la cuenca de Baza.

Los lagos de la cuenca de Guadix fueron mucho más esporádicos que el lago de la cuenca de Baza. Este hecho trajo consigo el depósito, tres veces mayor, de arcillas (paligorskita y montmorillonita), así como una mayor precipitación de sulfatos en la cuenca de Baza respecto a la de Guadix.

### 3. UTS 3

Abarca parte del Plioceno superior y el Pleistoceno. Dentro de esta unidad se incluyen parte de las *Formaciones Guadix* y *Gorafe-Huélogo*. Esta unidad se extiende en general por un área más amplia que la anterior, disponiéndose bien sobre ella, bien directamente sobre el basamento de la cuenca e incluso localmente sobre la UTS 1 (Fig. A1.6C). En esta UTS se ha diferenciado un término de gravas (3g), un término arenoso-limoso (3a) y un término lacustre con el predominio de calizas (3c) (Fig. A1.7). Durante el depósito de los materiales de esta unidad, se produjo coexistencia de ambientes fluviales y lacustres, con un esquema paleogeográfico equivalente al descrito en la UTS 2. Como consecuencia del carácter expansivo de la UTS 3, la pendiente de los abanicos de los sistemas transversales fue bastante más suave, debido a la mayor anchura de la cuenca. Un valle longitudinal muy amplio y con un fondo poco pendiente sería idóneo para la aparición de numerosas áreas deprimidas, susceptibles de ser asiento de pequeños e inestables lagos de poca profundidad.

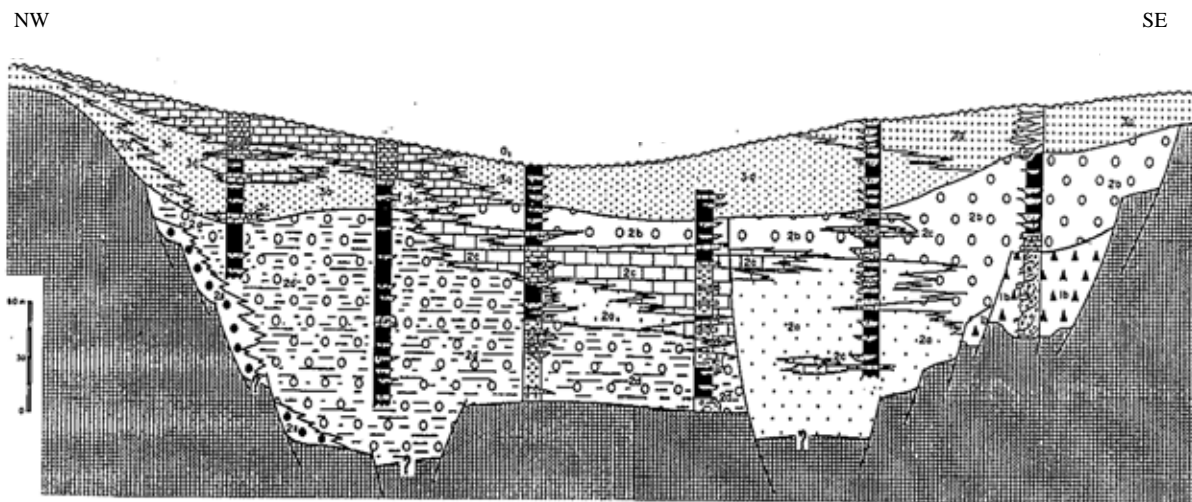


Fig. A1.7. Panel de correlación entre los términos establecidos dentro de las tres UTSs definidas de la cuenca de Guadix (Viseras, 1991).

La importante altitud de Sierra Nevada, afectada por precipitaciones relativamente elevadas en los periodos glaciares, induce a pensar en la existencia de un drenaje importante hacia la cuenca, que implicaría la aparición de un sistema longitudinal desarrollado de manera diferente según el período climático. Diferencias en el volumen de precipitaciones en ambos márgenes (topográficamente muy diferentes), contribuyeron a acentuar las diferencia entre el volumen de sedimentos aportados a la cuenca desde cada margen, llegando los sistemas transversales béticos a extenderse por toda la cuenca.

La UTS3 culmina con el depósito de un *nivel de colmatación* (Vera, 1970a), el cual se encuentra extendido por toda la cuenca, con potencias medias entre 2 y 5 m, con máximos de 30 m, en sectores marginales de la cuenca, y mínimos, de 1 m, hacia el centro de la cuenca. Este nivel constituye una unidad climatosedimentaria, interpretada

como derrubios de pie de monte (Viseras, 1991), que se depositaron durante la glaciación Würm, los cuales han sido preservados por la costra calcárea desarrollada en el periodo interglaciar posterior.

