

Departamento de Geodinámica
Universidad de Granada

**HIDROGEOLOGÍA DE LOS ACUÍFEROS KÁRSTICOS DE LAS
SIERRAS DE PEGALAJAR Y MOJÓN BLANCO (JAÉN)**

Memoria presentada por Antonio González Ramón para optar al grado de Doctor

Fdo. Antonio González Ramón

Vº.Bº. Los directores

Fdo. Manuel López Chicano

Fdo. Juan Carlos Rubio Campos

Granada, junio de 2007

A la memoria de mis padres

A Chelo, Elena e Irene

*...Más difícil, más recogido y silencioso es el menester
de horadar la piedra opaca bajo la cual serpentean
las venas de mercurio, entender a fuerza de paciencia
la cifra de cada fuente, guardar en noches de luna
penetrante una vigilia enamorada junto a los vasos
imperiales, hasta que de tanto susurro verde, de
tanto gorgotear como de flores, vayan naciendo las
direcciones, las confluencias, las otras calles, las vivas...
...Después se irá viendo cómo en esta mano de mármol
desollado las venas vagan armoniosas, por placer de
aguas, por artificio de juego, hasta poco a poco acercarse,
confluir, enlazarse, crecer a arterias, derramarse duras
en la plaza central donde palpita el tambor de vidrio
líquido, la raíz de copas pálidas, el caballo profundo,
y ya sabremos donde está, en que napa de bóvedas
calcáreas, entre menudos esqueletos de lémur, bate
su tiempo el corazón del agua...*

JULIO CORTAZAR

RESUMEN

Las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco constituyen un modelo de acuífero carbonático karstificado, estructuralmente complejo, y con gran complicación en las pautas de circulación del agua subterránea. Se trata de un acuífero de moderada dimensión situado en la provincia de Jaén, cerca de su capital, que tradicionalmente ha sido utilizado para abastecimiento de agua potable a los núcleos urbanos que se sitúan en su entorno. La explotación de sus recursos, debido a su modesta extensión, ha afectado a sus principales manantiales de descarga, en especial al denominado manantial de La Reja, situado en el centro del casco urbano de Pegalajar y emblemáticamente ligado al mismo. La conflictividad social generada por esta causa provocó en su día que se iniciasen los trámites para la declaración de sobreexplotación del acuífero, culminada recientemente con la elaboración del Plan de Ordenación de Extracciones.

El acuífero ha sido objeto de numerosas actuaciones tanto encaminadas a la explotación de sus recursos como a la investigación geológica-hidrogeológica en sentido estricto. Sin embargo, debido a la gran complejidad existente y a un enfoque sectorial de estas investigaciones, han persistido a lo largo del tiempo numerosas incógnitas en su funcionamiento hidrogeológico.

Consta de dos afloramientos calcáreos relacionados entre sí, ambos constituidos por materiales carbonáticos cretácicos: la Serrezuela de Pegalajar y la Sierra de Mojón Blanco. La Serrezuela está estructurada por un anticlinal asimétrico y una morfología alargada según el eje de la estructura. El afloramiento de la Sierra de Mojón Blanco, más extenso, se superpone al anterior por su borde occidental a causa de la presencia de una falla inversa.

Los datos geológicos y piezométricos proporcionados por los sondeos que se sitúan en ambos afloramientos demuestran la existencia de comunicación hídrica entre ellos con una zona saturada cuyo nivel piezométrico se encuentra a cotas en torno a 800 m s.n.m. Esta zona saturada tiene como principal punto de descarga el manantial de la Reja y a su zona de influencia la he denominado como "Sector del Estanque de Pegalajar". La información piezométrica también indica la existencia de otra zona saturada con el nivel piezométrico situado a cotas considerablemente inferiores, en torno a 600 m s.n.m., que ocupa el flanco noroccidental del anticlinal que conforma la

Serrezuela de Pegalajar. Esta zona no presenta ningún punto importante de descarga claramente asociado a ella, sin embargo los datos piezométricos hacen sospechar su posible relación con los manantiales situados en el entorno del núcleo de La Guardia que se encuentran en la margen contraria del río Guadalbullón; el río más importante y caudaloso de la región. Por esta razón he denominado a la zona de influencia de esta zona saturada como "Sector de La Guardia". A partir de los datos suministrados por el seguimiento piezométrico en los sondeos de este flanco, y por los ensayos de bombeo realizados, también parece deducirse la existencia de una descarga oculta procedente del sector del Estanque de Pegalajar hacia el sector de La Guardia.

En el borde oriental del afloramiento de la Sierra de Mojón Blanco se sitúa otro punto de descarga importante, el manantial de Los Charcones, a una cota por encima de 1040 m s.n.m. Este manantial se ha interpretado tradicionalmente como una de las descargas principales de la Sierra de Mojón Blanco, sin embargo, debido a características tales como la situación y cota del punto de surgencia se deduce una relación más probable con el vecino acuífero jurásico de Almadén.

Para tratar de confirmar el esquema de funcionamiento hidrogeológico que plantea el estudio de la piezometría se ha llevado a cabo una investigación exhaustiva de las características hidroquímicas e isotópicas del agua subterránea en el acuífero cretácico, y se ha comparado con las características de las aguas de los acuíferos vecinos. Dentro del acuífero cretácico se ha estudiado el estado de saturación de sus aguas en los minerales más importantes y se ha planteado un modelo de evolución hidrogeoquímica del agua subterránea. Este modelo ha sido evaluado con la ayuda del programa PHREEQC. El estudio hidroquímico e isotópico apunala el esquema de funcionamiento hidrogeológico deducido de los datos piezométricos.

Finalmente, se ha realizado una evaluación de los recursos hídricos subterráneos mediante el balance del agua en el suelo y el balance de cloruros, utilizando como datos de partida los obtenidos en el estudio climático realizado. El balance es coherente con el esquema de circulación hídrica propuesto.

AGRADECIMIENTOS

Desde que proyectamos, en 1999, la elaboración de esta tesis doctoral hasta que he podido culminarla han pasado ocho largos años. En todo este tiempo he ido acumulando favores de muchas personas que desinteresadamente me han ofrecido su colaboración.

En primer lugar agradezco a mis dos tutores su apoyo y ayuda en la elaboración del trabajo. Al Dr. Manuel López Chicano le debo sus sabias correcciones, que han contribuido notablemente a mejorar la forma de enfocar los resultados obtenidos y la redacción del texto. Al Dr. Juan Carlos Rubio Campos, mi otro tutor, compañero de trabajo, le agradezco la ayuda prestada en todo momento y su confianza en mí. Igualmente agradezco sus observaciones y correcciones al texto de la tesis.

Extiendo mi agradecimiento a todos mis compañeros de oficina, con los que comparto mis horas de trabajo. Agradezco particularmente su ayuda al Dr. Juan Antonio Luque Espinar, por sus consejos sobre la forma de encauzar el tratamiento de los datos de fracturación. Alberto Izquierdo del Arco, que fue becario en la oficina durante dos años, me acompañó varios fines de semana a la recogida de muestras en campo y me ayudó a la elaboración de la topografía y exploración de las cuevas de los Murciélagos y Hoyo de la Sierra; su ayuda fue de gran valor por lo que le estoy muy agradecido. A José Antonio Navarro García y Jorge Jiménez Sánchez por su ayuda en los aforos del río Guadalbullón. Al Dr. Francisco Roldán García, "Curro", por su revisión del capítulo dedicado a geología. A Tomás Peinado Parra que lleva actualmente el control del sensor de la Barrena.

A mis buenos amigos Javier Gollonet Fernández de Trespalacios y Sergio Martos Rosillo. Con Javier he compartido muchas horas de trabajo y de discusiones sobre éste y sobre otros muchos acuíferos. Su impecable labor en todos los trabajos que abordó en estas sierras ha sido importantísima para alcanzar un conocimiento aceptable del acuífero. A Sergio le agradezco su amor e interés por la hidrogeología que me hace aprender constantemente en cada conversación que mantenemos. Hemos coincidido en el tiempo en la elaboración de nuestras respectivas tesis, y esto nos ha permitido discutir muchos aspectos sobre como abordar los problemas comunes que se nos han ido planteando. Le deseo que termine pronto la suya y que consiga la estabilidad que busca en el IGME, se la merece sobradamente.

Agradezco al IGME, organismo en el que trabajo, su confianza en mí y la colaboración que me ha prestado en todo momento. Personalizo en la persona del Dr. Juan Antonio López Geta, al frente de la Dirección General de Hidrogeología y Aguas Subterráneas este agradecimiento.

A los técnicos de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir de las provincias de Jaén y Granada agradezco su ayuda prestada. En especial envío un abrazo a Leopoldo Mittelbrun, recientemente jubilado, que trabajó durante muchos años en este acuífero. Sin su labor en la recopilación de datos piezométricos sencillamente no habría sido posible la realización de este trabajo. El hueco que deja en Confederación en Granada será difícil de rellenar. También agradezco a José Primitivo la información suministrada y su buena predisposición a cualquier cosa que le he pedido. Aprovecho estas líneas para recordar a Manuel del Valle, hidrogeólogo pionero y gran conocedor de la zona cuyos atinados informes me han servido de gran ayuda.

Agradezco a los ayuntamientos de Mancha Real, Pegalajar y La Guardia la ayuda prestada en todo momento, si bien tengo que recordar especialmente en primer lugar a Luis Linares, encargado del abastecimiento de Mancha Real en los primeros años de trabajo, que me prestó su ayuda siempre que se la solicité. Posteriormente el suministro del agua a Mancha Real paso a ser gestionado por la empresa Aguas Jaén, que está realizando una gran labor en la actualidad. Personalizo mi agradecimiento en Paula, que siempre nos atendió magníficamente a pesar de las molestias que les hemos causado. No puedo olvidar a mi amigo Miguel Rosales Peinado, su llegada al frente de Aguas Jaén en la diputación provincial ha supuesto una importante mejora en su gestión, especialmente en lo que respecta a Mancha Real, donde el control del agua subterránea que se está haciendo actualmente es un modelo que debería copiarse en muchos otros núcleos de España.

Agradezco también al encargado del control de la gestión de la Urbanización del Santo Reino, en el término de La Guardia, su ayuda para la recogida de muestras. Igualmente a los encargados de la gestión de ayuntamiento de Pegalajar y del de La Guardia.

Al Dr. Bartolomé Andreo Navarro agradezco el informe emitido para la aceptación de la tesis por la Comisión de Doctorado de la Universidad de Granada.

Dedico la tesis a Chelo, mi mujer, y a Elena e Irene, mis hijas, a quienes les pertenecía verdaderamente el tiempo que he dedicado a esta investigación. Espero poder compensarlas a partir de ahora.

Finalmente quiero recordar a mis padres ambos fallecidos antes de la finalización de la tesis, a ellos les dedico un recuerdo emocionado.

ÍNDICE GENERAL

	<u>Pág.</u>
CAPÍTULO I. Introducción	3
1 <u>INTRODUCCIÓN</u>	3
2 <u>OBJETIVOS Y PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN</u>	5
3 <u>METODOLOGÍA</u>	8
4 <u>SITUACIÓN, LÍMITES Y CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA</u>	11
4.1 <i>CONTEXTO GEOGRÁFICO</i>	11
4.2 <i>ASPECTOS SOCIOECONÓMICOS</i>	15
CAPÍTULO II. Contexto geológico	21
1 <u>ANTECEDENTES Y LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA</u>	21
2 <u>ESTRATIGRAFÍA</u>	26
2.1 <i>MATERIALES PREBÉTICOS</i>	26
2.2 <i>MATERIALES NEÓGENOS Y CUATERNARIOS</i>	27
3 <u>TECTÓNICA</u>	30
4 <u>ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS</u>	31
4.1 <i>GENERALIDADES</i>	31
4.2 <i>FORMAS EXOKÁRSTICAS</i>	35
4.3 <i>FORMAS ENDOKÁRSTICAS</i>	36
4.4 <i>CRONOLOGÍA DE LA KARSTIFICACIÓN</i>	40
CAPÍTULO III. Climatología	45
1 <u>ESTUDIOS PREVIOS</u>	45
2 <u>CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GENERALES</u>	46
3 <u>ESTUDIO DE LA PRECIPITACIÓN</u>	47
3.1 <i>DATOS UTILIZADOS Y SU TRATAMIENTO</i>	47
3.2 <i>PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL Y DETERMINACIÓN DE AÑOS TIPO</i>	50
3.3 <i>DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LAS PRECIPITACIONES</i>	52
3.4 <i>DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS PRECIPITACIONES</i>	56
4 <u>ESTUDIO DE LAS TEMPERATURAS</u>	60
CAPÍTULO IV. Hidrogeología	65
1 <u>HISTORIA DE LAS ACTUACIONES PARA EL APROVECHAMIENTO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS</u>	65
2 <u>GEOMETRÍA DE LOS ACUÍFEROS</u>	69
2.1 <i>INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA</i>	69
2.2 <i>NATURALEZA DE LOS MATERIALES PERMEABLES</i>	73

2.3 ESTRUCTURA Y GEOMETRÍA	77
2.4 ANÁLISIS DE FRACTURACIÓN	80
2.4.1 METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	80
2.4.2 DENSIDAD E INTENSIDAD DE FRACTURACIÓN.....	82
2.4.3 RELACIONES ENTRE LA FRACTURACIÓN OBSERVADA EN FOTOGRAFÍA AÉREA Y EL ENDOKÁRST.....	89
2.4.4 CONCLUSIONES Y CRONOLOGÍA DE LA FRACTURACIÓN.....	93
2.5 CAMPAÑAS DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA REALIZADAS EN LA ZONA	94
2.5.1 PROSPECCIÓN GEOFÍSICA ELÉCTRICA.....	95
2.5.2 GRAVIMETRÍA.....	97
2.6 DEFINICIÓN DE ACUÍFEROS Y DISPOSICIÓN GEOMÉTRICA	99
3 PARÁMETROS HIDRÁULICOS	105
3.1 PARÁMETROS HIDRÁULICOS DE LAS CALIZAS Y DOLOMÍAS CRETÁICAS ..	105
3.1.1 ENSAYOS DE BOMBEO REALIZADOS EN EL SONDEO CASERÓN DE MONROY (nº 10).....	105
3.1.2 ENSAYO DE BOMBEO REALIZADO EN EL SONDEO DE ABASTECIMIENTO A PEGALAJAR (nº 58).....	108
3.1.3 ENSAYO DE BOMBEO REALIZADO EN EL SONDEO PEÑA DE RODRIGO II (nº 22).....	109
3.1.4 ENSAYO DE BOMBEO REALIZADO EN EL SONDEO LOS LLANOS BIS O DEL CJO. DE D. RAFAEL VALDÉS (nº 23).....	111
3.1.5 ENSAYO DE BOMBEO REALIZADO EN EL SONDEO DE ABASTECIMIENTO A LA GUARDIA O SONDEO CASTILLO II (nº 46).....	111
3.1.6 ENSAYO DE BOMBEO REALIZADO EN EL SONDEO DE ABASTECIMIENTO A MANCHA REAL O SONDEO LA CANTERA (nº 39).....	112
3.1.7 PIEZÓMETROS DE LA DGOH.....	113
3.2 PARÁMETROS HIDRÁULICOS EN LOS CARBONATOS MIOCENOS	117
3.2.1 ENSAYO DE BOMBEO EN EL SONDEO PEÑA DEL ÁGUILA (nº 9).....	117
3.2.2 ENSAYOS DE INYECCIÓN.....	119
3.2.2.1 Pruebas para la viabilidad de recarga artificial realizadas en 1991.....	119
3.2.2.2 Pruebas para la viabilidad de recarga artificial realizadas en 1999-2000.....	120
3.2.2.3 Cálculo de la porosidad en el acuífero mioceno.....	122
3.3 DISTRIBUCIÓN DE LOS PARÁMETROS HIDRÁULICOS EN EL ACUÍFERO CRETÁICO	123
3.4 DISTRIBUCIÓN DE LOS PARÁMETROS HIDRÁULICOS EN EL ACUÍFERO MIOCENO DE MANCHA REAL	125
4 PIEZOMETRÍA	127
4.1 PIEZOMETRÍA EN EL ACUÍFERO CRETÁICO	127
4.1.1 PIEZOMETRÍA EN EL SECTOR DEL ESTANQUE DE PEGALAJAR.....	130

4.1.2 PIEZOMETRÍA EN EL SECTOR DE LA GUARDIA.....	136
4.2 PIEZOMETRÍA EN EL ACUÍFERO MIOCENO DE MANCHA REAL.....	142
4.3 CONCLUSIONES DEDUCIDAS DEL ANÁLISIS DE LA PIEZOMETRÍA.....	149
CAPÍTULO V. Características físico-químicas del agua subterránea.....	153
1 DATOS DE PARTIDA.....	153
1.1 PROCEDENCIA DE LOS DATOS.....	153
1.2 MÉTODOS ANALÍTICOS.....	154
2 CARACTERÍSTICAS HIDROGEOQUÍMICAS GENERALES.....	156
2.1 CARACTERIZACIÓN GENERAL.....	156
2.2 CARACTERIZACIÓN POR SECTORES.....	168
2.2.1 SECTOR DEL ARROYO DEL BERCHO.....	168
2.2.2 SECTOR DE ALMADÉN.....	170
2.2.3 SECTORES DEL ESTANQUE Y LA GUARDIA.....	178
2.2.4 SECTOR HOYO DE LA SIERRA.....	185
2.2.5 MIOCENO DE MANCHA REAL Y CONGLOMERADOS PLIOCENOS.....	191
3 CARACTERIZACIÓN HIDROQUÍMICA DEL ESTIAJE Y LA CRECIDA.....	195
3.1 ASPECTOS GENERALES.....	195
3.2 ANÁLISIS MULTIVARIANTE DEL ESTIAJE Y LA CRECIDA EN EL ACUÍFERO CRETÁCICO.....	201
4 ESTADO DE SATURACIÓN DE LAS AGUAS EN EL ACUÍFERO CRETÁCICO.....	203
5 MODELIZACIÓN HIDROQUÍMICA.....	210
6 REGISTROS VERTICALES DE CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA Y TEMPERATURA EN SONDEOS.....	214
6.1 PROCEDENCIA DE LOS DATOS.....	214
6.2 REGISTRO VERTICAL EN EL SONDEO BARRENA II.....	216
6.3 REGISTROS VERTICALES EN LOS SONDEOS SITUADOS EN EL ACUÍFERO CRETÁCICO.....	217
CAPÍTULO VI. Caracterización del contenido del agua subterránea en isótopos ambientales y radiactivos.....	225
1 INTRODUCCIÓN.....	225
2 GENERALIDADES.....	226
2.1 OXÍGENO-18 Y DEUTERIO.....	226
2.2 TRITIO.....	228
3 CARACTERIZACIÓN DEL CONTENIDO EN OXÍGENO-18 Y DEUTERIO.....	230
3.1 CONTENIDO ISOTÓPICO DEL AGUA DE PRECIPITACIÓN.....	230
3.2 CONTENIDO ISOTÓPICO DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	235
3.2.1 PROCEDENCIA DE LOS DATOS.....	235

3.2.2 ANÁLISIS DE LA RELACIÓN ENTRE EL OXÍGENO-18 Y EL DEUTERIO.....	236
3.2.3 ANÁLISIS DE LAS COTAS DE RECARGA.....	242
4 <u>CARACTERIZACIÓN DEL CONTENIDO EN TRITIO</u>.....	246

CAPÍTULO VII. Funcionamiento hidrogeológico y evaluación de recursos hídricos subterráneos.....	253
1 <u>DISCUSIÓN GENERAL SOBRE EL FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DEL ACUÍFERO CRETÁCICO</u>.....	253
2 <u>EVALUACIÓN DE LA RECARGA Y ESTIMACIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÁNEOS</u>.....	257
2.1 <i>EVALUACIÓN DE LA RECARGA MEDIANTE EL BALANCE DEL AGUA EN EL SUELO</i>.....	257
2.2 <i>EVALUACIÓN DE LA RECARGA MEDIANTE EL BALANCE DE CLORUROS</i>.....	263
2.3 <i>DISCUSIÓN DE RESULTADOS</i>.....	265
2.4 <i>AJUSTE DEL BALANCE HÍDRICO</i>.....	266
2.4.1 ENTRADAS.....	266
2.4.2 SALIDAS.....	267
3 <u>ALGUNAS CONSIDERACIONES EN RELACIÓN CON LA DECLARACIÓN DE SOBREENPLOTAÇÃO DEL ACUÍFERO Y DE LA RECUPERACIÓN DEL MANANTIAL DE LA REJA</u>.....	272
Conclusiones.....	277
Referencias.....	289