### ***La Cuenca de Baza***

Esta cuenca se encuentra limitada al Oeste y Este por materiales del complejo Alpujárride, pertenecientes a la Sierra de Baza y Sierra de las Estancias respectivamente, y al Sur por las estribaciones más noroccidentales de la Sierra de los Filábrides, donde afloran materiales del complejo Nevado-Filábride (Fig. 1.6).

Los materiales que la rellenan presentan edades comprendidas entre el Mioceno superior y el Cuaternario reciente. Estos materiales han sido estudiados por numerosos autores (Silvertop, 1834; Fallot et al., 1950, 1967; Colom, 1951; Birot y Solé, 1959; ...), destacan los trabajos de Vera (1969, 1970a y 1970b) quien diferenció dos grupos de materiales, uno de edad Mioceno y otro Plioceno-Cuaternario antiguo. A su vez dentro de los materiales Plio-Cuaternarios distinguió tres formaciones: la *Formación Guadix* (de origen fluvial), *Formación Baza* y *Formación Serón-Caniles* (ambas de origen marino). Posteriormente destacaron las aportaciones de numerosos investigadores (Maldonado, 1970; Peña, 1979, 1985; Vera et al., 1984; Cuevas et al., 1984; Soria et al., 1987; Alberdi et al., 1989a, 1989b; Bonadonna y Leone, 1989; Vera et al., 1984; Vera, 1991; Guerra-Merchán, 1990, 1992; Guerra Merchán y Ruiz-Bustos, 1991, 1992) centrados en la edad y medio de depósito de la *Formación Baza* y de la *Formación Caniles* (esta última descartada tras los estudios realizados por Vera et al. (1984) y Guerra-Merchán (1992) y la posible comunicación de la cuenca de Baza con el mar abierto a través del valle del Almanzora.

Actualmente, los estudios consideran que en el sector suroriental de la cuenca de Baza afloran dos unidades estratigráficas, separadas por una discordancia reconocible en toda la cuenca:

1. *Unidad Inferior.* Los afloramientos más característicos se encuentran en Bodurria (Fernández y Guerra-Merchán, 1996; García-García et al., 2000). Los materiales encontrados son brechas rojas aluviales que se encuentran rellenando las irregularidades del basamento (de 4-5 m), conglomerados litorales con ostreidos, lamelibranquios y bioconstrucciones arrecifales (5-10 m), y conglomerados y arenas que corresponden con depósitos de abanicos deltaicos, los cuales distalmente cambian a facies calcareníticas y margas arenosas grisáceas y amarillentas, que representan el depósito de la cuenca en el Mioceno superior (Fig. A1.8).

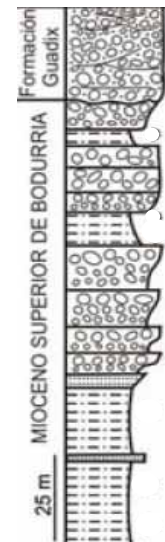


Fig. A1.8. Columna estratigráfica de los materiales marinos del afloramiento de Bodurria (Guerra-Merchán, 1992).



2. *Unidad Superior*. de edad Mioceno terminal-Pleistoceno medio. Se encuentra discordante sobre la Unidad Inferior y sobre el sustrato de la cuenca. Se trata de depósitos continentales pertenecientes a la *Formación Guadix* y la *Formación Baza* (Vera, 1970a), las cuales se encuentran relacionadas por un cambio de facies. Discordante sobre estas dos formaciones se encuentra el “nivel de colmatación” (Vera, 1970a).

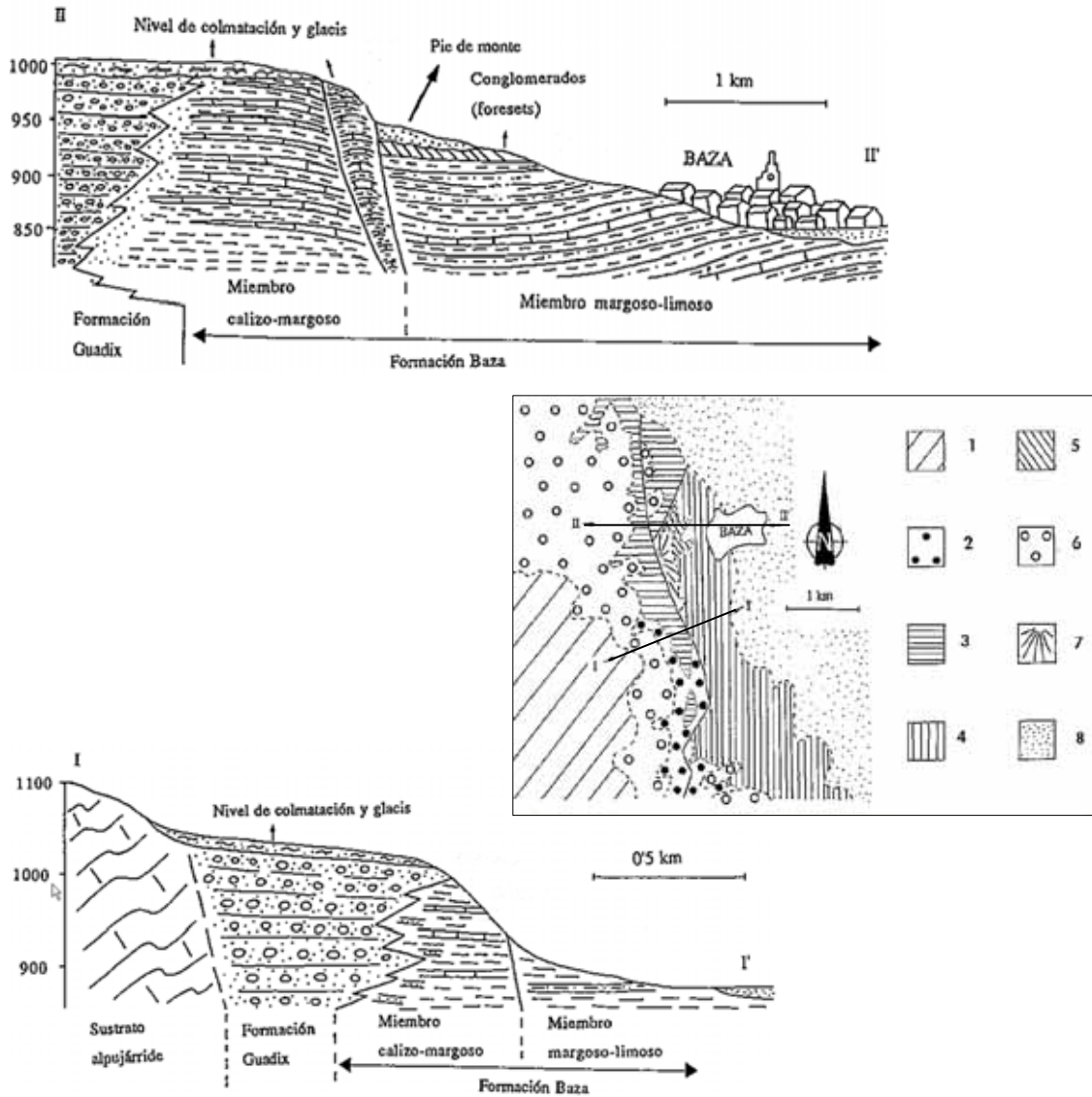


Fig. A1.9. Cartografía geológica en las proximidades de Baza y cortes geológicos que ilustran las relaciones entre los materiales del relleno continental. Donde 1: sustrato, 2: “Fm. Guadix”, 3, 4 y 5: “Fm. Baza” (3: miembro calizo-margoso, 4: miembro margoso-limoso y 5: conglomerados a techo del 4), 6: nivel de colmatación y glacis antiguo, 7: pie de monte reciente y 8: terrazas fluviales. (Guerra-Merchán, 1992).

La *Formación Guadix* aflora en los bordes de la cuenca y está compuesta por conglomerados, que hacia el centro de la cuenca intercalan niveles de arenas y lutitas, depositados en ambientes de abanicos aluviales. La *Formación Baza* aflora hacia el interior de la cuenca y se encuentra cubierta en su mayor parte por el “nivel de colmatación” y otros sedimentos aluviales más recientes. Está constituida fundamentalmente por margas, calizas, margocalizas, lutitas, yesos y niveles de lignitos. Su depósito tuvo lugar en un medio lacustre con variaciones en la lámina de agua y en

las condiciones de salinidad (Peña, 1979; Vera et al., 1984; Soria et al., 1987; Anadón et al., 1987; Anadón y Juliá, 1990). En esta formación se han diferenciado tres miembros en las proximidades de Baza (Guerra-Marchan, 1992), limitados los mismos por contactos tectónicos y que presentan una relación de cambio de facies con la *Formación Guadix* (Fig. A1.9).

-*Miembro calizo-margoso* (de 100 m de potencia máxima). Es el miembro más antiguo, caracterizado a muro por margas con intercalaciones de niveles carbonatados y niveles de lignitos con un incremento gradual de niveles calizos hacia techo, alternantes con margas amarillo-verdosas. Muchas de las secuencias presentan a techo calizas travertínicas que indican procesos de emersión. En la zona próxima al cambio de facies con la Formación Guadix son frecuentes las intercalaciones de arenas y gravas masivas.