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Localización geográfica del área estudiada.....	12
Figura 2.- Contexto geográfico. La línea roja punteada muestra la última poligonal de la U.H. 05.19 definida en 2001 (IGME-CHG, 2001) que modifica ligeramente los límites de la zona con declaración provisional de sobreexplotación de 1992 para incluir los afloramientos del acuífero plioceno situado al noreste. Las letras que aparecen en azul oscuro indican los vértices de esta última poligonal. La línea de la poligonal de 1992 aparece en color azul y punteada. La línea verde indica el límite del Parque Natural de Sierra Mágina.....	13
Figura 3.- Evolución de la población de los municipios del área estudiada en las últimas dos décadas.....	16
Figura 4. Superficies de regadío inventariadas en el entorno de las sierras de Pegalajar y Mancha Real. Modificado de CAPJA, 2004. El código de colores se refiere a la procedencia del agua utilizada.....	17
Figura 5.- Esquema de localización geológica de la zona de estudio (esquema inferior modificado de Roldán et al., 1991; esquema superior modificado de ITGE-Junta de Andalucía, 1998): 1. Subbético Externo; 2. Unidades Intermedias; 3 y 4 Prebético Interno (Cretácico inferior y superior respectivamente); 5. Unidades Olistostrómicas (Mioceno inferior y medio); 6. Mioceno superior; 7. Plioceno; 8. Cuaternario.....	22
Figura 6.- Columna estratigráfica de Mojón Blanco levantada en 1965 por la Sociedad de Exploración de Petróleos Españoles (SEPE) entre el Arroyo del Bercho y Peña Blanca. A la derecha se muestra la situación de la columna en el plano original del SEPE.....	23
Figura 7.- La columna de la izquierda corresponde a la hoja geológica nº 947 Jaén (Roldán et al., 1991); su leyenda es la siguiente: 23 margas, calizas margosas y areniscas (Berriasiense-Valanginiense inf.); 24 Turbiditas terrígenas y calcáreas (Valanginiense medio-sup.); 26 Ritmita margoso-calcárea (Valanginiense sup.-Albiense sup.); 30 Calizas en bancos y calizas nodulosas (Cenomaniense inf.); 31 Margas verde-amarillentas (Cenomaniense); 34 Calizas blancas masivas (Cenomaniense sup.). En la columna de la derecha se muestra la columna publicada por Baena y Jerez (1982).....	24
Figura 8. Plano geológico según Roldán et al.,(1991).....	25
Figura 9. Red de drenaje y esquema geomorfológico de las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco.....	33
Figura 10. Mapa de pendientes de las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco. Valores en %. La línea azul muestra los límites de los afloramientos permeables. "A" escarpe sur de Mojón Blanco; "B" escarpe sur de Pegalajar; "C" superficies de aplanamiento en Mojón Blanco.....	34
Figura 11. Plano topográfico de la cueva de los Murciélagos.....	37
Figura 12. Plano topográfico de la cueva Hoyo de la Sierra.....	38
Figura 13. Esquema topográfico de las cuevas de los Majuelos (izquierda) y Aro (derecha). Tomados de IGME-DJ, 2003.....	39
Figura 14. Situación de las estaciones climatológicas del INM en el entorno de Mancha Real-Pegalajar e indicación de las estaciones escogidas. El recuadro en rojo indica la zona de estudio.....	48

Figura 15. <i>Curvas de dobles acumulaciones obtenidas en las estaciones de Pegalajar (5263), Mancha Real (5264), Los Villares (5269A) y Torre del Campo (5271)</i>	50
Figura 16. <i>Distribución temporal de la media anual de las precipitaciones y valores anuales para las estaciones de Mancha Real y Pegalajar</i>	53
Figura 17. <i>Desviaciones acumuladas respecto a la media para la media de todas las estaciones y las estaciones de Mancha Real y Pegalajar</i>	54
Figura 18. <i>Precipitación media mensual en el total de estaciones seleccionadas para el periodo 1963/64 - 2003/04</i>	55
Figura 19. <i>Relación precipitación-altitud en las estaciones consideradas. El gráfico superior corresponde a la totalidad de las estaciones y en el inferior se han eliminado las estaciones más occidentales</i>	57
Figura 20. <i>Plano de isoyetas para la media del periodo 1963/64-2003/04</i>	58
Figura 21. <i>Plano de isoyetas para año tipo seco 1992/93</i>	59
Figura 22. <i>Plano de isoyetas para año tipo húmedo 1970/71</i>	59
Figura 23. <i>Evolución de las temperaturas medias anuales en la estación 5264B (Mancha Real SEA)</i>	61
Figura 24. <i>Situación de los puntos de agua inventariados en las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco</i>	70
Figura 25. <i>Relación entre el número de manantiales existentes en la Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco y su cota de surgencia</i>	71
Figura 26. <i>Plano hidrogeológico de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco</i>	74
Figura 27. <i>Arriba, corte hidrogeológico longitudinal a la estructura del Cerro de la Artesilla. Abajo corte hidrogeológico transversal a la estructura del Cerro de la Artesilla en su zona meridional. Su situación puede observarse en el plano de la figura 26</i>	77
Figura 28. <i>Arriba, corte hidrogeológico transversal a las estructuras de las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco. Centro y abajo, cortes hidrogeológicos que muestran la estructura de Mojón Blanco en dirección S-N (corte II) y en dirección SE-NO (corte VI). Su situación puede observarse en el plano de la figura 26</i>	78
Figura 29. <i>Corte hidrogeológico del sector de La Guardia en el que se ilustra sobre la posible relación hidrogeológica entre la Serrezuela de Pegalajar y el bloque de carbonatos prebélicos del núcleo de La Guardia. Su situación puede observarse en el plano de la figura 26</i>	80
Figura 30. <i>Plano de fracturas observadas en fotografía aérea en los afloramientos carbonáticos de la Serrezuela de Pegalajar y Mojón Blanco. Las dimensiones de las celdas del mallado utilizado son de 0,5 x 0,5 km</i>	81
Figura 31. <i>Distribución direccional de lineaciones en número de fracturas para la totalidad de los afloramientos carbonáticos y para el afloramiento de Mojón Blanco y de la Serrezuela de Pegalajar</i>	84
Figura 32. <i>Distribución direccional de fracturas en longitudes acumuladas para la totalidad de los afloramientos carbonáticos y para el afloramiento de Mojón Blanco y de la Serrezuela de Pegalajar</i>	84

Figura 33. <i>Correlación entre las distribuciones direccionales de lineaciones en número de fracturas y longitudes acumuladas</i>	85
Figura 34. <i>Función de densidad de distribución de longitudes de lineaciones para el total de afloramientos y algunos estadísticos significativos. En el recuadro se muestra la distribución de longitudes entre 0 y 400 m</i>	86
Figura 35. <i>Función de densidad de distribución de longitudes de lineaciones para el afloramiento de Mojón Blanco y algunos estadísticos significativos. En el recuadro la distribución entre 0 y 400 m</i>	87
Figura 36. <i>Función de densidad de distribución de longitudes de lineaciones para el afloramiento de la Serrezuela de Pegalajar y algunos estadísticos significativos. En el recuadro la distribución entre 0 y 400 m</i>	87
Figura 37. <i>Distribución espacial de densidades de fracturación en el acuífero de Mancha Real-Pegalajar</i>	89
Figura 38. <i>Distribución espacial de intensidades de fracturación en el acuífero de Mancha Real-Pegalajar</i>	89
Figura 39. <i>Red de fracturas obtenidas a partir de las galerías kársticas de la cueva de los Murciélagos</i>	90
Figura 40. <i>Distribución direccional de galerías kársticas en las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco según la longitud acumulada por familia direccional</i>	90
Figura 41. <i>Situación de las diferentes campañas de SEV realizadas en la zona</i>	96
Figura 42. <i>Plano de curvas de anomalías de Bouguer del borde norte del acuífero. La leyenda hidrogeológica es similar al plano hidrogeológico de la figura 26 (valores en mgal)</i>	98
Figura 43. <i>Perfil de valores de la anomalía de Bouguer. Su situación se muestra en el plano de la figura 42</i>	98
Figura 44. <i>Límites de los acuíferos, sectores considerados y principales puntos de agua</i> ...	101
Figura 45. <i>Corte hidrogeológico transversal a la estructura de la Serrezuela de Pegalajar cercano al bloque hundido de la Falla de la Artesilla. Su situación puede observarse en el plano de la figura 26</i>	103
Figura 46. <i>Curva de descenso correspondiente al ensayo de bombeo escalonado realizado en el sondeo del Caserón de Monroy (nº 10) en 1988. La línea negra corresponde al ajuste para la interpretación de T por el método de Jacob</i>	106
Figura 47. <i>Curva de descenso correspondiente al ensayo de bombeo escalonado realizado en el sondeo del Caserón de Monroy (nº 10) en 1989</i>	107
Figura 48. <i>Curva de descenso correspondiente al bombeo realizado en el sondeo de abastecimiento a Pegalajar (nº 58) en 1988. La línea negra corresponde al ajuste para la interpretación de T por el método de Jacob. El caudal de bombeo fue de 37 L/s</i>	108
Figura 49. <i>Curva de descenso (arriba) y recuperación (abajo) correspondiente al bombeo realizado en enero de 2007 en el sondeo Peña de Rodrigo II. Las líneas azules corresponden a los ajustes para la interpretación de la T por el método de Jacob. El caudal de bombeo fue de 60 L/s</i>	110

Figura 50. Curva de recuperación correspondiente al ensayo de bombeo realizado en el sondeo de La Cantera en 2006. La línea negra corresponde al ajuste para la interpretación de T por el método de Jacob.....	113
Figura 51. Curva de descenso correspondiente al bombeo realizado en el sondeo Peña del Águila en 1982. Las líneas negras corresponden a los ajustes para la interpretación de T por el método de Jacob.....	118
Figura 52. Curva de ascenso obtenida en el piezómetro Barrena II (nº 15) en el ensayo de inyección realizado en 1999. La línea negra muestra el ajuste para la interpretación de T por el método de Jacob.....	121
Figura 53. Curva de ascenso obtenida en el piezómetro Hoyo Mateo (nº 14) en el ensayo de inyección realizado en 1999. La línea negra muestra el ajuste para la interpretación de T por el método de Jacob.....	122
Figura 54. Evolución cronológica de los niveles piezométricos medidos en los acuíferos de Mancha Real-Pegalajar, datos de caudales del manantial de la Reja y precipitaciones mensuales registradas en la estación del INM 5264 "Mancha Real C. de A.....	129
Figura 55. Evolución de niveles en el Sector del Estanque de Pegalajar, caudal aforado en el manantial de la Reja y pluviometría mensual registrada en la estación del INM 5264 de Mancha Real. La línea negra horizontal marca la cota del nivel piezométrico a partir de la que se produce descarga en el manantial de la Reja.....	131
Figura 56. Detalle de la fase de ascenso del nivel piezométrico ocurrida entre finales de 1995 e inicio de 1997 y pluviometría diaria en la estación del INM 5264.....	134
Figura 57. Principales características del sondeo S-2 (nº 17) (DGOH, 1994).....	138
Figura 58. Principales características del sondeo S-4 (nº 19) (DGOH, 1994).....	139
Figura 59. Principales características del sondeo S-5 (nº 20) (DGOH, 1994).....	140
Figura 60. Evolución de niveles piezométricos en los sondeos S-2 (nº 17) y S-4 (nº 19) situados en el Sector de la Guardia y su comparación con las evoluciones en el sondeo S-3 (nº 18) situado en el Sector del Estanque y con la pluviometría en la estación 5264 de INM de Mancha Real.....	141
Figura 61. Columna litológica del sondeo Barrena I (nº 1) (IGME, 1982a).....	143
Figura 62. Evolución cronológica de niveles piezométricos medidos en el acuífero mioceno de Mancha Real.....	144
Figura 63. Detalle de la fase de ascenso de niveles en el Acuífero Mioceno de Mancha Real y comparación con la pluviometría en la estación de INM nº 5264 y la evolución del nivel en el piezómetro S-3 (nº 18) del acuífero cretácico.....	146
Figura 64. Esquema que muestra la posible relación hidrogeológica entre el acuífero cretácico y el mioceno. Leyenda similar a la del plano hidrogeológico de la figura 26.....	147
Figura 65. Evolución de niveles en el Acuífero Mioceno de Mancha Real y extracciones mensuales en el sondeo Peña del Águila (nº 9).....	147
Figura 66. Demarcación de sectores diferenciados, zonas saturadas e isopiezas supuestas en condiciones no influenciadas por bombeos.....	148

Figura 67. Diagramas de Stiff modificado para los valores medios de concentración en los distintos iones. El código de colores se ha utilizado para diferenciar sectores hidrogeológicos.....	158
Figura 68. Diagrama de Piper general de la zona estudiada.....	159
Figura 69. Diagrama de Shoeller general de la zona estudiada.....	159
Figura 70. ACP de las variables consideradas.....	163
Figura 71. ACP de casos (puntos de muestreo).....	163
Figura 72. ACP de las variables consideradas.....	164
Figura 73. ACP de casos (puntos de muestreo).....	164
Figura 74. Histogramas de frecuencias de los componentes químicos más significativos...	166
Figura 75. Plano hidrogeológico del sector del arroyo del Bercho. Leyenda similar a la del plano de la figura 26.....	168
Figura 76. Diagrama de Piper para las aguas del sector del Ayo. del Bercho.....	169
Figura 77. Diagrama de Ludwig-Langelier en el que se muestra la relación entre el contenido en Mg^{2+} y Ca^{2+} (izquierda) y SO_4^{2-} y HCO_3^- en los manantiales del Arroyo del Bercho.....	170
Figura 78. Plano hidrogeológico del sector de Almadén. Leyenda similar a la del plano de la figura 26.....	171
Figura 79. Diagrama de Piper que muestra la relación entre el manantial de los Charcones y los puntos de agua del acuífero de Almadén y del sector del Estanque.....	172
Figura 80. Diagrama de Schoeller que compara las aguas muestreadas en el manantial de los Charcones y los puntos de agua del acuífero de Almadén y del sector del Estanque.....	173
Figura 81. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre la conductividad eléctrica (expresada en $\mu S/cm$ a 25 °C) los aniones y la sílice de los puntos de agua muestreados en el acuífero jurásico de Almadén, el acuífero cretácico (sector del Estanque) y el manantial de Los Charcones.....	174
Figura 82. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre el contenido en nitratos con la conductividad eléctrica (expresada en $\mu S/cm$ a 25 °C) y con la cota de agua de los puntos relacionados con el acuífero jurásico de Almadén, el acuífero cretácico (sector del Estanque) y el manantial de Los Charcones.....	175
Figura 83. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre la conductividad eléctrica (expresada en $\mu S/cm$ a 25 °C) y los cationes de los puntos de agua muestreados en el acuífero jurásico de Almadén, el acuífero cretácico (sector del Estanque) y el manantial de Los Charcones.....	176
Figura 84. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre los principales cationes y aniones de los puntos de agua muestreados en el acuífero jurásico de Almacén (Cerro del Saladillo), el acuífero cretácico (sector del Estanque) y el manantial de Los Charcones.....	177
Figura 85. Plano hidrogeológico del sector del Estanque y La Guardia. Leyenda similar a la del plano de la figura 26.....	178

Figura 86. Diagrama de Piper que compara la aguas muestreadas en el sector del Estanque, el sector de la Guardia y los manantiales del travertino de La Guardia.....	180
Figura 87. Diagrama de Schoeller que compara las aguas muestreadas en los puntos de agua de los Sectores del Estanque y La Guardia y los manantiales del travertino de La Guardia.....	181
Figura 88. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre la conductividad eléctrica (expresada en $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 25 °C) y los aniones de los puntos de agua muestreados en los sectores del Estanque y La Guardia y los manantiales del travertino de La Guardia.....	182
Figura 89. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre la conductividad eléctrica (expresada en $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 25 °C) los cationes y la sílice de los puntos de agua muestreados en los sectores del Estanque y La Guardia y los manantiales del travertino de La Guardia.....	183
Figura 90. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre los principales cationes y aniones de los puntos de agua muestreados los sectores del Estanque y La Guardia y los manantiales del travertino de La Guardia.....	184
Figura 91. Diagrama de dispersión que relaciona el contenido en meq/L de Cl^- y Na^+ de las aguas de los sectores del Estanque y La Guardia.....	185
Figura 92. Plano hidrogeológico del sector del Hoyo de la Sierra. Leyenda similar a la del plano de la figura 26.....	186
Figura 93. Diagrama de Piper que compara las aguas muestreadas en la primavera de 2003 el sector del Hoyo de la Sierra y el sector del Estanque.....	187
Figura 94. Diagrama de Schoeller que muestra las relaciones entre los puntos de agua de los Sectores del Hoyo de la Sierra y El Estanque.....	188
Figura 95. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre la conductividad eléctrica (expresada en $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 25 °C) y los aniones de los puntos de agua muestreados en la primavera de 2003 en los sectores del Hoyo de la Sierra y El Estanque.....	189
Figura 96. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre la conductividad eléctrica (expresada en $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 25 °C) y el calcio y el magnesio de los puntos de agua muestreados en la primavera de 2003 en los sectores del Hoyo de la Sierra y El Estanque.....	190
Figura 97. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre el contenido en magnesio y en calcio (izquierda) y en cloruros y sodio (derecha) en meq/L de los puntos de agua muestreados en la primavera de 2003 en los sectores del Hoyo de la Sierra y El Estanque.....	190
Figura 98. Plano hidrogeológico del acuífero mioceno de Mancha Real y de los conglomerados pliocenos. Leyenda similar a la del plano de la figura 26.....	191
Figura 99. Diagrama de Piper que compara las aguas muestreadas en el Acuífero Mioceno de Mancha Real, conglomerados pliocenos y de los sectores del Estanque y La Guardia.....	192
Figura 100. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre los principales cationes y aniones de los puntos de agua relacionados con el acuífero Mioceno de Mancha Real y los sectores del Estanque y La Guardia.....	194
Figura 101. Diagramas de Stiff modificados para los muestreos realizados en estiaje y crecida.....	197

Figura 102. <i>Diagrama de Piper para los puntos muestreados en estiaje</i>	200
Figura 103. <i>Diagrama de Piper para los puntos muestreados en crecida</i>	200
Figura 104. <i>ACP de variables y observaciones correspondientes a las muestras de estiaje del acuífero cretácico</i>	202
Figura 105. <i>ACP de variables y observaciones correspondientes a las muestras de crecida del acuífero cretácico</i>	202
Figura 106. <i>Relación entre el pH medido en campo y la presión parcial de CO₂ calculada en las muestras de aguas de crecida y estiaje de los sectores principales del acuífero cretácico</i>	207
Figura 107. <i>Relación entre la dureza del agua y la presión parcial de CO₂ calculada en las muestras de aguas de crecida y estiaje de los sectores principales del acuífero cretácico</i> ..	208
Figura 108. <i>Relación entre los índices de saturación de calcita y dolomita y la presión parcial de CO₂ calculada en las muestras de aguas de crecida de los sectores principales del acuífero cretácico</i>	209
Figura 109. <i>Relación entre los índices de saturación de calcita y dolomita en las muestras de aguas de crecida y estiaje de los sectores principales del acuífero cretácico</i>	210
Figura 110. <i>Esquema seguido para la modelización de la circulación del agua en los principales sectores del acuífero cretácico en condiciones de aguas de crecida</i>	212
Figura 111. <i>Registros verticales de conductividad y temperatura realizados en el sondeo Barrera II en mayo de 1991. A la derecha se indica la columna litológica cortada por el sondeo</i>	217
Figura 112. <i>Registros verticales de conductividad y temperatura realizados por “Aguas Jaén” en el sondeo Cantera en agosto de 2006. A la derecha se indica la columna litológica cortada por el sondeo. La línea gruesa muestra los tramos ranurados de la entubación, que solo alcanza hasta el metro 206</i>	218
Figura 113. <i>Registros verticales de conductividad y temperatura realizados por el CEDEX en el piezómetro S-3 en 1994. A la derecha se indica la columna litológica cortada por el sondeo. El sondeo se encuentra entubado y ranurado en todo el tramo</i>	219
Figura 114. <i>Registros verticales de conductividad y temperatura realizados por el CEDEX en el piezómetro S-2 en 1994. A la derecha se indica la columna litológica cortada por el sondeo. El sondeo se encuentra entubado y ciego en todo el tramo</i>	220
Figura 115. <i>Registros verticales de conductividad y temperatura realizados en octubre de 2005 en el sondeo Castillo II. A la derecha se indica la columna litológica cortada por el sondeo. La línea gruesa muestra los tramos ranurados de la entubación</i>	221
Figura 116. <i>Contenido en T procedente de la precipitación. Los valores del hemisferio norte corresponden a los medidos en la estación de Ottawa y los de Madrid a los medidos por el CEDEX</i>	229
Figura 117. <i>Situación de puntos de muestreo de agua de precipitación en relación con las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco. El nº de orden corresponde al de la tabla 15. En sombreado gris se han incluido los afloramientos de los acuíferos de las Sierras de Pegalajar y Mojón blanco. Modificado de Benavente et al., 2004</i>	231