-*Miembro margoso-limosos*, (de 50-75 m de espesor). Se encuentra formado por margas y limos con intercalaciones de carbonatos, arenas y niveles de lignitos, con conglomerados a techo.

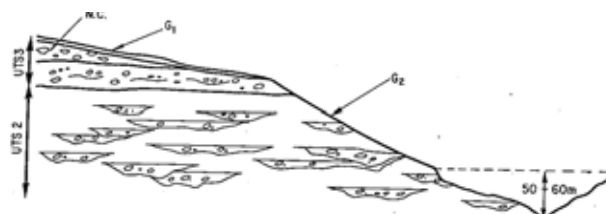
-*Miembro margoso-arenosos*, (de 40-50 m de espesor). Se encuentra constituido por margas limosas grises con intercalaciones de arenas y en menor proporción intercalaciones de carbonatos y conglomerados con bases canalizadas, que hacia el centro de la cuenca pasan a margas amarillas con delgados niveles de yeso.

Al igual que en la cuenca de Guadix, en la cuenca de Baza se ha diferenciado un *Nivel de Colmatación* (de edad similar al definido en la cuenca de Guadix) que se sitúa de forma discordante sobre las dos formaciones anteriormente descritas (Fig. A1.9). Este nivel caracteriza los últimos depósitos del relleno de la cuenca, con anterioridad al inicio del encajamiento de la red fluvial actual. Se trata de conglomerados más o menos cementados, de origen aluvial, que a techo suelen presentar una costra calcárea, que se relaciona con el desarrollo de un glacis antiguo posterior a su formación. Estos materiales se encuentran afectados por fallas recientes (Guerra-Merchán y Serrano, 2007).

### -DEPÓSITOS RECIENTES

Estos depósitos están ligados a la etapa holocena, con el cese de la sedimentación generalizada e inicio del encajamiento de la red fluvial actual, etapa en la que no existió un ambiente eminentemente deposicional dentro de la cuenca. Los depósitos se agrupan en: *Glacis Antiguo* (G1) y *Glacis Reciente* (G2) (Fig. A1.10).

Fig. A1.10. Disposición geométrica del Nivel de Colmatación (NC), del Glacis Antiguo (G1) y del Glacis Reciente (G2). (Viseras, 1991).



El *Glacis Antiguo* se extiende por todo el ámbito de la cuenca. Presenta una superficie de perfil parabólico, con pendiente de 6,6% en las proximidades de los principales relieves, de 3,5-4% en la mayor parte de la cuenca y de 2% en las zonas interiores de dicha cuenca. A su vez se encuentra caracterizado por una costra calcárea de 0,5-1,5 m de espesor. Para muchos investigadores su génesis se relaciona con el nivel de colmatación, sin embargo, Viseras (1991) lo considera genéticamente independiente.

El *Glacis Reciente*, es un término que hace alusión a la superficie descrita por Vera (1970a) como “*Cuaternario Reciente*”, por Peña (1979) como “*Glacis Reciente*” y por Estévez et al. (1976) como “*Glacis Moderno*”. Esta superficie está mejor conservada en la cuenca de Baza, mientras que en el resto ha sido erosionada. El sedimento que se reconoce es de tipo brechoide poco cementado, con espesor variable entre unos dm y 1,5 m. Normalmente presenta pendiente más acusada que el glacis anterior, de hasta el 24%. Su origen se atribuye a un momento de detención o ralentización en la velocidad de encajamiento de la red fluvial sobre los sedimentos de la cuenca (Fig. A1.10).

Otros depósitos recientes son las *Terrazas Fluviales*, éstas se encuentran en los valles de los principales ríos de la cuenca y llegan a representar importantes acumulaciones de sedimentos.

## **A1.2. COLUMNAS LITOLÓGICAS DE SONDEOS**

(Base de Datos del IGME y CHG)

## **ANEXO 2**





Tabla A.2.1. Estaciones utilizadas para el completado de series por media aritmética.

Estación Completada	Estaciones Usadas	Estación Completada	Estaciones Usadas
5012	5038, 5039, 5085, 5050, 5051	5166A	5165, 5163, 5263, 5266, 5154A, 5132, 5089
5038	5039, 5085, 5142	5215	5034E, 5156, 5039, 5038, 5053E, 5089
5044	5047A, 5046, 5044E, 6346, 5076, 5092E, 5134	5262B	5263, 5266, 5165, 5166A, 5132, 5118
5044E	6347, 6346, 5044, 6351,	5263	5266, 5262B, 5165, 5166A, 5255, 5163, 5132, 5518
5047A	5044, 5046, 5092E, 5076	5266	52635262B, 5165, 5166A, 5255, 5163, 5132, 5518
5051	5050, 5053E, 5071, 5068	5509	5506, 5502, 5510, 5501, 5514, 5520, 5517
5053E	5050, 5051, 5089, 5083	5510	5502, 5509, 5514, 5520, 5506, 5501, 5517
5064E	5060, 5065, 5071	5514	5510, 5520, 5502, 5517, 5518, 6249
5065	5071, 5064E, 5073, 5071E, 5076	5518	5517, 5520, 6250, 6249, 5514,
5069	5068, 5050, 5051, 5071E, 5064E	5520	5517, 5518, 5514, 6249, 6250
5071	5071E, 5069, 5064E, 5051, 5068	5531	5544, 5131, 5536I, 5545E, 5541, 5132, 5510, 5520, 5514
5071E	5071, 5069, 5064E, 5051, 5050	5536I	5545E, 5541, 5531, 5544, 5510, 5520, 5514, 5518
5073	5065, 5061, 5083, 5064E, 5071E, 5076	5541	5509, 5510, 5545E, 5536I, 5514, 5520, 5517, 5518
5076	5083, 5073, 5092E	5544	5131, 5531, 5536I, 5545E, 5541, 5262B, 5132, 5520, 5514
5077	7185, 5065, 6355, 6363, 5064E, 7185	5545E	5541, 5536I, 5531, 5544, 5510, 5520, 5514, 5518
5083	5076, 5092E, 5073, 5065, 5089, 5134	6224	6225, 6282, 6234, 6236, 6247, 6258
5089	5085, 5142, 5053E, 5039	6225	6224, 6282, 6234, 6236, 6247, 6258
5092E	5076, 5083, 5098, 5047A, 5046, 5044, 5089	6234	6236, 6224, 6225, 6282, 6247, 6246, 6258
5098	5125, 5092E, 5134, 5076, 5046	6236	6246, 6247, 6234, 6224, 6225, 6282, 6258, 6253
5101	5102, 5112A, 5112, 5108, 5109, 5110, 6279	6246	6247, 6258, 6236, 6253
5102	5101, 5112A, 5112, 5120, 6279, 6307	6249	6250, 5517, 5518, 6253
5108	5109, 5110, 6279, 6307, 5112A, 5112, 5102	6250	6249, 5517, 5518, 6253
5109	5108, 5110, 5112, 5112A, 6279, 5102, 6307	6253	6249, 6250, 6258, 5518, 5517
5110	5109, 5108, 5112A, 5112, 6279, 6307	6258	6253, 6246, 6248, 6250, 6249
5112	5112A, 5110, 5109, 5102, 6279, 5108, 6307	6279	6307, 6308, 6309
5112A	5112, 5110, 5109, 5101, 5102, 6279, 6307, 6308	6282	6224, 6225, 6234, 6236, 6247, 6258
5115	5116, 5118, 5120, 5101, 5102, 5110, 5108, 5132, 5112A	6305	6301, 6303, 6310, 6312
5116	5115, 5118, 5120, 5102, 5112A, 5132, 5108	6307	6308, 6309, 6310, 6312, 5112A
5118	5116, 5115, 5120, 5102, 5112A, 5132, 5101, 5108	6308	6309, 6307, 6310, 6312, 5112A
5120	5118, 5116, 5102, 5110, 5108, 5112A, 5132, 5112	6309	6308, 6307, 6310, 6312, 5112A
5125	5124, 5096, 5098, 5046, 5092E, 5102, 5112A	6350	6351, 6356, 6359, 6348, 6346, 6364, 5044E, 5044, 7194, 5076
5131	5132, 5531, 5544, 5120, 5118, 5536I, 5545E, 5262B, 5520, 5514	6351	6350, 6356, 6348, 6359, 6346, 6364, 7194, 5076
5132	5131, 5531, 5544, 5120, 5118	6355	6363, 7187A, 5077, 6364, 6359, 6365E, 7185, 7194
5134	5089, 5138, 5132	6364	6363, 6365E, 6355, 6359, 6356, 6350
5138	5149, 5154A, 5163, 5165, 5166A, 5262B, 5132, 5134	6365E	6355, 6363, 6364, 7187A, 7185
5142	5039, 5038, 5134, 5085, 5215, 5089, 5034E	7045	7045A, 7056, 7051, 7054
5149	5138, 5154A, 5163, 5165, 5166A, 5263, 5262B, 5134	7051	7056, 7045A, 7045, 7054
5154A	5163, 5165, 5166A, 5149, 5138	7185	7194, 7187A, 5060, 5077, 5064E
5156	5215, 5163, 5154A, 5034E	7187A	7194, 5077, 7185, 5065
5163	5165, 5166A, 5154A, 5266	7194	7185, 7187A, 5077, 5060, 5064E
5165	5166A, 5163, 5263, 5266, 5154A		

Tabla A.2.2. Resultados obtenidos para el completado de las series pluviométricas por regresión lineal.