Figura 118. <i>Relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en las muestras de precipitación de diversos puntos de la provincia de Jaén y su comparación con los valores de la línea meteórica mundial o línea de Craig ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$). Valores extraídos de Benavente et al., 2004.....</i>	232
Figura 119. <i>Relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras de agua de precipitación de diversos puntos de la provincia de Jaén y la cota del punto de recogida. Valores extraídos de Benavente et al., 2004.....</i>	233
Figura 120. <i>Relación entre los valores de $\delta^2\text{H}$ en las muestras de agua de precipitación de diversos puntos de la provincia de Jaén y la cota del punto de recogida. Valores extraídos de Benavente et al., 2004.....</i>	234
Figura 121. <i>Relación entre los valores de deuterio y oxígeno-18 en algunos puntos de agua de los acuíferos de las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco y líneas meteórica mundial o de Craig y local para Jaén.....</i>	237
Figura 122. <i>Relación entre los valores de deuterio y oxígeno-18 en los puntos de agua relacionados con el acuífero cretácico, acuífero mioceno de Mancha Real, acuífero pliocuaternario (manantial de Pulpite) y acuífero jurásico de Almadén.....</i>	239
Figura 123. <i>Relación entre los valores de deuterio y oxígeno-18 en los puntos de agua del acuífero cretácico de Mancha Real-Pegalajar y los acuíferos de San Cristóbal, Grajales-Pandera y Jabalcuz. Se incluyen también el río Guadalbullón y los manantiales de Molino Viejo y las Pilas de la Guardia situados ambos en las laderas de la Serrezuela de Pegalajar pero relacionados con materiales detríticos.....</i>	240
Figura 124. <i>Situación de los acuíferos limítrofes a las Sierras de Mancha Real-Pegalajar y puntos representativos. Azul materiales permeables jurásicos y verde cretácicos.....</i>	242
Figura 125. <i>Esquema de funcionamiento hidrogeológico propuesto y situación de las zonas saturadas en el acuífero cretácico.....</i>	255
Figura 126. <i>Esquema de acuíferos del parque natural de Sierra Mágina. El manantial nº 10 corresponde a los Charcones, el 9 a Fuente Alta, el 8 a Navaparís, 7 Fuente del Zar y 6 Fuenmayor. (modificado de Gollonet et al., 2007).....</i>	257
Figura 127. <i>Comparación de los valores de lluvia útil obtenidos a partir de balances mensuales con RU de 10 mm y diarios con RU de 50 mm en la estación del INM nº 5264 (Mancha Real unificada) y la evolución del nivel piezométrico (sondeo S-3) en el acuífero cretácico para el mismo periodo.....</i>	261
Figura 128. <i>Evolución de los valores anuales de recarga (mm) obtenidos a partir del balance mensual para la serie de 37 años de 1967/68-2003/04 utilizando un RU de 10 mm. Se incluyen también los valores del coeficiente de infiltración en % obtenidos (línea roja) supuesta nula la escorrentía. La línea negra representa la media de ambos valores.....</i>	262
Figura 129. <i>Comparación entre la variación del nivel piezométrico en el acuífero cretácico (piezómetro S-3), la lluvia útil calculada a partir del balance mensual con una RU de 10 mm y el caudal drenado en el manantial de la Reja para el periodo 2001/02-2003/04.....</i>	268
Figura 130. <i>Volúmenes mensuales bombeados en el acuífero cretácico a partir de los datos proporcionados por la CHG.....</i>	269
Figura 131. <i>Resultados de los aforos diferenciales realizados en febrero de 2007 en el río Guadalbullón. La cifra superior corresponde al caudal en L/s y la inferior a la conductividad en $\mu\text{S}/\text{cm}$.....</i>	271

ÍNDICE DE TABLAS

	<u>Pág.</u>
Tabla 1.- Zonas de regadío relacionadas con los acuíferos de Mancha Real-Pegalajar (CAPTJA, 2004).....	17
Tabla 2. Características principales de las estaciones pluviométricas del Instituto Meteorológico Nacional situadas en el entorno de Mancha Real-Pegalajar con indicación del número de años en que se dispone de algún dato. En negrita se resaltan las estaciones escogidas.....	47
Tabla 3. Matriz de coeficientes de correlación (r) entre estaciones escogidas.....	49
Tabla 4. Precipitación anual en las estaciones escogidas y algunos estadísticos significativos.....	51
Tabla 5. Valores medios mensuales de las estaciones consideradas para el periodo 1963/64-2003/04.....	56
Tabla 6. Sectores diferenciados y superficies permeables asociadas a cada sector. Datos en km ²	104
Tabla 7. Resultados de los ensayos de inyección realizados en los sondeos piezométricos de Mancha Real-Pegalajar.....	115
Tabla 8. Resumen de los parámetros hidráulicos calculados a partir de los diferentes ensayos realizados en los carbonatos cretácicos de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco.....	124
Tabla 9. Resumen de los parámetros hidráulicos calculados a partir de los diferentes ensayos realizados en el Acuífero Mioceno de Mancha Real.....	126
Tabla 10. Valores medios de los parámetros físico-químicos analizados en las aguas muestreadas en la zona de estudio.....	157
Tabla 11. Matriz de coeficientes de correlación de los principales parámetros analizados en la totalidad de las muestras. En negrita, valores significativos.....	161
Tabla 12. Estadística descriptiva de los valores medios de la totalidad de las muestras utilizadas cuyos valores se incluyen en la tabla 10.....	162
Tabla 13. Resultados de las campañas de muestreos estacionales.....	196
Tabla 14. Índices de saturación y P _{CO2} calculados para las muestras de aguas altas de mayo-junio de 2003 y aguas bajas de octubre de 2002 y datos de campo de pH y T.....	205
Tabla 15. Valores expresados en mmol/kg de los distintos elementos y fases minerales que muestran la evolución probable del agua en el acuífero carbonático cretácico de Mancha Real-Pegalajar. En negro se muestran los valores medidos, o calculados a partir de estas medidas, en los puntos considerados, y en rojo los calculados a partir de la modelación con PHREEQC. En las fases minerales, los signos positivos indican disolución y los negativos precipitación.....	213
Tabla 16. Puntos de muestreo del agua de precipitación y valores obtenidos de $\delta^{18}O$ y δ^2H en la provincia de Jaén en el año 2002/03. Datos extraídos de Benavente et al., 2004.....	231
Tabla 17. Contenido en oxígeno-18 y Deuterio en los puntos utilizados y valores de las cotas del área de recarga deducidas.....	338

Tabla 18. <i>Contenido en tritio en diversos puntos de los acuíferos de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco y del acuífero de Almadén</i>	248
Tabla 19. <i>Precipitación anual (mm) y recarga anual obtenida mediante balance diario y mensual para distinta reserva útil del suelo (mm) a partir de los datos de pluviometría y temperatura de la estación de INM 5264 (Mancha Real unificada) para el periodo 1967/68-1999/00. P, pluviometría en mm; R, recarga anual en mm, % R, coeficiente de infiltración anual en % de la precipitación</i>	259
Tabla 20. <i>Valores de recarga obtenidos para los manantiales del sector del arroyo del Bercho (en negrita) y de otros puntos representativos del acuífero cretácico</i>	264
Tabla 21. <i>Volumen de infiltración calculado por sectores para el año medio, año tipo seco y año tipo húmedo</i>	267

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

	<u>Pág.</u>
Foto 1. Borde norte de Mojón Blanco en el que se observan los escarpes verticales formados por la serie de carbonatos cenomanienses en posición subhorizontal o con ligeros buzamientos al norte.....	33
Fotos 2 y 3. A la izquierda posible uvala capturada por un barranco situada en el afloramiento de Mojón Blanco. A la derecha gran dolina ubicada en la cuerda que une el afloramiento de Mojón Blanco y el del Hoyo de la Sierra.....	35
Fotos 4 y 5. A la izquierda lapiaz espumoso o cavernoso desarrollado bajo cobertera vegetal. A la derecha rillenkarrren generado por disolución directa por acción del agua de lluvia.....	36
Fotos 6 y 7. A la izquierda galería de acceso y boca de entrada a la cueva de los Murciélagos. A la derecha entrada de la cueva del Hoyo de la Sierra. Ambas fotografías realizadas por A. Izquierdo del Arco.....	39
Foto 8. Mesa travertínica relacionada con el manantial de la Reja sobre la que se asienta el núcleo de Pegalajar.....	40
Fotos 9 y 10. A la izquierda, logotipo del Instituto Nacional de Colonización que puede observarse en el aljibe abandonado de distribución para riego de La Barrena en Mancha Real. A la derecha, placa que recuerda la visita de Francisco Franco en 1965 a las instalaciones de la Barrena situada en la pared del sondeo Barrena I.....	65
Foto 11. Instalaciones de la Barrena, con el antiguo aljibe del INC y los depósitos de distribución para abastecimiento todavía operativos, pues almacenan el agua procedente del sondeo Peña del Águila.....	65
Fotos 12 y 13. A la izquierda, el manantial de la Reja y a la derecha el Estanque de Pegalajar en mayo de 2003, en uno de los escasos periodos de las últimas dos décadas en que el manantial ha estado activo.....	72
Foto 14. Vista del límite sur de la Serrezuela de Pegalajar en la que se observa el pliegue anticlinal que conforma la estructura de la sierra, en cuyo núcleo afloran margas del cretácico inferior que definen el sustrato impermeable del acuífero.....	79
Foto 15. Cabalgamiento de las Unidades Intermedias en el límite sur del acuífero de Pegalajar y Mojón Blanco.....	102

Capítulo I

Introducción

Introducción

1 INTRODUCCIÓN

La investigación del agua subterránea en los acuíferos carbonáticos ligados al dominio Prebético en la provincia de Jaén ha sido hasta hoy bastante escasa, pues con la excepción de los acuíferos de la Sierra de Segura, son muy pocos los trabajos específicos dedicados a la mejora del conocimiento de su funcionamiento hidrogeológico y de sus mecanismos de recarga. Estos acuíferos presentan una gran importancia en relación con el abastecimiento urbano debido a las excelentes condiciones para su aprovechamiento, por la elevada permeabilidad de los materiales que los constituyen, lo que facilita las posibilidades de éxito de las captaciones mediante sondeos, que suelen proporcionar grandes caudales. Por otra parte la calidad química del agua subterránea almacenada en ellos es excelente para su uso en abastecimiento urbano.

Cuatro acuíferos prebéticos se sitúan orlando el borde sur de la Depresión del Guadalquivir en la provincia de Jaén, se trata de los incluidos en las Unidades Hidrogeológicas de Jaén, Mancha Real-Pegalajar, Torres-Jimena y Bedmar-Jódar (ITGE-Diputación de Jaén, 1997) y todos ellos presentan similares características: se trata de acuíferos de modestas dimensiones; sus manantiales tienen un comportamiento marcadamente kárstico en su funcionamiento en régimen natural; junto a los principales manantiales que los drenan suelen situarse importantes núcleos de población, entre ellos la propia ciudad de Jaén; y actualmente los cuatro presentan una notable explotación, lo que ha ocasionado que la práctica totalidad de manantiales asociados se hayan visto seriamente afectados, cuando no están completamente secos desde hace varias décadas.

Pese a ello, el estudio detallado de su funcionamiento hidrogeológico solo ha sido abordado de forma general (IGME-Univ. de Granada, 1983), con la excepción del trabajo en el ya lejano año de 1978 que realizó Benavente para su tesis de licenciatura

en el acuífero de la Sierra de Jaén y las aportaciones del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), la Dirección General de Obras Hidráulicas (DGOH) y el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) en Mancha Real-Pegalajar casi siempre limitadas a trabajos sectoriales, con objetivos muy concretos, sin abordar un estudio global de la unidad hidrogeológica.

El acuífero de la sierra de Jaén presenta dos zonas diferenciadas de descarga: los manantiales de la Magdalena y la Fuente de la Peña. Los primeros fueron regulados a finales de los años 60 con la construcción de la batería de sondeos de Santa Catalina, que son una de las fuentes de abastecimiento a la propia capital, y la segunda es el único manantial de los acuíferos citados que aún funciona en régimen natural y es el que fue estudiado por Benavente en 1978. El acuífero de Torres-Jimena descarga casi todos sus recursos por un solo punto, el manantial de San José de Hútar. En los años ochenta se ubicaron captaciones para el abastecimiento a los núcleos de Albánchez de Mágina y Jimena, que debido a la modesta población de ambos, no supusieron una seria afección a su caudal de descarga; sin embargo, en los últimos tiempos, la proliferación de captaciones para el regadío de olivar ha supuesto la casi desaparición del manantial. En el acuífero de Bedmar-Jódar se ubicaron captaciones para abastecimiento a los núcleos que le dan nombre ya en la década de los sesenta, y posteriormente, también captaciones para el desarrollo agrario de la zona; los manantiales asociados a este acuífero llevan secos varias décadas.

De los cuatro acuíferos prebéticos citados, es el de Mancha Real-Pegalajar el de mayor extensión, y como consecuencia, el que mayores recursos hídricos presenta, y ha sido el escogido para la realización de esta tesis doctoral. También ha sido el más problemático desde el punto de vista social debido a la existencia del manantial de la Reja, ubicado en el centro urbano de Pegalajar y seña de identidad del pueblo, tal y como lo definen sus propios habitantes (Asoc. Vecinal "Fuente de la Reja", 1999, 2002). Este manantial, de marcado carácter kárstico, se ha visto muy afectado por las extracciones para abastecimiento de ambos núcleos, lo que ocasionó un conflicto social que todavía hoy es mantenido por los habitantes de Pegalajar con la reivindicación de la recuperación de su caudal natural de descarga. Una de las consecuencias de este conflicto fue la declaración provisional de sobreexplotación del acuífero en 1992, y posteriormente, ya en el año 2006, la elaboración definitiva del Plan de Ordenación de Extracciones (CHG 2006b).

2 OBJETIVOS Y PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN

Numerosas han sido las actuaciones en la Unidad Hidrogeológica de Mancha Real-Pegalajar, casi siempre enfocadas a la captación de recursos o al planteamiento de posibilidades de recarga artificial. En 1994 se ejecutaron diversos sondeos de investigación a testigo continuo (DGOH, 1994) con el doble objetivo de tratar de resolver las incógnitas “hidrogeológicas” que el acuífero siempre ha planteado, para investigar la causa real de la desecación del manantial y su posibilidad de recuperación, y de establecer una red de medidas de control piezométrico que permitieran conocer la respuesta del acuífero a la recarga natural y a las explotaciones.

La primera información aportada por obras de captación procede de los trabajos realizados por el extinto Instituto Nacional de Colonización (INC) a finales de los años cincuenta. Puede decirse que desde esa fecha hasta la actualidad las actuaciones hidrogeológicas no han cesado en la zona, siempre con el problema del abastecimiento de fondo, y han generado una gran cantidad de información de todo tipo y que nunca ha sido tratada en su conjunto, enfocada al estudio de la totalidad del acuífero.

El hecho de tratarse de un acuífero de modestas dimensiones, complejo funcionamiento hidrogeológico, con relaciones hídricas con acuíferos limítrofes no suficientemente aclaradas, y una abundante información piezométrica y geológica aportada por los sondeos realizados por la DGOH y los sondeos para abastecimiento construidos por el IGME y la Diputación provincial de Jaén, así como la importancia socioeconómica del agua subterránea y su conflictividad social, han sido algunos de los factores que nos llevaron a escogerlo para desarrollar esta Tesis Doctoral. El objetivo principal ha sido recopilar y tratar toda la información histórica generada, y completarla con la investigación de campo necesaria, para estudiar la forma en que se produce la recarga y la circulación del agua subterránea y su almacenamiento. Se parte de la aplicación de técnicas basadas en el estudio detallado de la geometría del acuífero, de su evolución piezométrica y de las características físico-químicas e isotópicas del agua subterránea. Finalmente el trabajo tiene una componente práctica, pues se han intentado aportar los conocimientos necesarios para poder llevar a cabo un aprovechamiento sostenible de los recursos hídricos del acuífero, de tal forma que sea posible compatibilizar la explotación para abastecimiento sin desvirtuar el paisaje

urbano y la idiosincrasia de los núcleos de población tan vinculados al agua subterránea como son Pegalajar, Mancha Real y La Guardia.

Hasta ahora nunca se había llevado a cabo una investigación hidrogeológica en estas sierras que enfocara conjuntamente todos los aspectos que pueden ayudar a la definición de la dinámica característica de un acuífero karstificado como éste, y especialmente en lo que respecta a las técnicas basadas en el estudio hidroquímico e isotópico del agua subterránea, abordado aquí por primera vez para la totalidad del acuífero. Como se verá a lo largo de este trabajo, la aplicación de estas técnicas aporta una relevante información que conduce a una nueva definición del funcionamiento hidrogeológico del acuífero, sensiblemente diferente a la planteada hasta ahora, que resuelve numerosas incógnitas nunca antes explicadas satisfactoriamente, y que obliga a un replanteamiento del concepto de sobreexplotación aplicado al acuífero.

El trabajo constituye en última instancia una aportación al conocimiento de la karstificación y de los mecanismos que rigen el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos carbonáticos en climas mediterráneos como el existente en la provincia de Jaén y sus conclusiones pudieran servir como punto de partida para trabajos en acuíferos de características similares.

Para cubrir los objetivos propuestos se han llevado a cabo los trabajos siguientes:

- Definición precisa de los distintos horizontes acuíferos implicados, sus características geológicas, estructura y relaciones espaciales entre ellos.
- Estudio de lineaciones observadas en fotografía aérea y su comparación con el desarrollo de cavidades kársticas con el objetivo de aportar información que ayude a definir la importancia de la fracturación en el acuífero carbonático estudiado, su relación con las áreas de mayor permeabilidad y su influencia en el desarrollo kárstico, en la circulación del agua subterránea y en el funcionamiento hidrogeológico.
- Definición de las principales características geomorfológicas que conforman las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco, especialmente en lo referido a la morfología kárstica, tanto del endo como del exokarst, por su relación con la circulación del agua subterránea. Aportación al estudio de la cronología de la karstificación y de la paleoevolución del acuífero a partir de los datos geomorfológicos.

- Estudio de las principales características climatológicas de la zona, del régimen de precipitaciones y de su distribución temporal y espacial.
- Caracterización de los puntos de agua existentes, su distribución, tipología y caudales asociados.
- Tratamiento de la información procedente de las diversas campañas de prospección geofísica realizadas en la zona y evaluación de su aportación a la mejora del conocimiento de la estructura del acuífero carbonático.
- Definición del acuífero, su disposición geométrica y sectores con características hidrogeológicas diferenciadas.
- Estudio de los parámetros hidráulicos a partir de datos procedentes de ensayos de bombeo, ensayos de inyección en operaciones de recarga artificial y ensayos de permeabilidad realizados en piezómetros.
- Estudio de las evoluciones piezométricas, su relación con la pluviometría, caudales de descarga y extracciones en los acuíferos cretácico y mioceno.
- Caracterización espacial y temporal por sectores de los aspectos hidrogeoquímicos más relevantes del agua subterránea. Relación con los acuíferos limítrofes. Estado de saturación en diversos minerales del agua subterránea, y validación de hipótesis planteadas mediante modelización hidroquímica.
- Estudio de la aportación al conocimiento del funcionamiento hidrogeológico de los registros verticales de conductividad y temperatura realizados en sondeos.
- Caracterización del contenido en oxígeno-18 y deuterio del agua de precipitación y del agua subterránea en los acuíferos cretácico y mioceno y acuíferos limítrofes. Aportación al conocimiento del funcionamiento hidrogeológico y de los mecanismos de recarga.
- Estudio del contenido en tritio y aportación a la datación del agua subterránea.
- Definición del funcionamiento hidrogeológico a partir de la información obtenida y preexistente.
- Evaluación de la recarga mediante el balance de agua en el suelo y el balance de cloruros. Estudio del equilibrio de entradas al acuífero procedentes de la precipitación y su comparación con los datos de extracciones, salidas por manantiales y salidas ocultas.

3 METODOLOGÍA

La metodología de trabajo llevada a cabo en esta tesis doctoral comprende un abanico de técnicas clásicas utilizadas en la caracterización de acuíferos kársticos. No me ha sido posible llevar a cabo un estudio profundo basado en los caudales de descarga de los principales manantiales y en su variabilidad hidroquímica e isotópica, que hubiera aportado una valiosa información para caracterizar el grado de karstificación y la dinámica de la circulación del agua subterránea en el acuífero, ya que dichos manantiales se encontraban muy afectados por la explotación y aparecen por lo general secos, surgiendo, en el caso del manantial de la Reja, solo los años húmedos.

Por otra parte, no he dispuesto de un apoyo económico específico para la realización de la investigación, aunque he podido realizar algunas labores de campo y de laboratorio enmarcadas en otros proyectos realizados en la zona por el IGME, organismo en el que trabajo, y que a lo largo de varios años me han permitido completar la información necesaria para una suficiente caracterización de los acuíferos estudiados. En cuanto al trabajo de gabinete, me he visto obligado a realizarlo en su totalidad fuera del horario laboral.

Desde el año 1991 he participado en todos los trabajos que el IGME ha realizado en los acuíferos de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco, tanto en su elaboración directa como en su diseño, supervisión y corrección. Todos estos trabajos, junto a los realizados anteriormente han servido de base para la elaboración de esta tesis.

La metodología empleada a lo largo de estos años de trabajo puede resumirse de la siguiente forma:

- a) Recopilación y estudio de la información histórica relevante sobre las actuaciones relacionadas con la hidrogeología de la zona desde los años 50 del pasado siglo hasta la actualidad. Para ello he consultado toda la información generada por el INC, que se conserva en la oficina de proyectos del IGME en Granada, y toda la información generada por este último organismo desde el denominado “Proyecto del Guadalquivir” desarrollado en los años sesenta y setenta conjuntamente con la FAO (FAO-IGME, 1970), hasta los numerosos trabajos realizados para la resolución de los abastecimientos en el marco de los distintos convenios entre el IGME, la Diputación de Jaén, la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir

(CHG) y las Consejerías de Obras Públicas y Transportes y Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. Además he podido recopilar gran cantidad de información generada por la CHG, DGOH, CEDEX, ayuntamientos de Pegalajar y Mancha Real, diferentes empresas que han trabajado en la zona, y diversas publicaciones locales de toda índole.