Estación Completada	Estación Base	Coefficiente de Correlación	Ecuación
5012	7045A	0.92	$y = 1,2343x + 1,1578$
5038	5039	0.96	$y = 0,9113x + 4,416$
5044E	5044	0.81	$y = 0,9837x + 6,8913$
5047A	5076	0.83	$y = 1,0242x + 6,0632$
5051	5063E	0.95	$y = 0,8907x + 0,5878$
5065	5071E	0.86	$y = 0,9808x + 1,6281$
5069	5051	0.83	$y = 0,744x + 5,412$
5071	5064E	0.83	$y = 0,7558x + 7,0363$
5071E	5051	0.82	$y = 0,5899x + 5,5104$
5076	5064E	0.82	$y = 0,7402x + 7,3446$
5077	5064E	0.82	$y = 0,8582x + 5,9032$
5083	5053E	0.88	$y = 0,6325x + 1,8712$
5092E	5098	0.71	$y = 0,9201x + 2,4188$
5098	5047A	0.85	$y = 0,7331x + 3,1084$
5101	6225	0.83	$y = 0,5943x + 9,4855$
5102	5518	0.82	$y = 0,5697x + 7,5132$
5108	5112A	0.82	$y = 1,0452x + 2,7266$
5109	5112A	0.83	$y = 0,954x + 3,8428$
5110	5112A	0.81	$y = 1,0603x + 2,032$
5112	5112A	0.80	$y = 0,9396x - 0,1946$
5112	5109	0.81	$y = 0,8253x + 0,6162$
5112A	5124	0.85	$y = 0,6876x + 2,0758$
5115	7054	0.84	$y = 0,7565x + 0,478$
5116	5518	0.86	$y = 0,794x + 5,6121$
5118	5262B	0.81	$y = 0,6466x + 4,937$
5120	5112A	0.84	$y = 0,8979x + 1,7156$
5125	5112A	0.84	$y = 0,8318x + 3,1157$
5131	5166A	0.88	$y = 0,8484x + 1,4872$
5132	5520	0.83	$y = 0,6672x + 6,7309$
5134	5038	0.82	$y = 0,475x + 5,0264$
5138	5154A	0.90	$y = 0,8108x + 5,1673$
5142	5039	0.92	$y = 0,5899x + 4,2335$
5149	5166A	0.87	$y = 0,8884x + 2,2648$

Estación Completada	Estación Base	Coefficiente de Correlación	Ecuación
5154A	5163	0.92	$y = 0,9245x + 1,615$
5156	5215	0.94	$y = 0,9128x + 1,7369$
5163	5154A	0.92	$y = 0,9273x + 3,9133$
5165	5166A	0.99	$y = 1,0268x + 0,3852$
5166A	5165	0.99	$y = 0,9621x + 0,2405$
5215	5156	0.94	$y = 0,9665x + 3,8944$
5262B	5165	0.93	$y = 0,7683x - 0,8814$
5263	5166A	0.93	$y = 0,7993x + 2,3354$
5266	5166A	0.89	$y = 0,6596x + 2,8052$
5509	5520	0.89	$y = 1,5496x + 6,2835$
5510	5520	0.93	$y = 1,026x + 1,0564$
5514	5520	0.99	$y = 0,9269x + 1,2201$
5531	5166A	0.88	$y = 0,8416x + 0,1265$
5536I	5520	0.89	$y = 1,4914x + 3,3179$
5541	5520	0.93	$y = 1,232x + 2,6444$
5544	5520	0.89	$y = 1,2762x + 5,9146$
5545E	5520	0.91	$y = 1,4643x + 5,7388$
6224	6225	0.96	$y = 1,1512x + 0,7468$
6236	6225	0.94	$y = 1,273x + 1,5793$
6253	6258	0.96	$y = 0,8159x + 4,7866$
6279	6282	0.94	$y = 0,8614x + 5,489$
6282	6225	0.94	$y = 1,0057x + 3,2415$
6305	6312	0.87	$y = 0,7038x + 2,7871$
6305	6310	0.84	$y = 0,6097x + 2,1127$
6309	6308	0.94	$y = 0,7702x + 3,2133$
6350	5044	0.83	$y = 1,4471x - 2,8456$
6351	5044	0.82	$y = 1,0799x - 1,5575$
6356	6359	0.84	$y = 0,8661x + 7,6626$
6364	7194	0.80	$y = 0,5912x + 1,4745$
7045	7045A	0.99	$y = 0,9603x + 1,9744$
7185	5060	0.83	$y = 0,9165x + 6,0338$
7187A	6355	0.88	$y = 0,7708x + 3,3324$
7194	6355	0.85	$y = 1,0512x + 4,3979$

Tabla A.2.3. Estaciones meteorológicas en las que se han detectado errores sistemáticos y accidentales, junto con los factores de corrección utilizados.