- b) Recopilación y estudio de publicaciones y tesis doctorales relacionadas específicamente con la investigación de acuíferos kársticos.
- c) Recopilación de información geológica y estructural de la zona, elaboración de cartografía hidrogeológica y series de cortes hidrogeológicos con revisión de sectores conflictivos en campo, lo que ha supuesto una modificación de determinados aspectos de la cartografía geológica preexistente. La información geológica de la zona procede básicamente de los trabajos para la elaboración de la cartografía geológica a escala 1:50.000 (plan Magna) y de las diversas tesis y tesinas elaboradas por investigadores universitarios, fundamentalmente procedentes de la Universidad de Granada.
- d) Análisis estereoscópico de trazas de fracturas observables a partir de fotografía aérea a escala 1:20.000 y digitalización y tratamiento con ayuda del programa AutoCAD. Análisis geoestadístico de densidad e intensidad de fracturación con ayuda del paquete informático FSSTools bajo entorno Linux.
- e) Investigación espeleológica de dos cavidades con elaboración de cartografía y estudio de morfología endokárstica. Estudio comparativo de direcciones de galerías kársticas y fracturas observadas en fotografía aérea.
- f) Elaboración de cartografía geomorfológica a partir de fotografía aérea a escala 1:20.000 y observaciones de campo.
- g) Elaboración y estudio de un mapa de pendientes a partir del Modelo Digital del Terreno de Andalucía generado por el Instituto Cartográfico Andaluz de la Junta de Andalucía a partir de fotografía aérea a escala 1:20.000.
- h) Completado y tratamiento de series pluviométricas diarias y mensuales y termométricas a partir de datos suministrados por el Instituto Nacional de Meteorología con la ayuda del paquete informático HIDROBAS (v 3.0) desarrollado

por el IGME y el Departamento de Matemática Aplicada de la ETS de Ingenieros de Minas de Madrid y de la aplicación informática TRASERO (v 1.0) de la Diputación de Alicante (Padilla y Delgado, 2005).

- i) Elaboración de inventario de puntos de agua a partir de información aportada por las bases de datos del IGME y la CHG y de la investigación de campo. Caudales de manantiales, características constructivas de sondeos y caudales de explotación y ubicación precisa de los más importantes a partir de nivelación con GPS de precisión de los puntos más importantes, llevada a cabo en diversos proyectos del IGME, en los que el autor ha participado y dirigido, y recopilación de datos de nivelaciones llevada a cabo por la CHG.
- j) Recopilación y tratamiento de la información suministrada por las diversas campañas de investigación geofísica realizadas en la zona. En concreto: tres campañas de investigación geoelectrica, la primera en el marco del “Proyecto del Guadalquivir” (FAO-IGME, 1970), y las otras dos realizadas por el IGME en 1988 y 1999 (IGME, 1988a, ITGE-COPJA, 1999a); y una campaña gravimétrica efectuada por American Petrofina Exploration (APEX) durante el año 1965 con el IGME como operador.
- k) Recopilación y reinterpretación de información sobre parámetros hidráulicos consistente en diversos ensayos de bombeo, algunos dirigidos e interpretados personalmente por el autor. Interpretación de los ensayos de inyección realizados por la DGOH durante la construcción de 5 sondeos piezométricos. Interpretación de los ensayos de inyección en operaciones de viabilidad de recarga artificial realizados por el IGME en el Acuífero Mioceno de Mancha Real en cuyas labores el autor participó activamente.
- l) Recopilación y tratamiento de la totalidad de datos piezométricos y de caudales de manantiales obtenidos desde finales de los años cincuenta hasta la actualidad. Estudio de su evolución y relación con caudales de descarga de manantiales, pluviometría y explotación por bombeo.
- m) Realización de dos campañas de muestreos en campo en un total de 34 puntos con medición in situ de pH, conductividad, temperatura y alcalinidad mediante análisis de bicarbonatos en campo por volumetría.

- n) Recopilación y estudio de los análisis químicos de aguas previamente realizados en la zona, procedentes de diversos trabajos del IGME, DGOH, CEDEX y CHG.
- o) Estudio estadístico, espacio-temporal y multivariante de los datos físico-químicos con la ayuda de los programas AquaChem (v 3.7) y XLSTAT (v 7.5.2) con elaboración de diversos diagramas y gráficas.
- p) Estudio del estado de saturación de las aguas en diversas especies químicas y de la evolución del agua subterránea desde las áreas de recarga hacia las de descarga, planteamiento de hipótesis y validación de las mismas mediante modelización hidroquímica con ayuda del programa informático PHREEQC para Windows (v.2.12.04).
- q) Realización en campo de registros verticales de conductividad y temperatura de sondeos e interpretación de otros registros llevados a cabo por el IGME, CEDEX y ayuntamiento de Mancha Real.
- r) Recogida de muestras en campo para la caracterización del agua subterránea en isótopos ambientales estables y radiactivos y recopilación de datos procedentes de los estudios realizados por el CEDEX, el IGME y las universidades de Jaén y Granada en la zona. Interpretación de los datos con elaboración de diagramas y gráficos. Análisis de las cotas de recarga a partir de la información aportada por el oxígeno-18 y el deuterio.
- s) Por último, a partir de la totalidad de información extraída se realiza una discusión de resultados y se elaboran hipótesis sobre el funcionamiento hidrogeológico y la circulación del agua subterránea, se evalúa la recarga por precipitación y se estiman los recursos hídricos del acuífero.

4 SITUACIÓN, LÍMITES Y CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA

4.1 CONTEXTO GEOGRÁFICO

La región estudiada se sitúa en la zona central del sur de la provincia de Jaén, en el borde meridional de la Depresión del Guadalquivir. Sus límites coinciden con los de la Unidad Hidrogeológica nº 05.19 (Mancha Real-Pegalajar) definida en el Catálogo

Nacional de Acuíferos (DGOH-IGME, 1988) si bien con algunas modificaciones a los límites considerados en este trabajo.

Constituye una zona montañosa, que se encuentra al este de la ciudad de Jaén y a unos diez kilómetros de ella (figura 1). Los núcleos de población que aparecen en su entorno son los pueblos de Mancha Real, Pegalajar y La Guardia, con 9.270, 3.085 y 2.029 habitantes respectivamente según el Censo de Población y vivienda del año 2001 (INE, 2002). Se localiza íntegramente en la hoja a escala 1:50.000 del Mapa Topográfico Nacional nº 947 (Jaén) e incluye parte de los términos municipales de La Guardia, Pegalajar, Mancha Real y Torres.

Está formada por las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco, su altitud oscila entre 470 y 1495 m. La cota más baja está definida por el cauce del Río Guadalbullón en el borde suroccidental y los vértices más importantes son, según el mapa 1:10.000 de la Junta de Andalucía, la Serrezuela de Pegalajar (1.126 m s.n.m.), Cerro de la Artesilla (1.191 m s.n.m) y Peña de Rodrigo (1.147 m s.n.m) en la Sierra de Pegalajar y Hoyo de la Sierra (1.038 m s.n.m), Artesón (1.069 m s.n.m), El Morrón (1.351 m s.n.m.), Peña del Águila (1.256 m s.n.m.) y Mojón Blanco (1.495 m s.n.m) en la Sierra de Mojón Blanco (figura 2).

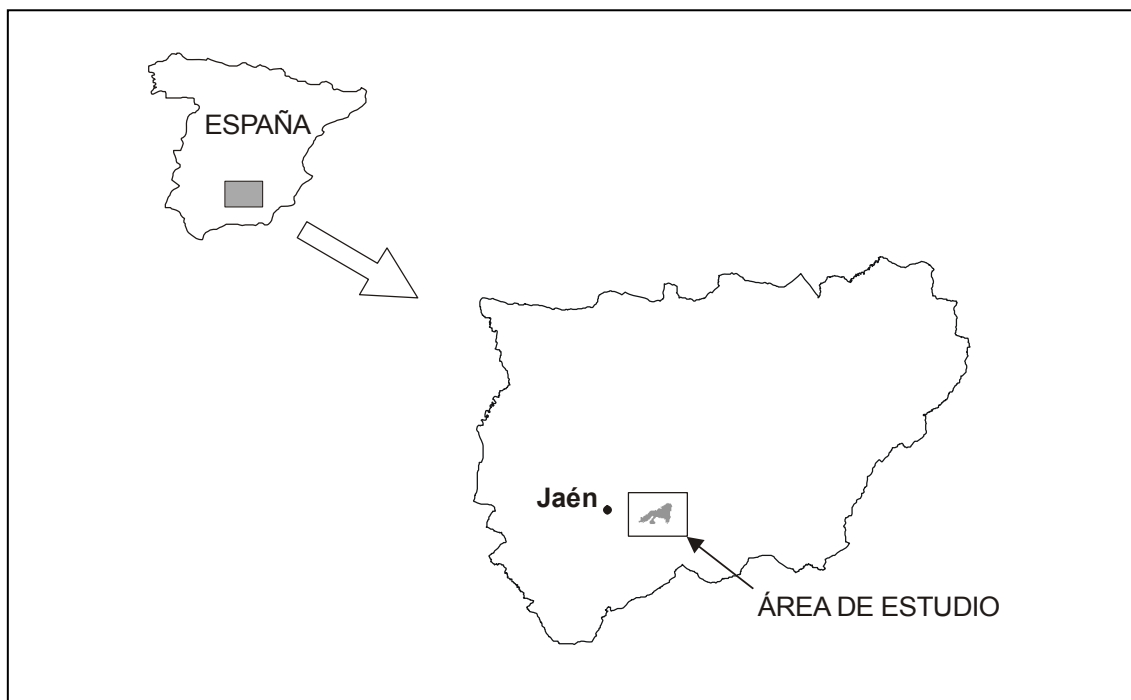


Figura 1.- Localización geográfica del área estudiada

Las sierras que conforman la unidad hidrogeológica se encuentran en las estribaciones del Parque Natural de Sierra Mágina, incluyéndose una pequeña parte dentro del mismo. Dicho Parque Natural, fue declarado por el Parlamento Andaluz el 18 de julio de 1989 (Ley 2/89 de Inventario de Espacios Naturales protegidos de Andalucía y medidas adicionales para su protección) y ocupa una superficie de 19 900 ha. Recientemente, la totalidad de las sierras de Mojón Blanco y Pegalajar, ha sido propuesta a la Comisión Europea por la Junta de Andalucía como Lugar de Interés Comunitario de Andalucía (LICA), que constituye el paso previo para su declaración como Zona de Especial Conservación (ZEC's) cuya creación viene establecida en la directiva 92/43/CEE del Consejo relativo a la conservación de hábitats naturales y de la fauna y flora silvestres, conocida como *Directiva Hábitats*.

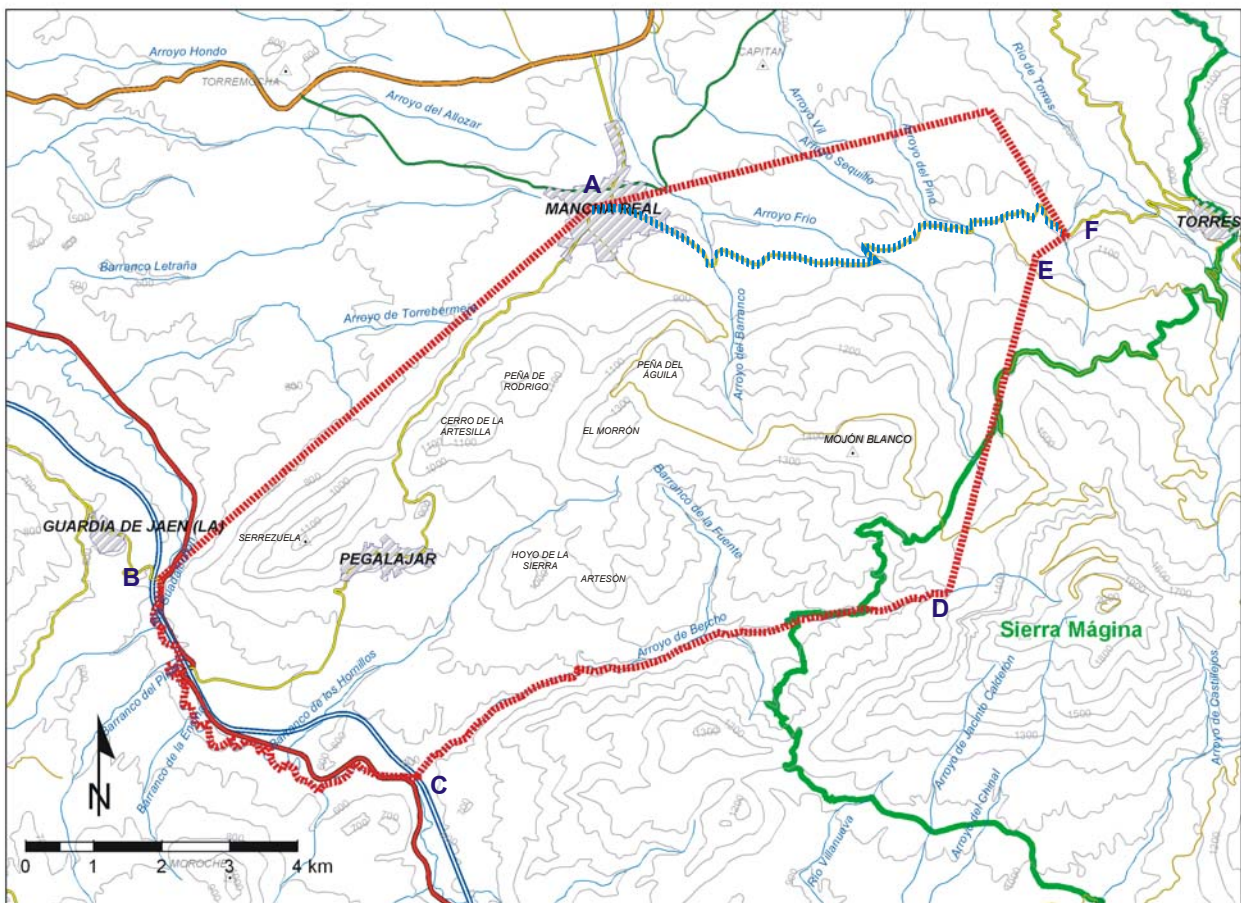


Figura 2.- Contexto geográfico. La línea roja punteada muestra la última poligonal de la U.H. 05.19 definida en 2001 (IGME-CHG, 2001) que modifica ligeramente los límites de la zona con declaración provisional de sobreexplotación de 1992 para incluir los afloramientos del acuífero plioceno situado al noreste. Las letras que aparecen en azul oscuro indican los vértices de esta última poligonal. La línea de la poligonal de 1992 aparece en color azul y punteada. La línea verde indica el límite del Parque Natural de Sierra Mágina.

La unidad hidrogeológica o según denominación más reciente Masa de Agua Subterránea “Mancha Real-Pegalajar” (05.19) fue declarada provisionalmente sobreexplotada por acuerdo de la Junta de Gobierno de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG) de 10 de septiembre de 1992 con publicación en el BOP de Jaén de 24 de octubre de 1992. El texto publicado para la definición del perímetro del Plan de Ordenación de Extracciones es el siguiente:

“Partiendo del Ayuntamiento de Mancha Real (A) se traza una línea hasta el puente existente sobre el río Guadalbullón, en el ramal que parte de la Carretera Nacional 323 hacia la Guardia (B), a 8 km del punto (A). Continúa por el río Guadalbullón hacia aguas arriba hasta la desembocadura el Arroyo de Bercho en las proximidades del punto kilométrico 353,5 de la Carretera Nacional 324 (C); asciende por el citado arroyo hasta su nacimiento en las proximidades de Peña Blanca (D) a la cota 1200 y el punto de coordenada X=451.50 Y=4176.85, línea recta en N,NE hasta el Cortijo de Fuensanilla (E), y de ahí hacia la obra de fábrica de paso de la carretera de Mancha Real a Torres, sobre el Arroyo de las Fresnadas, coordenadas X=453.20 Y=4183.10 (F).

Continuando por la carretera en dirección Mancha Real hasta la obra de fábrica de paso sobre el Arroyo Frío, coordenadas X=450,40 Y= 4181,75, siguiendo por el mismo hasta su intersección con la carretera Nacional 328 de Mancha Real a Jimena, continuando por dicha carretera hasta el Ayuntamiento de Mancha Real en su casco urbano”.

La declaración de sobreexplotación define también un perímetro de protección de 500 m de radio alrededor de las captaciones que abastecen a las localidades de Mancha Real y Pegalajar, de acuerdo con el artículo 173 del Reglamento de Dominio Publico Hidráulico (DGOH-ITGE,1996).

En 2007 se ha publicado el Plan de Ordenación de Extracciones en el que se procede a la declaración definitiva de sobreexplotación de los acuíferos incluidos en la Masa de Agua Subterránea “Mancha Real-Pegalajar” (CHG, 2007) y donde se describen una serie de actuaciones a corto plazo que pretenden resolver el problema social generado por la desecación del manantial de La Reja.

La poligonal incluida en la figura 2 comprende una superficie de 74 km² (CHG-IGME, 2001). Desde el punto de vista hidrográfico, la unidad hidrogeológica se sitúa entre los

ríos Guadalbullón, que la bordea por la parte suroeste, y Torres que hace lo propio por el extremo noreste. A lo largo del borde norte tienen su origen una serie de pequeños arroyos, todos ellos de carácter estacional. Los que se localizan en la mitad occidental de dicho borde, son tributarios del río Guadalbullón por su margen derecha, mientras que los correspondientes a la mitad oriental afluyen a la margen izquierda del río Torres. El borde sur drena sus aguas de escorrentía superficial hacia los arroyos de Los Hornillos y del Bercho, ambos de carácter estacional y afluentes del río Guadalbullón por su margen derecha.

4.2 ASPECTOS SOCIOECONÓMICOS

La población se concentra en los núcleos de Mancha Real, Pegalajar y La Guardia, siendo prácticamente inexistente en el resto de la zona. La población total se encuentra en torno a 14.400 habitantes, lo que equivale al 2 % de toda la provincia de Jaén.

En Mancha Real, el índice de evolución de la población (i), definido como $i = \text{Censo de 2001} / \text{Censo de 1996} \times 100$, es de 104, dentro de los límites de población progresiva, reflejo de la buena situación económica en la que se encuentra actualmente este término municipal, donde el paro no existe, algo verdaderamente excepcional en la Andalucía actual. La agricultura tiene gran importancia, especialmente el cultivo del olivo, que paulatinamente está pasando a ser un cultivo de regadío aprovechando los remanentes del Guadalquivir, las aguas residuales y la práctica totalidad de los manantiales existentes. También la industria es importante, especialmente el sector de la madera y las empresas de fabricación de maquinaria agrícola.

En Pegalajar $i = 98$ con un carácter continuamente regresivo hasta el año 1991, pasando la población de 4.167 habitantes en 1970 a 3.054 en 1991; a partir de este año, se observa con respecto a la Rectificación Padronal de 1995 un ligero pero continuo incremento en la población, y posteriormente una estabilización. También es aquí el cultivo del olivar la principal actividad económica de la población, gran parte en regadío gracias a las concesiones de aguas del río Guadalbullón, a los manantiales existentes y a las aguas residuales.

En la Guardia, $i = 99$ con un crecimiento ligero pero continuado con excepciones en algunos años concretos. El cultivo del olivar es igualmente la principal actividad

económica, también en su mayor parte de regadío con el aprovechamiento de concesiones del río Guadalbullón, de los manantiales existentes y de algún pozo y sondeo situados en zonas de baja permeabilidad, si bien su cercanía a Jaén está provocando un paulatino incremento de urbanizaciones en su término municipal, convirtiéndose parte del término en ciudad dormitorio.

En la figura 3 se muestra la evolución de la población en los tres núcleos citados desde el año 1986 hasta el año 2000.

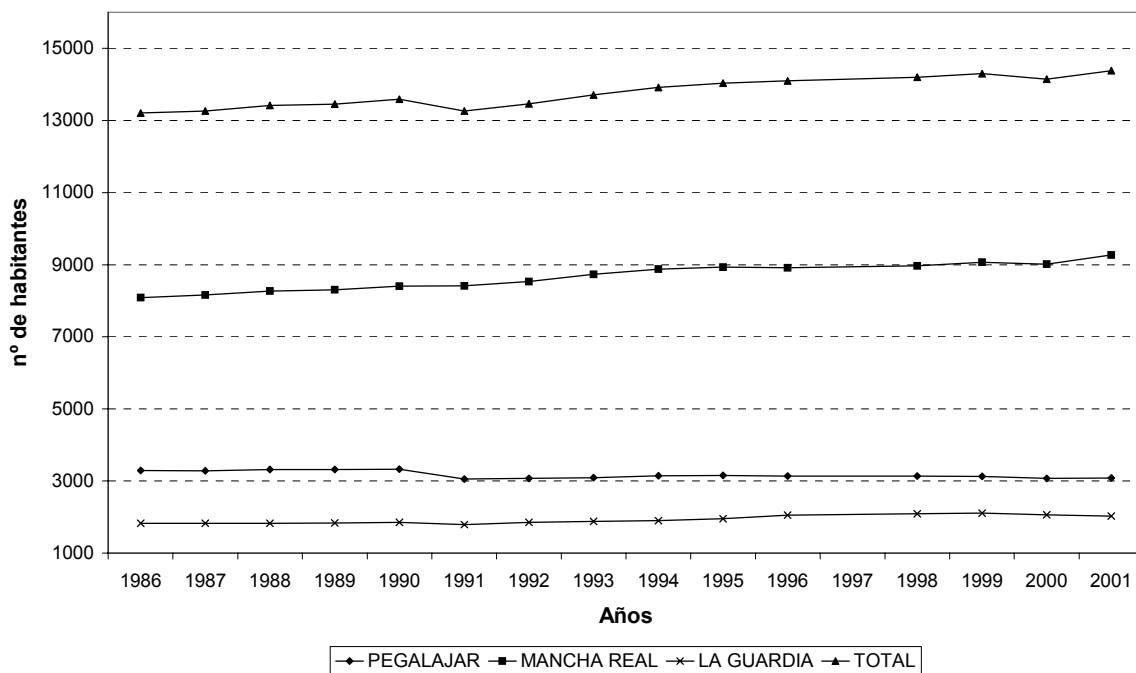


Figura 3.- Evolución de la población de los municipios del área estudiada en las últimas dos décadas.

Los núcleos de población que se encuentran en la periferia del acuífero están bien comunicados con Jaén, ya que la autovía N-324 bordea el acuífero por su zona suroccidental y la carretera A-326 por la zona septentrional. Los accesos por el interior de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco son buenos, pues existe una aceptable red de caminos forestales y vecinales y los núcleos de población están comunicados por carreteras comarcales.

En la figura 4 se muestran las superficies de regadío existentes en el área según el inventario y caracterización de los regadíos de Andalucía realizado por la Consejería de Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía (CAPJA, 2004); las zonas de riego más directamente relacionadas con los acuíferos estudiados se muestran en la tabla 1.

CODIGO	SUPERFICIE ha	DOTACIÓN m ³ /ha/a	VOLUMEN hm ³ /a	ORIGEN DEL AGUA
2309001A	1236,95	3031	3,75	Manantiales (Charcones y otros)
2305803	1265	1500	1,90	Aguas residuales Mancha Real
2303802	67,17	1500	0,10	Sondeos o pozos
2303801	2170,36	1565	3,4	Manantiales y río Guadalbullón
2306701A	111,31	1531	0,17	Manantiales
2306701B	1104,61	1531	1,69	Manantiales y río Guadalbullón

Tabla 1.- Zonas de regadío relacionadas con los acuíferos de Mancha Real-Pegalajar (CAPTJA, 2004).

El documento consultado asigna la totalidad del regadío en exclusividad al olivar, si bien pueden incluir pequeños sectores con regadíos de huerta tradicional, especialmente en áreas cercanas a los núcleos de población.

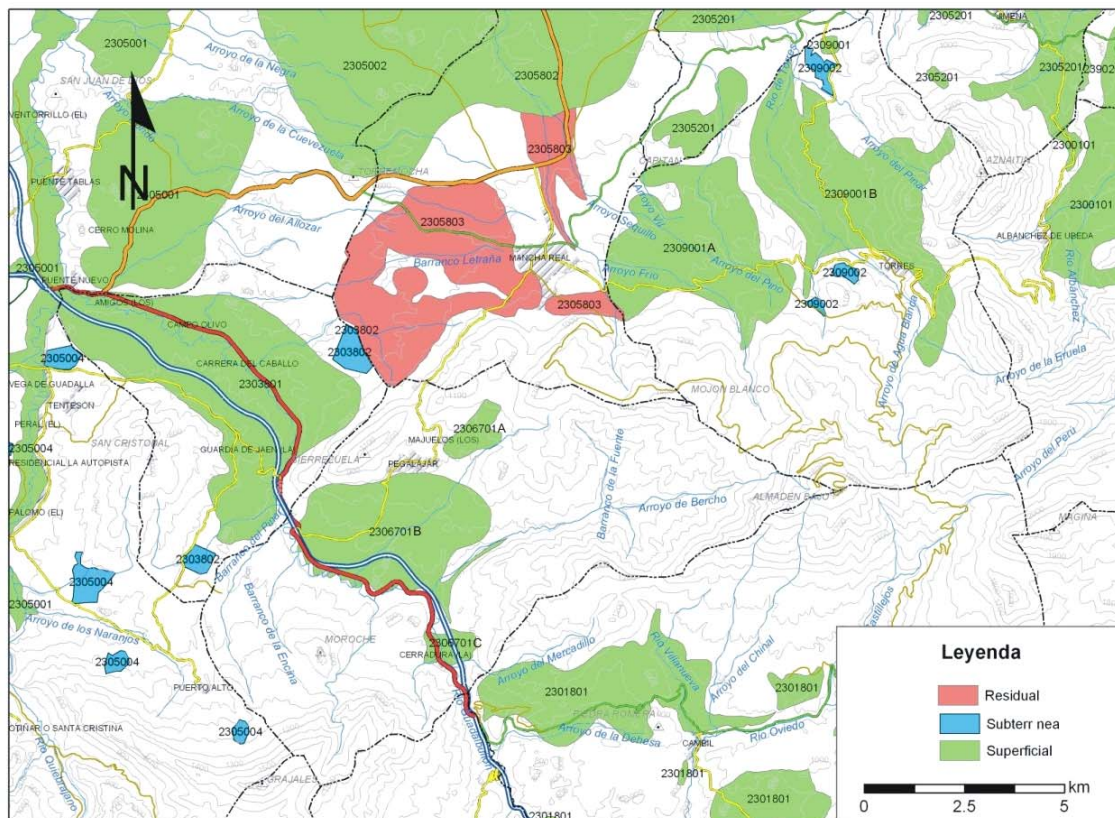


Figura 4. Superficies de regadío inventariadas en el entorno de las sierras de Pegalajar y Mancha Real. Modificado de CAPJA, 2004. El código de colores se refiere a la procedencia del agua utilizada.

La zona de riego 2309001A se nutre mayoritariamente del caudal drenado por el manantial de los Charcones (nº 25 en los planos de las figuras 24 y 26), con excepción de una parte que se deriva para abastecimiento a Mancha Real, además incluye otros

manantiales situados más al este relacionados con los carbonatos del acuífero de Almadén. Por otra parte, habría que incluir los caudales drenados por los manantiales del Cañaveral (nº 63) y Las Pilas de la Guardia (nº 6) que riegan áreas contenidas en la zona 2303801 que se nutre mayoritariamente de aguas derivadas del río Guadalbullón.

He subdividido la zona 2306701 en dos, que he denominado A y B. La primera incluye los caudales drenados por la Fuente Alta del Puerto (nº 13), y posiblemente caudales bombeados desde el río Guadalbullón; la segunda, el manantial de la Reja (nº 36), otros manantiales menores situados al sur de Pegalajar, y caudales derivados del Río Guadalbullón. Finalmente, la zona 2303802 es la única que el documento designa como aguas procedentes de bombeos en pozos o sondeos, su aparición es muy reciente (año 2000) y debe relacionarse con sondeos ubicados en materiales terciarios de baja permeabilidad y posiblemente con una deficiente calidad del agua, ya que en esa zona no existen sondeos utilizados para regadío en los acuíferos carbonáticos.

Capítulo II

CONTEXTO GEOLÓGICO

Contexto geológico

1 ANTECEDENTES Y LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

El área de estudio se localiza en el sector septentrional de las Cordilleras Béticas, en el límite de las Zonas Externas con los materiales de la Depresión del Guadalquivir, y forma parte del dominio paleogeográfico Prebético (figura 5).

La distinción entre los dominios paleogeográficos prebéticos y subbéticos, en que se dividen las Zonas Externas, fue establecida por primera vez por Blumental (1927) y Fallot (1948) basándose en sus diferencias estratigráficas y tectónicas, posteriormente se realizaron diversas subdivisiones que son discutidas en el trabajo de Azema *et al.*, (1979) en el que se estableció la nomenclatura que actualmente es aceptada por la mayoría de los autores.

Los afloramientos existentes en el área estudiada abarcan edades comprendidas entre el Cretácico inferior y el Cuaternario, y se incluyen, junto a los afloramientos de Bedmar-Jódar, Torres-Jimena y Jaén, dentro del conjunto de afloramientos más meridionales y occidentales de la Zona Prebética, incluidos en el dominio Prebético Interno Central (Baena y Jerez, 1982) o Prebético Interno (Azema *et al.*, 1979; García-Hernández *et al.*, 1979; Roldán *et al.*, 1991). Si bien, anteriormente fueron incluidos en el Prebético Externo (Rossell, 1972; Sanz de Galdeano, 1975) o en el Prebético de Jaén (Busnardo, 1960-62), ya que la serie de Jabalcuz-San Cristóbal, actualmente incluida en las Zonas Intermedias (Ruiz-Ortiz, 1980), era considerada como Prebético Interno.

La zona de estudio se sitúa en un área de gran complejidad geológica; los afloramientos de materiales prebéticos se ubican al norte de las Unidades Intermedias y del Subbético Externo, en posición alóctona respecto a los sedimentos neógenos de la Depresión del Guadalquivir y cabalgados por las Unidades Intermedias; éstas a su

vez también son cabalgadas por las series carbonáticas del Subbético Externo (García-Hernández, *et al.*, 2004).

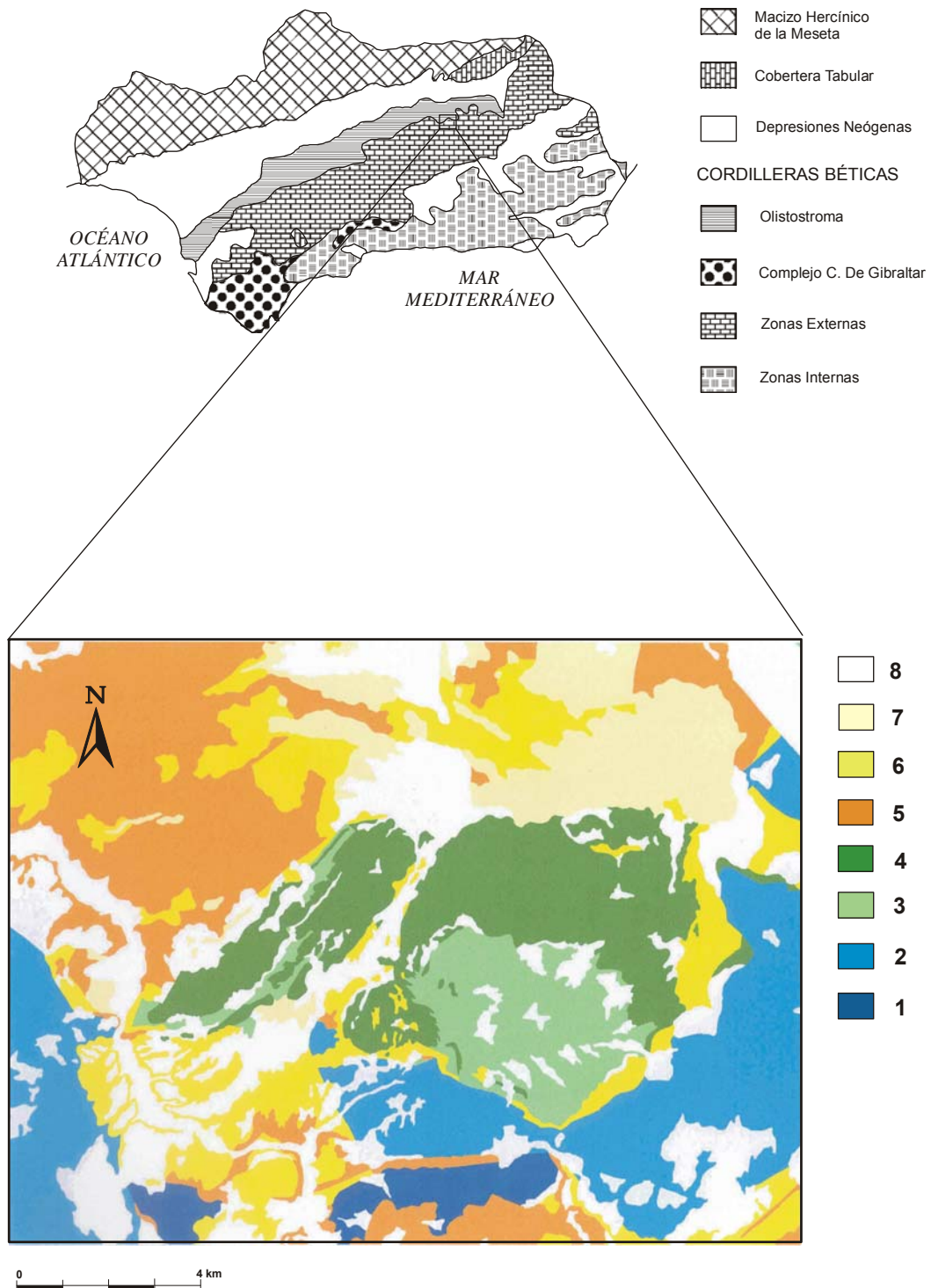


Figura 5.- Esquema de localización geológica de la zona de estudio (esquema inferior modificado de Roldán *et al.*, 1991; esquema superior modificado de ITGE-Junta de Andalucía, 1998): 1. Subbético Externo; 2. Unidades Intermedias; 3 y 4 Prebético Interno (Cretácico inferior y superior respectivamente); 5. Unidades Olistostrómicas (Mioceno inferior y medio); 6. Mioceno superior; 7. Plioceno; 8. Cuaternario.

El Dominio Prebético ocupa la parte más septentrional de las Cordilleras Béticas. A este dominio pertenecen algunos de los materiales de la plataforma carbonatada somera que cubrió gran parte del margen continental Ibérico (Blumental, 1927; Fallot, 1945; 1948; Fontboté, 1970; Roldán *et al.*, 1991; Vera *et al.*, 2004). Los afloramientos del Cretácico inferior que aparecen en las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco son de facies pelágica, con eventuales episodios someros en el Albiense y Valanginiense, así como otros turbidíticos de esa misma edad. En el Cretácico superior son esencialmente de facies someras (Roldán *et al.*, *op. cit.*).

Las primeras referencias a la secuencia estratigráfica de los materiales que constituyen las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco, proceden de la Sociedad de Exploración de Petróleos Españoles (SEPE, 1965) y consisten en una detallada serie estratigráfica, levantada entre el Arroyo del Bercho y Peña Blanca en 1965, que es denominada serie de Mojón Blanco (figura 6).

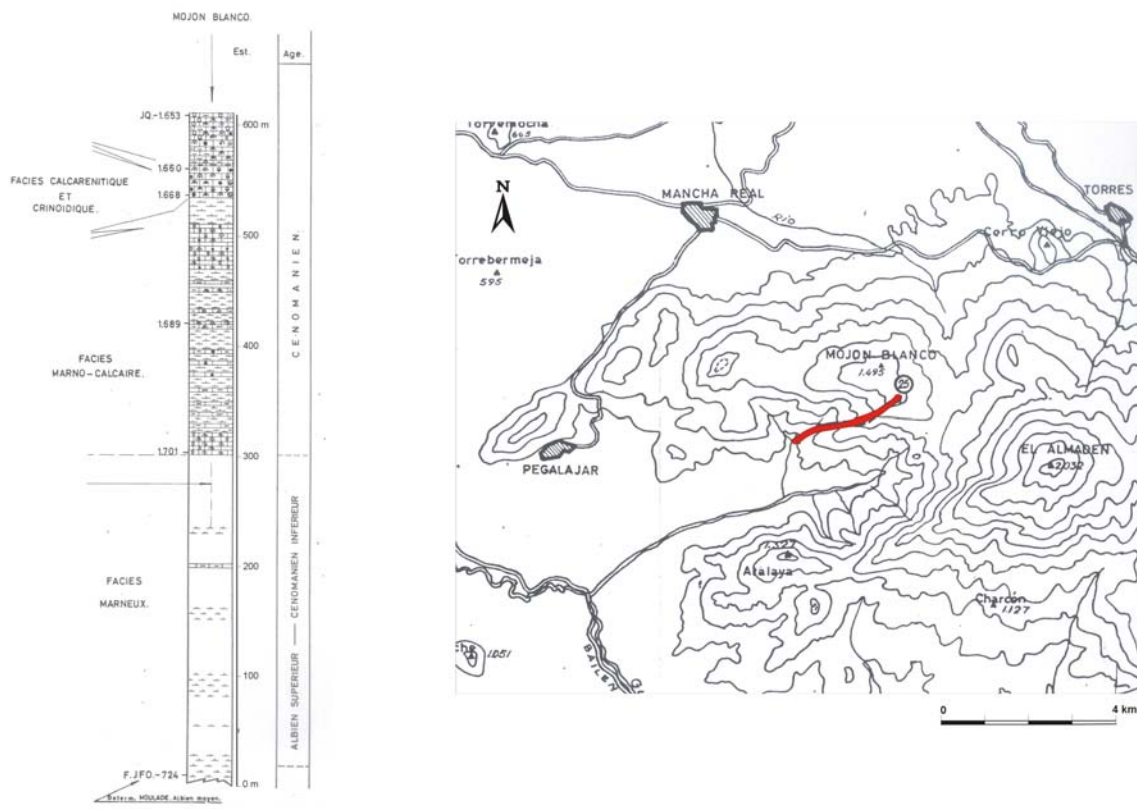


Figura 6.- Columna estratigráfica de Mojón Blanco levantada en 1965 por la Sociedad de Exploración de Petróleos Españoles (SEPE) entre el Arroyo del Bercho y Peña Blanca. A la derecha se muestra la situación de la columna en el plano original del SEPE.

En 1970 Pujalte cartografía la zona sur de la unidad para su tesis de licenciatura. En 1981 Jerez levanta una serie en la zona, que aparece publicada de forma resumida en Baena y Jerez (1982) (figura 7).

García-Hernández *et al.*, (1982) estudian detalladamente los niveles de turbiditas del Cretácico inferior que afloran en el Arroyo del Bercho y describen la serie de Mojón Blanco.

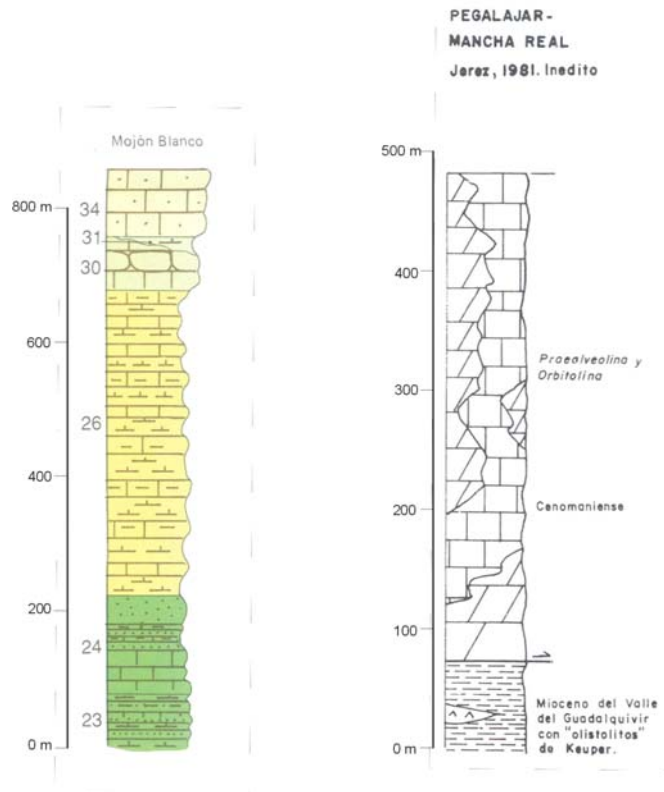


Figura 7.- La columna de la izquierda corresponde a la hoja geológica nº 947 Jaén (Roldán *et al.*, 1991); su leyenda es la siguiente: 23 margas, calizas margosas y areniscas (Berriasiense-Valanginiense inf.); 24 Turbiditas terrígenas y calcáreas (Valanginiense medio-sup.); 26 Ritmita margoso-calcárea (Valanginiense sup.-Albiense sup.); 30 Calizas en bancos y calizas nodulosas (Cenomaniense inf.); 31 Margas verde-amarillentas (Cenomaniense); 34 Calizas blancas masivas (Cenomaniense sup.). En la columna de la derecha se muestra la columna publicada por Baena y Jerez (1982).

Por último, la estratigrafía de todo el sector se describe en la memoria del Mapa Geológico de Jaén, nº 947 a escala 1:50.000 realizada por Roldán *et al.*, (1991) (figura 8).