ESTACIÓN	AÑO	ERROR	
		SISTEMÁTICO	ACCIDENTAL
5012	1985	1,12	
5012	1988		+956,8
5012	1991		+403,3
5038	1979	0,86	
5038	1996	0,91	
5044	1980		+82,3
5044E	1977		+153,2
5044E	1982		+189,1
5044E	1995		-433,2
5047A	1985	0,85	
5047A	1992	1,24	
5051	1977	1,42	
5064E	1991	0,69	
5064E	1995	1,63	
5065	1982	1,11	
5065	1991		-126,7
5068	1983	1,10	
5068	1988		-184,5
5069	1977	1,19	
5069	1987	1,24	
5069	1988		-309,8
5069	1993		+135,2
5069	1995		+359,6
5069	1997		+160,0
5071	1976		+122,9
5071	1987	1,26	
5071	1992	0,63	
5071	1995		+57,1
5071	1995	1,3	
5071	1997		+79,1
5071E	1988		-144,3
5071E	1989		-246,9
5077	1984	0,69	
5077	1990	1,28	
5077	1997	0,84	
5083	1985	0,82	
5089	1979	1,25	
5089	1980		-239,1
5089	1989	0,68	
5092E	1991		+226
5092E	1993		-368,2
5102	1975		-220,8
5102	1995	1,38	
5108	1990	1,22	
5110	1983	1,14	
5110	1983		-76,1
5110	1986		-109,5
5110	1986	0,76	
5110	1990	0,74	
5110	1995	1,21	
5110	1996		-110,3
5112	1989		-62,7
5112	1989	0,88	
5112	1996		-179,4
5112A	1980		-197,5
5112A	1980	0,79	
5112A	1983	1,42	
5112A	1997		-154,3
5115	1981	0,87	
5115	1989		+142,8
5115	1993	0,82	
5115	1995		-195,2
5116	1978	0,84	
5116	1987	0,71	
5116	1990	1,5	
5116	1991		+215,6
5118	1979		+237,1
5118	1985	0,73	
5118	1991	1,35	
5125	1976		-148,6
5125	1978		-143,9
5125	1983		-180,3
5125	1990	1,18	
5125	1996		-184,4
5131	1979	0,88	
5131	1986	0,85	
5132	1980	0,88	
5132	1991		-110,5
5134	1981	0,90	
5134	1982		-290,3
5142	1989	1,22	
5154A	1986	1,09	
5154A	1998	0,84	
5156	1986	1,09	
5156	1988		+240,7
5163	1989	0,88	
5215	1984	1,09	
5215	1985		+241,7
5262B	1983	0,88	
5262B	1990	1,19	
5263	1980		+215,4
5509	1976		-414,8
5509	1984		-500,2
5509	1985		-345,6
5510	1986	0,73	
5510	1992	1,39	
5514	1985	0,94	
5514	1989		+249,2
5518	1985	0,84	
5518	1989		+253,2
5518	1995	1,19	
5520	1981	1,14	
5520	1987	0,73	
5520	1995	1,22	
5531	1980	0,87	
5536I	1981	0,91	
5536I	1992	0,90	
6225	1979	0,69	
6225	1981	1,38	
6225	1989		-163,9
6225	1990		-77,4
6234	1982	0,94	
6234	1997	0,87	
6246	1997	0,76	
6246	1999		-141,6
6279	1987	1,27	
6305	1986	1,76	
6305	1990	0,72	
6307	1984		+112,3
6307	1985		+155,7
6308	1988		-179,2
6308	1989		-273,8
6308	1995	1,17	
6309	1983	0,77	
6309	1986	1,67	
6309	1993	0,84	
6350	1984	1,26	
6350	1986		+176,3
6350	1992	0,83	
6351	1979	0,87	
6351	1982		-256,5
6351	1986	1,71	
6351	1991	0,80	
6365E	1979	1,43	
6365E	1985		+87,9
6365E	1994	0,83	
7185	1980	0,79	
7185	1989		+165,2
7185	1990		+145
7194	1995	1,07	
7194	1996		-237,1
7194	1998		-184,3

Tabla A.2.4. Valores obtenidos de la aplicación del método no paramétrico de Mann-Kendall para el período 1975-2002.