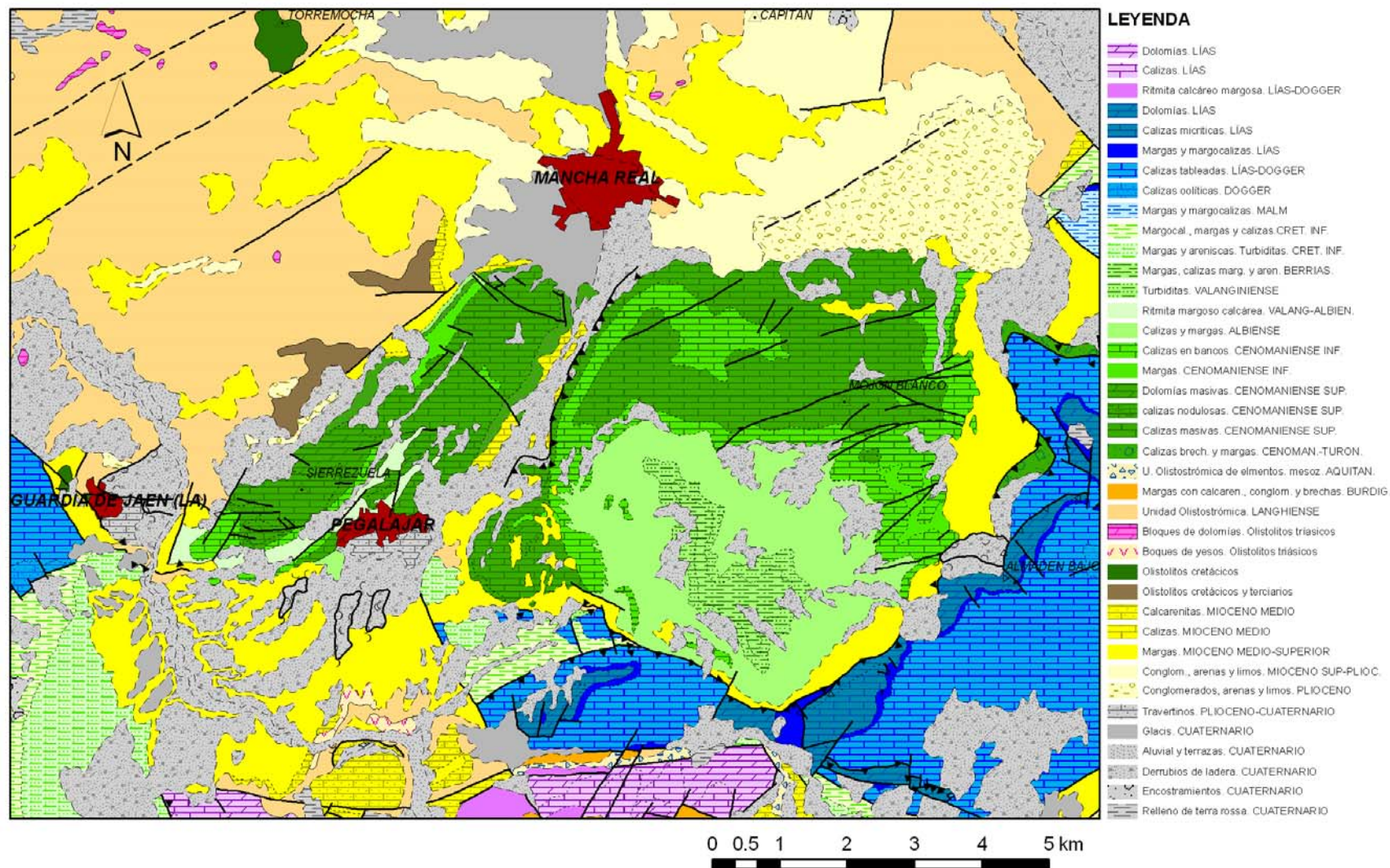


Figura 8. Plano geológico según Roldán et al.,(1991).

2 ESTRATIGRAFÍA

La serie estratigráfica de ambas sierras, que se describe a continuación, está basada en los trabajos citados (SEPE, 1965; García-Hernández *et al.*, 1982 y Roldán *et al.*, 1988) y de muro a techo consta de los siguientes términos:

2.1 MATERIALES PREBÉTICOS

➤ Cretácico inferior

La serie más completa puede observarse en el Arroyo del Bercho, donde se han realizado la mayoría de las observaciones (figura 7). En este arroyo la serie comienza en margas y margocalizas con niveles arenosos de aspecto turbidítico, posteriormente pasan a calizas de tonos grises que finalizan en un paquete margoso. Su edad comprende el Berriasiense y Valanginiense inferior y su potencia es del orden de 110 m.

La serie continúa con unos 70-80 m de turbiditas calcáreas con niveles de margas y margocalizas intercaladas, así como otros de calizas masivas. Su edad se atribuye al Valanginiense medio-superior. Sobre este paquete aparece una potente alternancia monótona de calizas margosas, margas y margocalizas con unos niveles basales esencialmente margosos. Su potencia es de 350 a 400 m y su edad, en el Arroyo del Bercho, es Valanginiense superior-Albiense superior. Este paquete constituye el sustrato impermeable de los acuíferos carbonáticos estudiados en esta investigación. En la Serrezuela de Pegalajar es el único término del Cretácico inferior que aflora, definiendo el núcleo del anticlinal que estructura la Sierra.

➤ Cretácico superior

El Cretácico superior en la serie de Mojón Blanco (SEPE, 1965) se inicia con un paquete de 20 m de potencia de calizas bioclásticas con pellets, seguido por una alternancia decamétrica de bancos de calizas arenosas y bioclásticas y margas, de 145 m de espesor total. La edad es Cenomaniense inferior pudiendo la parte basal situarse en el Albiense superior, ya que el tránsito con la serie margosa del Cretácico inferior es gradual (García-Hernández *et al.*, 1982). En el extremo oriental del

afloramiento de Mojón Blanco, aparece una intercalación de margas verdoso-amarillentas que se acuña lateralmente en un corto espacio (Roldán *et al.*, 1988), alcanza una potencia máxima del orden de 60 m y se ha datado como Cenomaniense. El Cenomaniense superior comienza con un paquete de 40 m de calizas arenosas y peletales con bioclastos (SEPE, 1965), seguido por 25 m de margas; a continuación aparecen 30 m de calizas bioclásticas con arenas e intraclastos seguidos de 48 m de calizas bioclásticas con pellets algo margosas en la base.

En resumen, el Cenomaniense inferior, en el corte levantado por la SEPE (1965) presenta una potencia de 165 m y de 143 m el Cenomaniense superior, lo que contrasta con las potencias estimadas en la hoja geológica (Roldán *et al.*, 1991) de 70 m para el Cenomaniense inferior y entre 80 y 120 m para el Cenomaniense superior.

La serie Cenomaniense en la Serrezuela de Pegalajar es más compleja. El Cenomaniense inferior presenta características y espesores similares a los de la serie de Mojón Blanco, en cambio, en el Cenomaniense superior, según Roldán *et al.* (1991), aparece un nivel de calizas nodulosas de cerca de 40 m de espesor, sobre el que se sitúa un tramo de calizas blancas de entre 80 y 120 m de potencia. En este tramo, estos mismos autores describen amplios sectores dolomitizados de aspecto masivo y tonalidades grises; así mismo, describen niveles de margas intercaladas, en aparente cambio de facies, con espesores de hasta 30-40 m.

2.2 MATERIALES NEÓGENOS Y CUATERNARIOS

➤ Unidad Olistostrómica

Corresponde a la definida por Roldán y García-Cortés (1988) como “Unidad Olistostrómica de la Depresión del Guadalquivir”. Está constituida básicamente por una matriz de componente margosa, arcillosa y yesífera, dentro de la cual se incluyen bloques de areniscas, yesos y dolomías procedentes de unidades triásicas, así como otros elementos de edades comprendidas entre el Cretácico y el Mioceno inferior.

Esta Unidad constituye el sustrato sobre el que se asientan las series prebélicas de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco.

Ha sido datada como Langhiense superior-Serravaliense inferior-medio y su potencia en esta zona es desconocida, sin embargo en sondeos petrolíferos situados más al oeste se han atravesado más de 1800 m (Roldán *et al.*, 1991).

➤ Mioceno medio-superior

Aparece discordante sobre todos los materiales anteriores. Está constituido por margas grises y blancas que presentan hacia la base paquetes de calcarenitas y/o calizas de algas.

Las margas son masivas o con tenues laminaciones paralelas, debido a la presencia de niveles milimétricos de limos silíceos. Su potencia en la zona puede llegar a superar los 150 m.

Las calcarenitas aparecen generalmente como un nivel compacto y masivo, aunque a veces se encuentran alternantes con niveles de hasta un metro de margas. La potencia suele estar en torno a 10-20 m aunque en ocasiones puede superar los 50 m.

Las calizas son de color blanco, semimasivas, muy ricas en algas en la base. Lateralmente pasan a calcarenitas y su potencia según Roldán *et al.* (op. cit.) no excede en ningún punto de 30 m. Sin embargo, en el sondeo Barrena I se cortaron 125 m de carbonatos presumiblemente de esta edad (IGME, 1981), y en el sondeo Peña del Águila, algo más de 110 m (IGME, 1982b). Es posible que se trate de espesores aparentes; aun así, parece que en esta zona la potencia podría superar ampliamente los 50 m.

La edad de estos materiales ha sido datada como Serravaliense medio-superior-Tortonense inferior.

➤ Mioceno superior-Plioceno

Se incluyen en este conjunto materiales detríticos de carácter mayoritariamente conglomerático. En Roldán *et al.* (op. cit.) se describen dos formaciones: la inferior presenta intercalaciones de sedimentos marinos y la superior exclusivamente continentales.

Aparecen fundamentalmente en las inmediaciones de Mancha Real, predominando los conglomerados de aspecto masivo y matriz limosa que presentan niveles discontinuos de margas y limos hacia la base. La serie levantada en el Barranco del Pinar (Roldán *et al.*, op. cit.) constata un conjunto organizado en una megasecuencia estratocreciente de unos 120 m de espesor y edad Messiniense superior-Plioceno para la formación inferior.

La formación superior es también conglomerática con matriz limosa de color rojo, aunque pueden observarse niveles de limos rojos de hasta 5 m de espesor y bastante continuos (Roldán *et al.*, op. cit.). La potencia máxima es del orden de 30-40 m y su edad se atribuye al Plioceno, aunque el techo correspondería al Pleistoceno.

➤ Plioceno-Pleistoceno

Roldán *et al.* (op. cit.) asignan una edad Plioceno-Pleistoceno inferior a los depósitos de travertinos que se encuentran relacionados con la surgencia del manantial de La Reja y de los manantiales de La Guardia y sobre los que se asientan los núcleos de Pegalajar y La Guardia respectivamente. Ambos depósitos presentan características similares. En los puntos en que hay buenos afloramientos pueden observarse facies de oncolitos algales esféricos y fusiformes a los que se asocian pasadas de gravas redondeadas. Los autores citados interpretan los travertinos como depósitos lacustres adjuntos a los abanicos pliocuaternarios, de ahí la edad asignada, y asociados a las surgencias de aguas subterráneas de Pegalajar y La Guardia.

El argumento esgrimido para incluir los depósitos dentro del Plioceno parece bastante pobre, sobre todo teniendo en cuenta que estas surgencias continúan activas en la actualidad, y sin duda ambos edificios travertínicos han debido continuar su crecimiento hasta épocas geológicas muy recientes. Es de suponer que, como ha ocurrido en otros travertinos de similares características que han podido datarse (Cruz San Julián, 1981; Durán, 1989; Andreo, *et al.*, 1999 entre otros), sus fases más activas de crecimiento estén relacionadas con los periodos interestadiales cuaternarios y por tanto, y a falta de dataciones absolutas, parece más lógico considerar que su génesis se ha producido íntegramente dentro del Pleistoceno sin más precisiones.

➤ Cuaternario

En este término se han incluido los glaciares que recubren las laderas de las sierras en las proximidades de Mancha Real, los derrubios de ladera y los depósitos aluviales relacionados con el Río Guadalbullón.

En las proximidades de Mancha Real se localiza un glaciar bien desarrollado con una potencia próxima a 15-20 m y cuya litología corresponde a conglomerados y gravas redondeados de naturaleza carbonática organizados en niveles canalizados, poco potentes pero bastante continuos, a los que se asocian, en ocasiones, niveles de limos y arcillas de tonos asalmonados (Roldán *et al.*, 1991).

3 TECTÓNICA

En general, los sedimentos mesozoicos de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas se encuentran fuertemente deformados, como consecuencia de la Orogenia Alpina, cuyos efectos compresivos estructuran el edificio Bético desde el Cretácico superior al Mioceno superior.

Según Martín Algarra (1987), la evolución orogénica de la Cordillera Bética puede agruparse en tres etapas que denomina preparoximal, paroximal y postparoximal. La primera etapa afectó escasamente a las Zonas Externas, la segunda se desarrolló básicamente durante el Mioceno inferior y en ella tuvieron lugar las perturbaciones más importantes que ocasionaron la desaparición de los dominios paleogeográficos mesozoicos. Esta etapa fue fundamentalmente compresiva en dirección NO y en ella se produjo la colisión entre las Zonas Internas y Externas.

En la etapa postparoximal, que se desarrolló durante el Mioceno medio y la base del superior, se produjeron importantes deformaciones relacionadas con accidentes transcurrentes consecuencia del desplazamiento hacia el O y SO de las Zonas Internas.

La estructura de la región en la que se sitúan los acuíferos estudiados es extraordinariamente compleja, consecuencia de sucesivas fases de deformación especialmente intensas durante el Neógeno. Según Roldán *et al.* (1991), es después del Serravallense-Tortonense inferior cuando queda configurada tectónicamente la

mayor parte de la región, con el cabalgamiento del Subbético Externo sobre las Unidades Intermedias. Previamente se debió producir el desenraizamiento de éstas y la formación de importantes acumulaciones olistostrómicas. Estos autores consideran que la estructura de los afloramientos del Prebético de Jaén está formada a partir de grandes bloques encajados en la Unidad Olistostrómica, que contrasta con la hipótesis tradicional (Fallot, 1948) que los consideraba como “ventanas tectónicas”, lo que tiene unas evidentes implicaciones hidrogeológicas. En este sentido, tanto Busnardo (1960-62) como Sanz de Galdeano (1975) consideran estos afloramientos prebéticos como para autóctonos, con un pequeño grado de translación. Otros autores (Guezou, *et al.*, 1991) consideran para el complejo Prebético, que ha habido acortamientos superiores a los 200 km, basados en los estudios de cortes balanceados en la Sierra de Cazorla.

Otra importante fase de deformación se registra en el Mioceno superior con una componente principal de dirección de esfuerzos hacia el norte (Roldán *et al.*, op. cit.) que provoca un desplazamiento solidario de las masas de carbonatos de las Zonas Externas que se superponen al conjunto olistostrómico provocando un suave plegamiento de directriz E-O en los sectores próximos al borde septentrional.

4 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

4.1 GENERALIDADES

Desde el punto de vista fisiográfico, las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco presentan un claro contraste morfológico con los relieves alomados de los sedimentos neógenos que rellenan la Depresión del Guadalquivir y que se sitúan inmediatamente al norte. Estas sierras calcáreas se caracterizan por una morfología de carácter estructural, de tal forma que el relieve de la Serrezuela de Pegalajar está constituido por un antiformal cuyo eje condiciona la morfología alargada de la sierra, con el borde noroeste más escarpado que el sureste, reflejo también de la mayor inclinación de las capas en el primero, debido a la asimetría del pliegue.

El relieve de Mojón Blanco, de igual forma, aparece configurado por sus características estructurales, con una zona aplanada en la parte central y sur que es consecuencia de la horizontalidad de las gruesas capas calcáreas del Cenomaniense, y un escarpe en su borde sur conformado por los paquetes de estratos

subhorizontales (foto 1). Los bordes norte y oeste aparecen fuertemente inclinados, condicionados también por la inclinación de la estratificación en el mismo sentido.



Foto 1. Borde norte de Mojón Blanco en el que se observan los escarpes verticales formados por la serie de carbonatos cenomanienses en posición subhorizontal o con ligeros buzamientos al norte.

El valle existente entre ambas sierras es el denominado Puerto de Pegalajar, que está ocupado por materiales miocenos arenosos que rellenan el núcleo del sinforme fracturado por la superposición de la Sierra de Mojón Blanco sobre la Serrezuela de Pegalajar. El resto de laderas se configuran sobre los materiales margosos, bien sean cretácicos o miocenos, que se sitúan tectónicamente bajo los materiales calcáreos y es frecuente que se encuentren regularizadas por canchales, derrubios de ladera, deslizamientos o glaciares de acumulación como el que cubre la ladera en la que se ubica el núcleo de Mancha Real.

En la figura 9 se muestra un mapa con la red de drenaje dibujada a partir de fotografía aérea a escala 1:25.000, en el que se han incluido las principales formas y elementos que configuran el relieve.

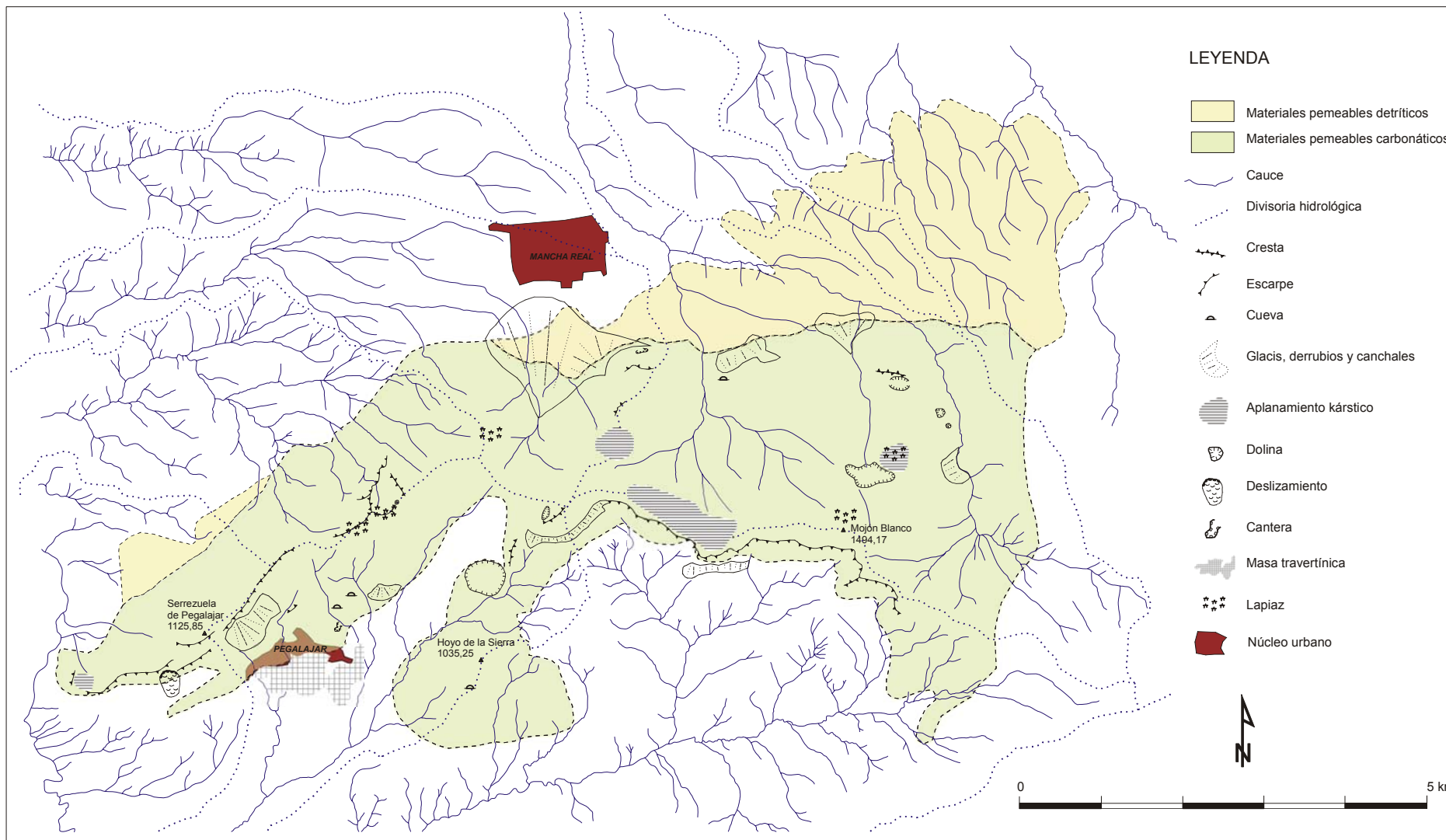


Figura 9. Red de drenaje y esquema geomorfológico de las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco.

Las crestas de los materiales carbonáticos conforman las principales divisorias hidrológicas; sobre ellos se desarrolla la red de drenaje de menor densidad del entorno, con patrones de tipo paralelo o rectangular condicionados por las líneas de fracturación, la inclinación de las capas y la presencia de paquetes margosos intercalados en los carbonatos. Los materiales detríticos permeables cuaternarios o pliomiocenos también presentan una red de drenaje de baja densidad, con un patrón de tipo paralelo, que pasa a ser dendrítico y mucho más denso en las margas cretácicas y miocenas.

En la figura 10 se muestra un mapa de pendientes generado a partir del Modelo Digital del Terreno publicado en 2005 por la Junta de Andalucía, el mallado utilizado para la generación de la capa TIN (Triangulated Irregular Network) ha sido de 15 m.