Nº Estación	Test Z	$\alpha$	Q	B
5044	1,24	>0,1	2,280	265,45
5012	-0,81	>0,1	-7,524	1320,93
5038	-0,69	>0,1	-2,384	626,45
5044E	0,97	>0,1	2,164	327,78
5047A	0,26	>0,1	0,784	400,80
5051	-0,38	>0,1	-1,999	482,62
5053E	-0,61	>0,1	-2,613	510,66
5064E	0,30	>0,1	0,859	272,22
5065	0,77	>0,1	1,648	298,35
5069	-0,26	>0,1	-0,885	488,71
5071	-0,18	>0,1	-0,317	298,57
5071E	-0,57	>0,1	-1,159	322,85
5073	0,69	>0,1	1,680	245,09
5076	-0,02	>0,1	-0,197	284,13
5077	0,57	>0,1	1,243	258,18
5083	0,69	>0,1	1,556	251,62
5089	-1,01	>0,1	-3,140	503,83
5092E	-0,57	>0,1	-1,560	322,18
5098	0,87	>0,1	1,234	290,07
5101	0,53	>0,1	2,508	394,55
5102	0,45	>0,1	1,912	411,15
5108	-0,34	>0,1	-1,067	403,11
5109	0,53	>0,1	1,493	336,05
5110	0,89	>0,1	2,788	254,28
5112	0,61	>0,1	0,900	239,48
5112A	0,49	>0,1	1,305	292,93
5115	0,14	>0,1	0,388	365,63
5116	0,45	>0,1	2,156	460,94
5118	-0,38	>0,1	-1,661	404,11
5120	0,30	>0,1	0,916	262,93
5125	0,93	>0,1	2,240	264,59
5131	-0,18	>0,1	-0,988	477,94
5132	-0,14	>0,1	-0,519	320,99
5134	-1,13	>0,1	-2,386	386,82
5138	0,10	>0,1	0,541	387,38
5142	-1,01	>0,1	-4,317	574,58
5149	-0,57	>0,1	-1,432	548,04
5154A	-0,08	>0,1	-0,057	362,18
5156	-0,77	>0,1	-4,848	615,30
5163	-0,73	>0,1	-2,879	445,57
5165	-0,65	>0,1	-3,389	634,45

Nº Estación	Test Z	$\alpha$	Q	B
5166A	-0,57	>0,1	-3,028	614,36
5215	-0,34	>0,1	-1,402	570,23
5262B	-0,81	>0,1	-3,570	507,41
5263	0,14	>0,1	0,531	463,67
5266	-0,65	>0,1	-2,968	441,40
5509	0,41	>0,1	1,912	553,04
5510	-0,57	>0,1	-1,507	431,56
5514	0,10	>0,1	0,324	341,60
5518	-0,65	>0,1	-2,863	586,40
5520	0,34	>0,1	1,139	358,35
5531	-0,10	>0,1	-0,674	495,26
5536I	0,02	>0,1	0,290	538,18
5541	-0,38	>0,1	-2,164	513,96
5544	-0,18	>0,1	-1,429	567,12
5545E	-0,53	>0,1	-1,348	602,23
6224	0,14	>0,1	1,424	545,15
6225	-0,65	>0,1	-2,610	543,08
6234	0,02	>0,1	0,291	543,10
6236	-0,30	>0,1	-2,412	707,26
6246	-0,38	>0,1	-1,587	579,92
6249	-0,14	>0,1	-0,626	376,56
6250	-0,20	>0,1	-0,646	400,85
6253	-0,30	>0,1	-1,126	462,57
6258	-0,18	>0,1	-0,631	487,02
6279	-0,49	>0,1	-2,214	637,26
6282	-0,26	>0,1	-0,988	562,68
6305	-0,85	>0,1	-1,182	236,63
6307	-0,38	>0,1	-1,760	679,90
6308	-0,81	>0,1	-4,852	717,08
6309	-0,89	>0,1	-2,632	494,83
6350	0,49	>0,1	1,936	337,16
6351	0,57	>0,1	2,404	268,04
6355	-0,14	>0,1	-0,517	337,30
6364	-0,26	>0,1	-0,347	232,48
6365E	0,38	>0,1	0,811	193,61
7045	-0,73	>0,1	-6,174	918,86
7051	-1,68	0,1	-11,459	1062,77
7185	0,69	>0,1	1,524	314,81
7187A	-0,22	>0,1	-0,606	309,52
7194	0,45	>0,1	1,970	350,43