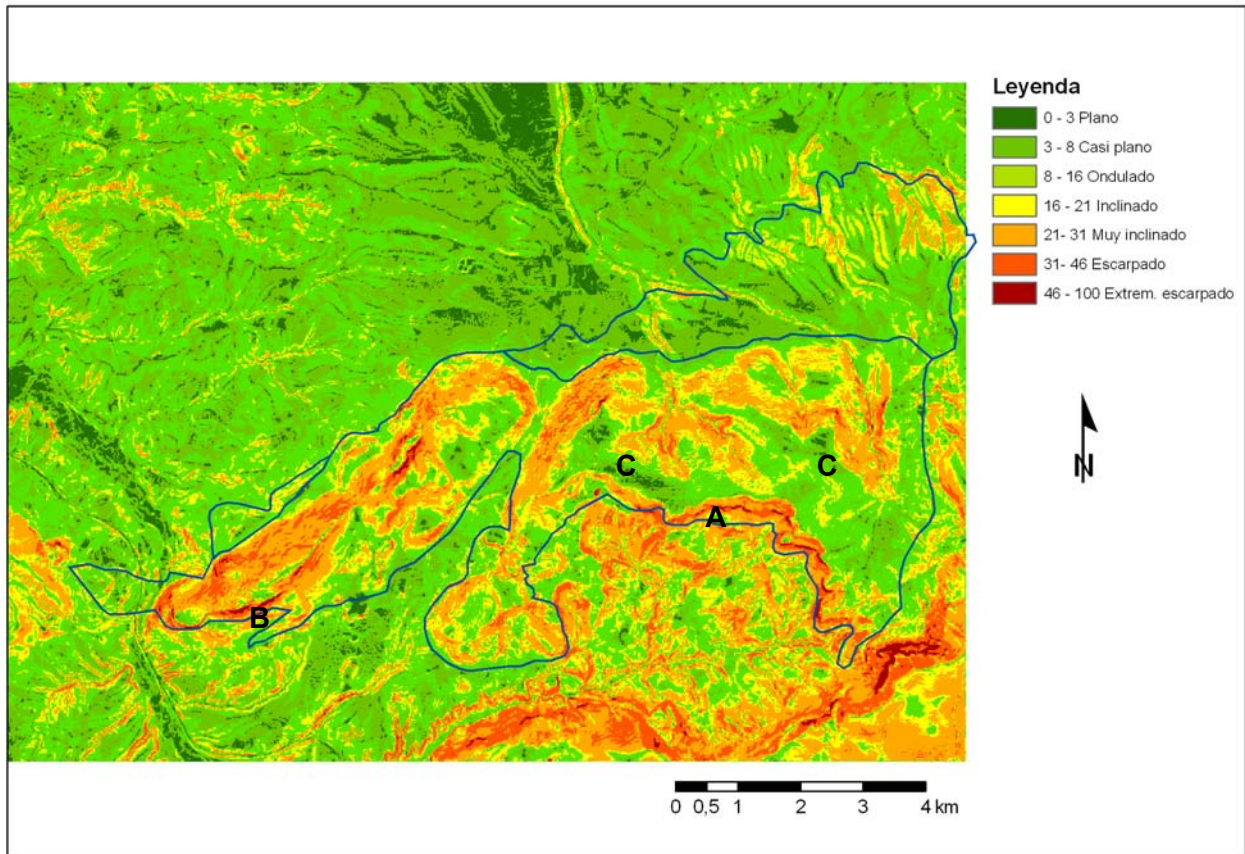


Figura 10. Mapa de pendientes de las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco. Valores en %. La línea azul muestra los límites de los afloramientos permeables. "A" escarpe sur de Mojón Blanco; "B" escarpe sur de Pegalajar; "C" superficies de aplanamiento en Mojón Blanco.

En el mapa de pendientes se observa el borde escarpado generado por las capas calcáreas horizontalizadas que conforman la vertiente sur de Mojón Blanco (letra A en plano de la figura 10) y de la Serrezuela de Pegalajar (B) y la fuerte inclinación que presentan las vertientes noroeste y norte de la Serrezuela de Pegalajar y de Mojón Blanco. También aparece claramente diferenciada en la zona central del afloramiento carbonático de Mojón Blanco una amplia superficie de aplanamiento (C), sobre la que se desarrollan algunas morfologías exokársticas, que se sitúa a cotas comprendidas entre 1250 y 1350 m s.n.m.

4.2 FORMAS EXOKÁRSTICAS

Aunque no existe un importante desarrollo de formas exokársticas en las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco, si son reconocibles algunas de las formas más características del karst como son las dolinas y el lapiaz. En la figura 9 se han cartografiado las más importantes reconocidas en fotografía aérea.



Fotos 2 y 3. A la izquierda posible uvala capturada por un barranco situada en el afloramiento de Mojón Blanco. A la derecha gran dolina ubicada en la cuerda que une el afloramiento de Mojón Blanco y el del Hoyo de la Sierra.

En el afloramiento de Mojón Blanco es donde se encuentran la mayoría de las dolinas existentes. Cerca del vértice de Mojón Blanco, inmediatamente al norte, se sitúa una amplia dolina de fondo plano que más bien podría considerarse una uvala debido a sus dimensiones y la irregularidad de sus bordes (foto 2), que podría ser consecuencia de la coalescencia de varias dolinas menores. La depresión aparece rellena de *terra rosa* y su borde norte ha sido capturado por la cabecera de un barranco que discurre a favor de la pendiente de las capas en dirección norte y es tributario del arroyo de los

Charcones. Otras dolinas menores se sitúan en la margen izquierda del barranco de los Charcones y en la divisoria entre los dos barrancos citados.

En la cuerda de carbonatos que enlaza el afloramiento de Mojón Blanco con el del Hoyo de la Sierra se encuentra la dolina de mayores dimensiones de todo el afloramiento (foto 3). Se trata de una gran dolina en artesa, de fondo plano relleno de *terra rosa* y utilizado como superficie de cultivo.

El lapiaz en general aparece poco desarrollado. En la superficie de aplanamiento de Mojón Blanco y en las crestas de la Serrezuela de Pegalajar puede observarse un lapiaz de tipo cavernoso o espumoso generado bajo cubierta edáfica, que aparece también en pequeños retazos a menores cotas (Foto 4). Además es posible observar de forma aislada lapiaz de acanaladuras o *rillenkarren* consistente en pequeños surcos labrados a favor de la pendiente por acción del agua de lluvia (Foto 5).



Fotos 4 y 5. A la izquierda lapiaz espumoso o cavernoso desarrollado bajo cobertura vegetal. A la derecha rillenkarren generado por disolución directa por acción del agua de lluvia.

4.3 FORMAS ENDOKÁRSTICAS

Se han reconocido cuatro cavidades excavadas en los afloramientos cretácicos, la de mayor extensión es la cueva de los Murciélagos que se sitúa en la ladera norte de Mojón Blanco. En Hoyo de la Sierra se encuentra otra cavidad que da nombre a este afloramiento y que se llama de la misma forma. Finalmente en la Serrezuela de Pegalajar y muy cerca de este núcleo de población se sitúan las cuevas de los Majuelos y el Aro.

- Cueva de los Murciélagos (foto 6): Aunque se trata de una cavidad muy conocida por su fácil acceso y por encontrarse cercana a Mancha Real, no existen referencias de estudios de carácter científico o espeleológico realizados en ella, probablemente debido a la inexistencia de grupos espeleológicos que trabajen en esta zona de la provincia de Jaén. El plano topográfico de la figura 11 fue realizado con motivo de esta tesis, aunque en el trabajo del IGME sobre la viabilidad turística de cavidades en la provincia de Jaén (IGME-DPJ, 2003) aparece otro croquis realizado en 2000 por Morillas con motivo de unas prácticas de la Universidad de Jaén.

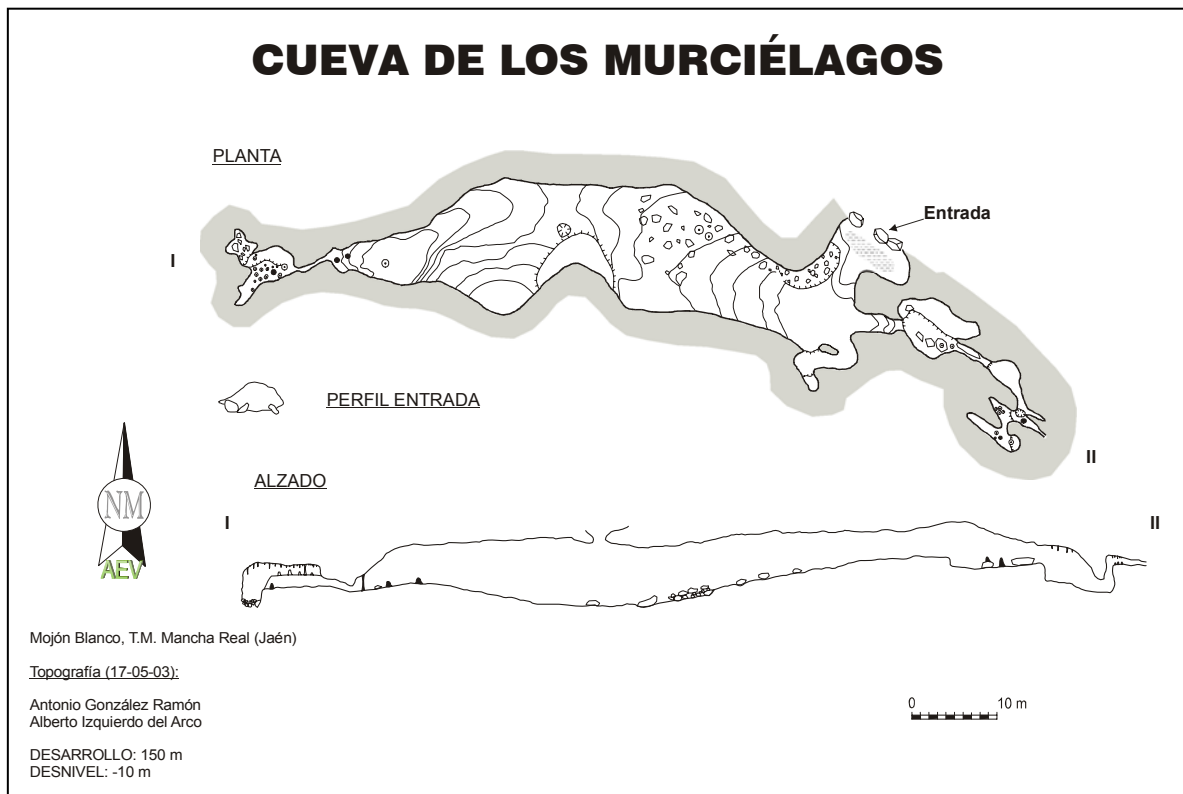


Figura 11. Plano topográfico de la cueva de los Murciélagos.

Se trata de una cavidad desarrollada en condiciones vadosas y controlada por un juego de fracturas de direcciones E-O y NE-SO. La mayor parte de la cavidad es una gran sala alargada, de unos 12-15 m de altura, iluminada por una boca en su techo que comunica con el exterior. Presenta en general escasos espeleotemas con la excepción de una pequeña sala situada al este en la que el techo aparece tapizado de estalactitas y el suelo de coladas y estalagmitas.

- Cueva del Hoyo de la Sierra (foto 7): Se sitúa en el centro del afloramiento carbonático del Hoyo de la Sierra, y se trata de una cavidad tradicionalmente utilizada como resguardo del ganado. Su entrada es amplia y conecta con una espaciosa galería con el suelo completamente relleno de residuos del ganado. Al fondo, la galería se divide en otras dos, parcialmente tapiadas para evitar el acceso del ganado. Por la galería de la izquierda se accede, tras un escalón descendente, a una sala de techo bajo con algunos espeleotemas, como una colada en la pared derecha. La galería de la derecha se desarrolla en dirección NO-SE, no presenta espeleotemas y en la parte final hay una escombrera de tierra que podría ser consecuencia de trabajos de acondicionamiento de la cavidad para el albergue del ganado.

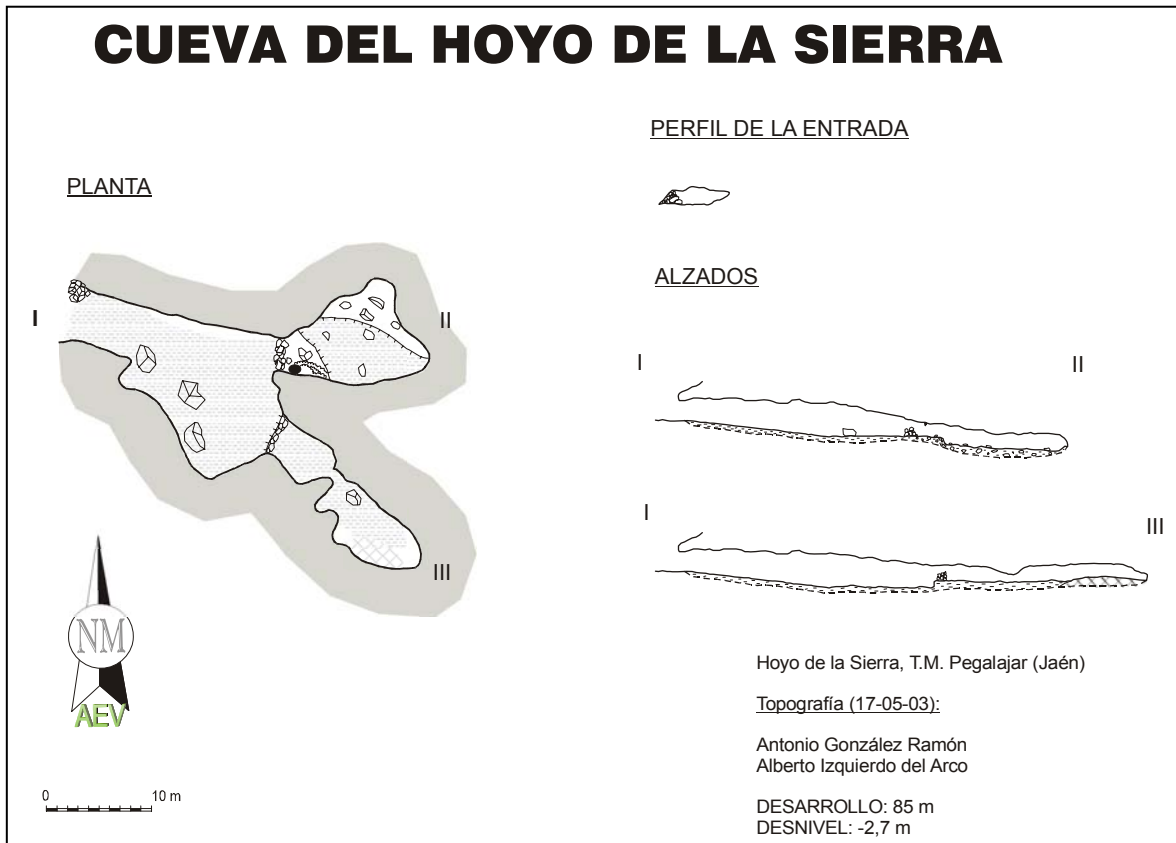
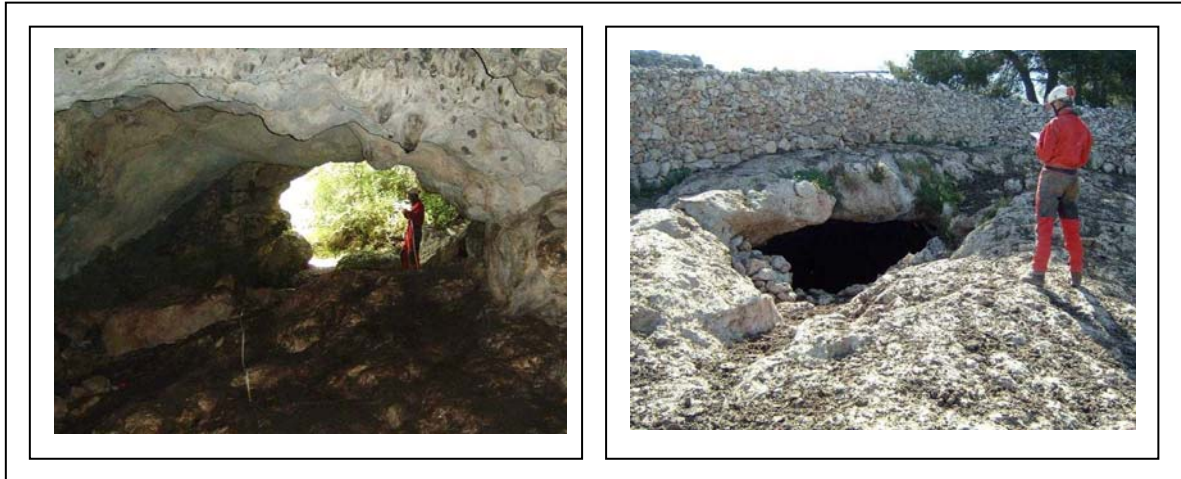


Figura 12. Plano topográfico de la cueva Hoyo de la Sierra.

- Cuevas de los Majuelos y Aro: Se trata de dos cavidades de propiedad privada, situadas muy cerca una de otra, en las inmediaciones del núcleo de Pegalajar. La primera está formada por una única sala de grandes dimensiones (unos 500 m²) y 18 m de altura (IGME-DJ, 2003) alargada en la dirección NO-SE, que ha sido acondicionada como restaurante. Apenas existe presencia de espeleotemas. La cueva del Aro se sitúa a 200 m de la anterior, la entrada

actual ha sido excavada artificialmente y está cerrada y habilitada para las visitas turísticas. Tiene un desarrollo de unos 100 m de recorrido prácticamente horizontal y gran profusión de espeleotemas en general de pequeño tamaño: estalactitas, estalagmitas, discos de fracturas, macarrones, excéntricas, formaciones originadas por calcitas flotantes y otras (IGME-DJ, 2003).



Fotos 6 y 7. A la izquierda galería de acceso y boca de entrada a la cueva de los Murciélagos. A la derecha entrada de la cueva del Hoyo de la Sierra. Ambas fotografías realizadas por A. Izquierdo del Arco.

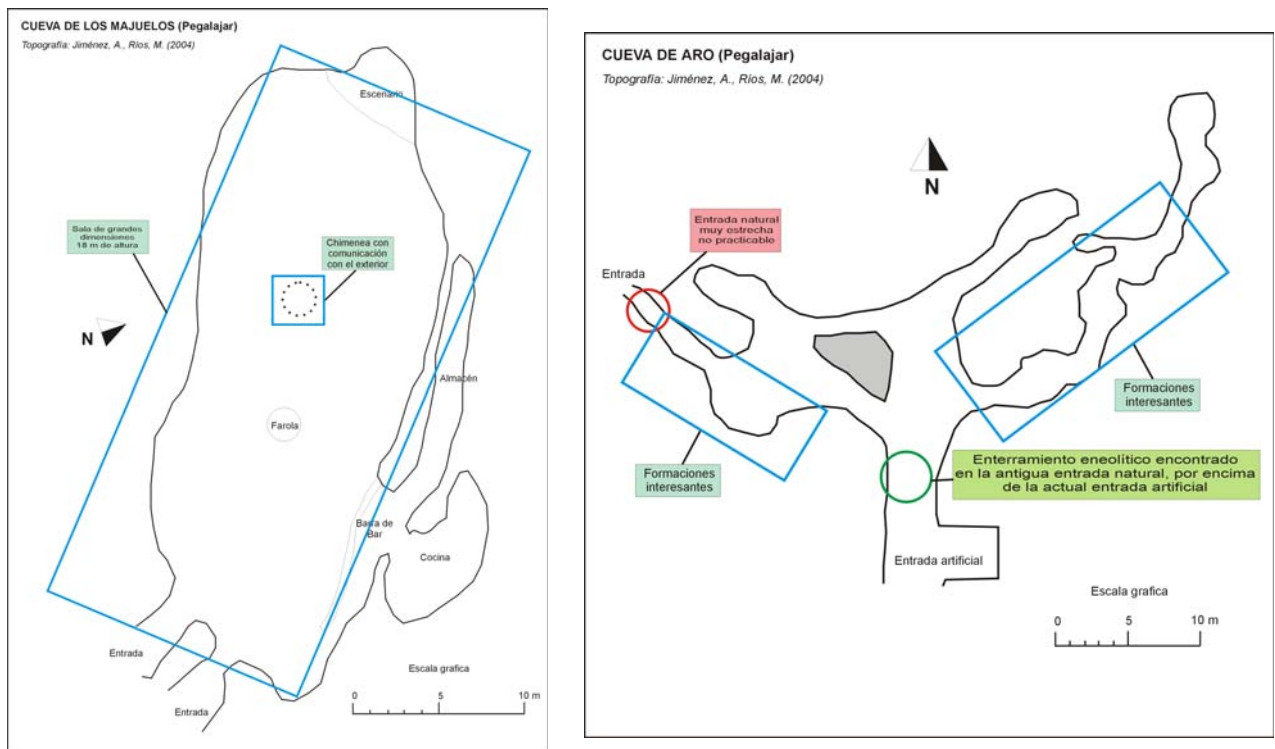


Figura 13. Esquema topográfico de las cuevas de los Majuelos (izquierda) y Aro (derecha). Tomados de IGME-DJ, 2003.

4.4 CRONOLOGÍA DE LA KARSTIFICACIÓN

Sobre los carbonatos cretácicos y en ocasiones a considerables cotas, aparecen retazos de margas miocenas, cuyo depósito finalizó en el Tortoniense superior, etapa en la que dio comienzo la regresión marina que permitió la emersión del relieve calcáreo prebético y, por lo tanto, el inicio de su erosión. Durante el Messiniense, el borde del mar se sitúa en las laderas norte de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco, como atestigua la formación detrítica miopliocena, cuya secuencia comienza con depósitos margosos marinos messinienses, en los que van apareciendo niveles de gravas canalizadas hasta finalizar en una secuencia detrítica claramente continental y posiblemente ya depositada en el Plioceno. Esta secuencia atestigua el comienzo de la erosión de los relieves carbonáticos situados inmediatamente al sur y, por tanto, también el inicio de su karstificación. Es probable además que la superficie de aplanamiento registrada en Mojón Blanco se desarrollara en estos momentos.



Foto 8. Mesa travertínica relacionada con el manantial de la Reja sobre la que se asienta el núcleo de Pegalajar.

Sobre la formación anterior se encuentra otra formación claramente continental, cuyo depósito se relaciona con un sistema de abanicos aluviales ligados a la red de drenaje

de los relieves creados al sur (Roldán *et al.*, 1991), de edad Plioceno si bien su techo alcanzaría el Pleistoceno.

Durante el Plioceno debieron activarse las surgencias de agua subterránea, que muy pronto se ubicaron en su posición actual, en Pegalajar y en La Guardia, como atestiguan los importantes depósitos de travertinos asociados a ambas (foto 8). No se observan travertinos por encima de la cota actual de surgencia en ninguna de las dos zonas de descarga. Tampoco se conocen cavidades con galerías con morfologías freáticas, cuya presencia indicaría antiguos periodos de estabilidad del nivel freático por encima de su situación actual. Ni siquiera las cuevas de Los Majuelos y El Aro, situadas pocos metros por encima del manantial de La Reja, presentan galerías con morfologías o espeleotemas freáticos. Todos estos indicios parecen apoyar la existencia de una larga estabilidad en la posición del nivel piezométrico, en cuya zona saturada habría habido tiempo suficiente para la generación de un buen desarrollo de conductos kársticos, que podría tener algo que ver en la gran permeabilidad medida en algunos sectores a partir de ensayos de bombeo. Las grandes puntas de caudal registradas en el manantial de La Reja indican un funcionamiento típicamente kárstico de esta surgencia, aunque no se dispone de datos detallados sobre sus caudales de descarga.-

Capítulo III

CLIMATOLOGÍA

Climatología

1 ESTUDIOS PREVIOS

El estudio de la climatología de la región con el objetivo de establecer los valores de lluvia útil aplicables a los afloramientos permeables, ha sido abordado anteriormente en diversos trabajos realizados tanto por el IGME como por la DGOH. El primero se incluye en el *Proyecto de Investigación Hidrogeológica Infraestructural de los Sistemas Acuíferos 30-31* realizado por el IGME y la Universidad de Granada entre los años 1982 y 1983. Este trabajo, que contempla un periodo de 24 años entre 1956 y 1980, forma parte de un amplio estudio regional en el que se obtienen datos de precipitación y lluvia útil, además se realiza un estudio específico climatológico para el año 1981-82 en el que se mantiene una red de control de manantiales importantes, y cuyo objeto es intentar afinar en los balances de los acuíferos incluidos en la zona investigada.

En 1994, la DGOH estudia detenidamente la Serrezuela de Pegalajar a consecuencia de los conflictos surgidos por la utilización del agua subterránea en la zona. Con motivo de este informe, se realiza un nuevo estudio climático que contempla todos los registros de precipitaciones y temperaturas existentes en las estaciones situadas en los núcleos de Pegalajar y Mancha Real, en concreto se utilizan para el tratamiento de las precipitaciones las estaciones 5263 (Pegalajar-C. de A.), 5264 (Mancha Real-C. de A.) y 5264B (Mancha Real SEA). La serie de precipitaciones tratada incluye el periodo 1920-1993, y la de temperaturas el de 1967-1993.

En 1996, con motivo de la actualización de balances de los acuíferos relacionados con el abastecimiento a Huelma situados en un entorno cercano, el IGME y la Consejería de Obras Públicas y Transportes de la Junta de Andalucía (COPTJA), realizan un nuevo estudio climático que contempla las 21 estaciones meteorológicas existentes en la zona, 8 de las cuales son termopluiométricas y el resto pluviométricas. El periodo estudiado es de 35 años hidrológicos comprendidos entre 1960-61 y 1994-95.

Finalmente, con motivo del Proyecto de Actualización Hidrogeológica en las cuencas de los ríos Guadalbullón y Torres, la DGOH realiza un nuevo estudio que incluye la climatología de la zona (DGOH, 1999). El periodo comprende los años 1944/45 a 1996/97, en el que se tratan datos de precipitación en 55 estaciones y de temperatura en 14.

A pesar de toda esta información previa, he considerado conveniente realizar un nuevo tratamiento de datos climáticos con el objeto, por un lado, de actualizar la información incorporando datos más recientes que puedan reflejar posibles cambios temporales en las precipitaciones y temperaturas y, por otro, para tener la oportunidad de comparar los resultados que se obtienen sobre el porcentaje de agua de precipitación infiltrada en el acuífero utilizando distintas metodologías.

2 CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GENERALES

El clima de la provincia de Jaén se describe como mediterráneo continental, con veranos secos y muy calurosos e inviernos fríos y relativamente lluviosos (IGME-DJ, 1997). El régimen térmico en las zonas llanas es subtropical cálido, siguiendo la clasificación de Papadakis, y templado cálido en las zonas montañosas. El régimen de humedad en la zona ocupada por los relieves montañosos es del tipo mediterráneo húmedo.

Las temperaturas tienen una oscilación anual importante, siempre superior a 18 °C, lo que pone de manifiesto el acusado carácter continental del clima, y presentan en general una buena correlación con la altitud, de tal forma que los valores más elevados se registran en la depresión del Guadalquivir y los menores en los principales vértices montañosos.

En cuanto a la precipitación, en gran parte de la provincia se registran valores anuales en torno a 500-700 mm (IGME-DJ, 1997), si bien existen zonas donde los valores superan los 1000 mm. El régimen mensual de precipitaciones presenta un claro carácter estacional, con un invierno más lluvioso que la primavera y ésta más que el otoño. Julio y agosto son los meses más secos del año con ausencia total o muy escasa presencia de precipitaciones.

3 ESTUDIO DE LA PRECIPITACIÓN

3.1 DATOS UTILIZADOS Y SU TRATAMIENTO

Para el estudio de la precipitación de la zona, se ha recopilado la totalidad de la información existente en las estaciones climáticas del Instituto Nacional de Meteorología (INM) situadas en un entorno de 30 km de distancia, en la tabla 2 se muestran las principales características de dichas estaciones y su situación puede observarse en el plano de la figura 14.

La distribución de los datos de las series de precipitación disponibles es muy heterogénea, de tal forma que hay estaciones con periodos de datos diarios que abarcan 80 años junto a otras con solo 7 años.

Nº EST.	DENOMINACIÓN	COOR. X	COOR. Y	COTA	TIPO	PERIODO DE DATOS	AÑOS
5146	Huelma "Colegio Nacional"	459640	4167150	1002	TP	1916-1932 1972-1994	28
5148	Huelma "Solera"	467521	4170813	1084	TP	1960-1977	18
5149	Belméz de la Moraleda	466559	4175410	887	TP	1985-2004	16
5160	Bedmar y Garcéz	464847	4181304	920	P	1953-1959	7
5161	Albanchez de Úbeda	458860	4182718	865	P	1985-2002	12
5165	Torres "ICONA"	456032	4180729	1030	P	1985-2004	16
5254	Campillo de Arenas	443911	4156762	874	P	1990-2002	12
5256	Cárcheles Carchelejo	443454	4165395	803	P	1989-1996	7
5263	Pegalajar "C. de A."	442844	4177019	827	P	1989-2004	16
5264	Mancha Real "C. de A."	446184	4182545	753	TP	1985-1999	12
5264B	Mancha Real "SEA"	446184	4182545	753	TP	1967-1996	30
5266	La Guardia de Jaén	439127	4177447	645	P	1989-2004	13
5267	Jaén "Cortinas"	437628	4172834	720	TP	1965-1974 1994-1996	11
5269A	Los Villares INM	428090	4171587	640	P	1950-2005	55
5270	Jaén "Instituto"	430623	4181520	510	TP	1901-1983	80
5271	Torre del Campo	420929	4180899	646	P	1954-2005	51
5329	Jamilena	419581	4178230	753	P	1985-2004	16
5419	Valdepeñas de Jaén	427846	4160431	927	P	1914-1930 1950-1973	36

Tabla 2. Características principales de las estaciones pluviométricas del Instituto Meteorológico Nacional situadas en el entorno de Mancha Real-Pegalajar con indicación del número de años en que se dispone de algún dato. En negrita se resaltan las estaciones escogidas.

Para la homogenización de los datos y su estudio he escogido un periodo de 37 años comprendido entre los años hidrológicos 1967-68 y 2003-04 que abarca la suficiente

variabilidad climática para la obtención de información coherente y en el que es posible completar las series de un número de estaciones representativo.

Se han descartado 8 estaciones debido a la escasez de datos que presentaban en el periodo escogido, con lagunas que superaban ampliamente el 20%, que ha sido el porcentaje límite admitido. La única excepción ha sido la de la estación 5254 (Campillo de Arenas) que presenta un 22% de huecos pero que cubre un sector donde no se sitúa ninguna otra estación.

Los datos de las estaciones 5264 y 5264B se han unificado para completar una sola, ya que ambas se sitúan en el casco urbano de Mancha Real y presentan una alta correlación entre sus registros. El resto de estaciones descartadas han sido utilizadas como apoyo para el completado de los datos de las estaciones escogidas.

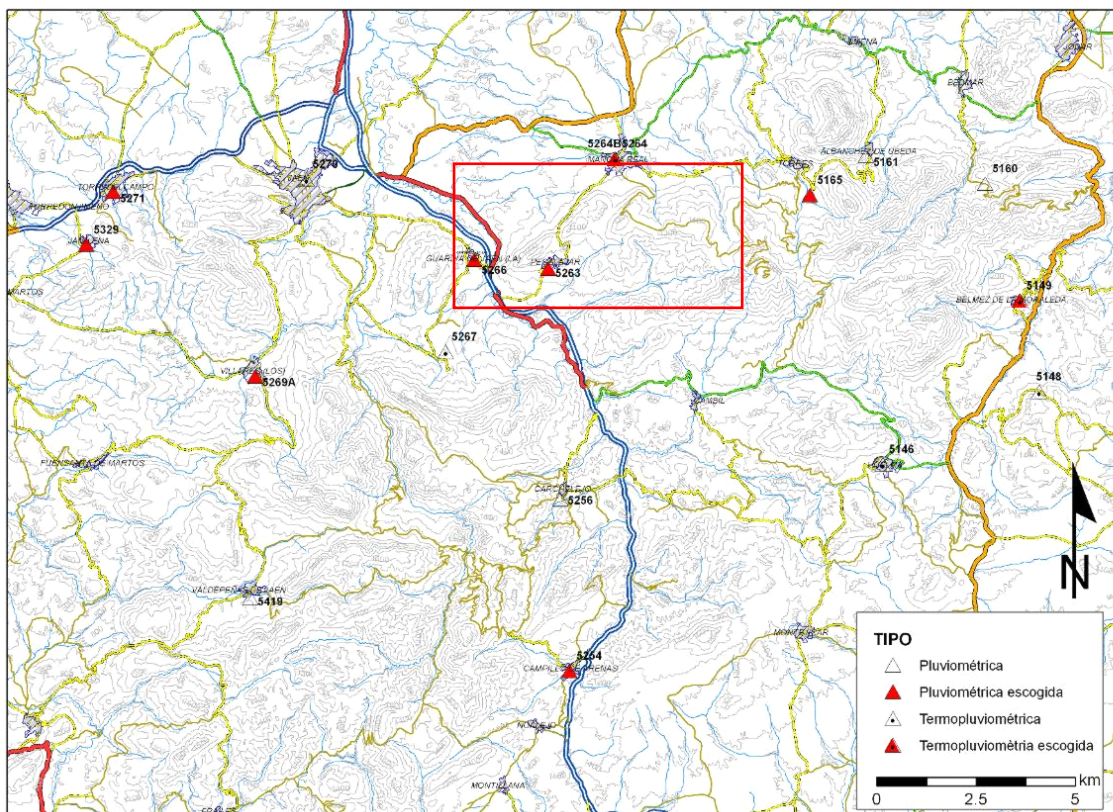


Figura 14. Situación de las estaciones climatológicas del INM en el entorno de Mancha Real-Pegalajar e indicación de las estaciones escogidas. El recuadro en rojo indica la zona de estudio.

Únicamente ha sido posible completar las series de datos diarios en las estaciones 5269A (Los Villares INM) y 5271 (Torre del Campo) que presentaban solo un 5 y un 2% de lagunas respectivamente y, además, correspondiendo mayoritariamente estas lagunas a días con registros de precipitación nula en el resto de estaciones. Los días

en que se registran precipitaciones en otras estaciones se han completado con la media de las estaciones más cercanas y situadas a cota similar. En la estación 5264 (Mancha Real unificada), situada junto al acuífero estudiado, se ha podido completar el periodo 1967-68 a 1999-00 utilizando el mismo proceso.

El completado de las series mensuales de las estaciones escogidas se ha llevado a cabo con la metodología clásica de la U.S. Weather Bureau, aplicable para 3-4 o menos meses sin datos, o más si comprende los meses de estiaje (*in* Benitez, 1972). El método consiste en considerar como el valor de la precipitación en ese mes la media aritmética de las estaciones cercanas y con características parecidas. En lagunas mayores se ha utilizado el método de la regresión lineal a partir de datos anuales, que consiste en obtener el dato ausente a partir del valor de la otra variable, previa obtención de la ecuación de la recta de dispersión. Esta recta 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 mayor coeficiente de correlación presenta. La tabla 3 muestra la matriz de coeficientes de correlación obtenidos entre cada una de las estaciones.

	5264	5263	5266	5165	5269A	5149	5271	5329	5254
5264	-	0,895	0,851	0,888	0,801	0,781	0,843	0,834	0,760
5263	0,895	-	0,930	0,941	0,858	0,863	0,887	0,868	0,850
5266	0,851	0,930	-	0,918	0,889	0,862	0,903	0,880	0,867
5165	0,888	0,941	0,918	-	0,889	0,883	0,898	0,887	0,860
5269A	0,801	0,858	0,889	0,889	-	0,844	0,902	0,911	0,895
5149	0,781	0,863	0,862	0,883	0,844	-	0,849	0,831	0,902
5271	0,843	0,887	0,903	0,898	0,902	0,849	-	0,922	0,887
5329	0,834	0,868	0,880	0,887	0,911	0,831	0,922	-	0,868
5254	0,760	0,851	0,867	0,861	0,895	0,902	0,887	0,868	-

Tabla 3. *Matriz de coeficientes de correlación (r) entre estaciones escogidas.*

Una vez completadas las series mensuales, la homogeneidad de los datos obtenidos se ha chequeado mediante el método de las Dobles Masas (Searcy y Hardison, 1960) con ayuda del programa DOBLESMAS, incluido en el paquete informático HIDROBAS (v 3.0) desarrollado por el IGME y el Departamento de Matemática Aplicada de la ETS de Ingenieros de Minas de Madrid, para detectar la posible existencia de errores accidentales o sistemáticos en la toma de datos. El método consiste en considerar una estación tipo, para la cual he utilizado los valores medios anuales del resto de estaciones, y comparar sus datos acumulados con los datos anuales acumulados de las respectivas estaciones: los puntos deben alinearse según una recta si no hay

errores. En ordenadas se ha representado la estación tipo, y en abcisas cada una de las estaciones. La figura 15 muestra algunas de las rectas obtenidas. En líneas generales no se detectaron anomalías importantes, por lo que he preferido no realizar corrección alguna en las series obtenidas.

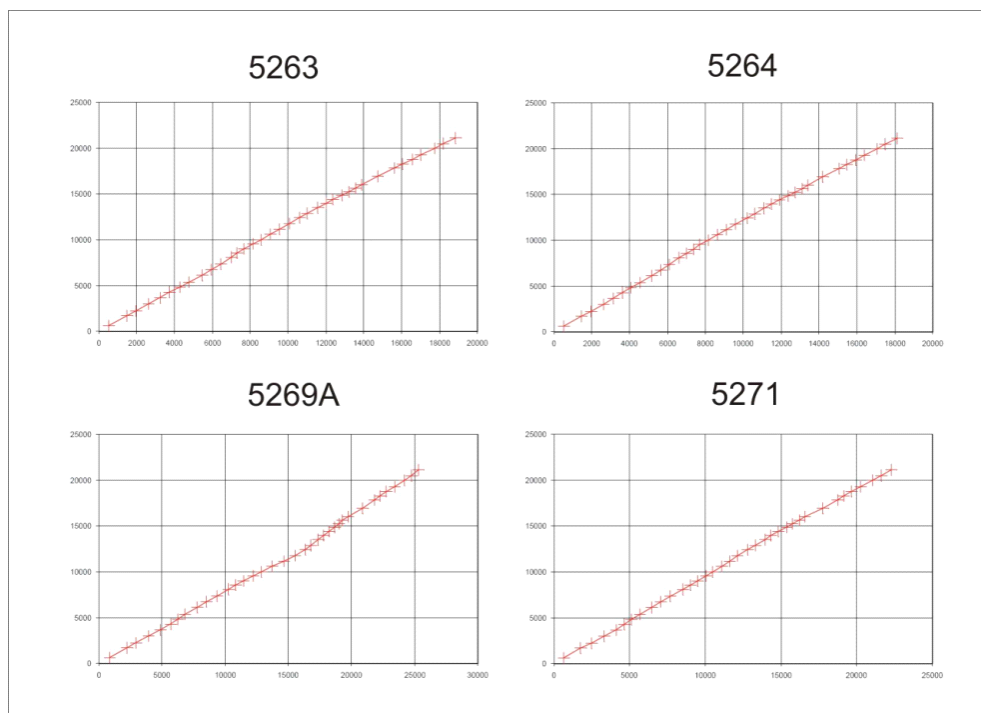


Figura 15. Curvas de dobles acumulaciones obtenidas en las estaciones de Pegalajar (5263), Mancha Real (5264), Los Villares (5269A) y Torre del Campo (5271).

3.2 PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL Y DETERMINACIÓN DE AÑOS TIPO

En la tabla 4 se muestran los valores anuales obtenidos en las estaciones escogidas, junto con algunos estadísticos más significativos. El valor medio de precipitación anual para la media del conjunto de las estaciones es de 585 mm y corresponde aproximadamente al año 1986/87, el año más seco es 1994/95 con tan solo 284 mm y el más húmedo 1968/69 con una precipitación media de 959 mm. Los años tipo seco y tipo húmedo se han obtenido con la ayuda de la aplicación informática TRASERO (v 1.0) de la Diputación de Alicante (Padilla y Delgado, 2005) que incluye un conjunto de herramientas estadísticas y matemáticas utilizadas habitualmente para el tratamiento, análisis y obtención de resultados de series hidrológicas y climatológicas.

Año	5264	5263	5266	5165	5269A	5149	5271	5329	5254	Media
1967/68	463,8	476,4	396,1	598,8	786,7	402,5	562,4	492,6	517,5	521,9
1968/69	861,9	843,9	801,5	1153,9	1172,3	914,0	981,7	852,3	1046,5	958,7
1969/70	688,3	708,0	739,3	917,2	1059,8	634,5	886,7	825,6	766,0	802,8
1970/71	657,2	639,1	611,3	903,7	976,4	673,5	955,5	833,0	632,0	764,6
1971/72	453,4	539,0	517,7	750,6	818,0	597,7	688,0	532,0	596,2	610,3
1972/73	483,9	527,8	497,0	726,1	773,7	689,4	542,3	492,5	600,0	592,5
1973/74	542,4	616,1	556,4	789,2	858,0	748,5	615,6	605,5	572,0	656,0
1974/75	476,2	497,9	487,4	706,6	541,6	483,9	556,7	538,5	409,0	522,0
1975/76	433,5	485,1	373,1	627,3	590,8	497,5	336,3	554,3	526,8	491,6
1976/77	559,4	596,9	551,0	802,5	896,3	744,5	824,0	771,1	721,5	718,6
1977/78	524,1	574,1	546,5	906,5	964,0	744,6	790,1	787,0	750,5	731,9
1978/79	517,3	536,6	525,5	727,1	805,5	679,1	708,2	814,9	741,6	672,9
1979/80	371,1	400,3	447,9	473,6	708,3	559,1	573,8	638,2	573,2	527,3
1980/81	387,4	254,0	334,9	467,1	488,2	357,5	398,2	502,1	380,9	396,7
1981/82	349,8	380,3	339,9	513,5	502,8	541,0	481,2	510,0	531,3	461,1
1982/83	325,1	416,3	398,4	590,1	763,8	386,9	471,0	531,3	422,2	478,3
1983/84	568,3	610,2	574,5	729,4	932,6	713,9	692,7	697,2	720,5	693,3
1984/85	455,2	490,9	422,7	602,8	906,0	499,7	562,9	663,3	565,4	574,3
1985/86	502,5	516,9	359,7	549,9	932,8	617,1	490,8	557,2	657,8	576,1
1986/87	497,1	471,2	450,8	639,6	830,9	604,1	587,5	623,9	556,5	584,6
1987/88	492,5	463,2	412,7	608,5	556,1	716,2	621,3	699,5	716,2	587,3
1988/89	367,8	415,2	365,8	509,5	411,1	543,6	442,4	425,9	553,5	448,3
1989/90	497,6	517,8	463,4	661,5	542,9	670,5	570,8	594,5	682,4	577,9
1990/91	408,2	416,0	372,5	506,6	476,0	521,3	411,9	371,1	514,2	444,2
1991/92	488,7	486,2	390,6	537,5	427,3	531,6	609,0	548,4	518,0	504,1
1992/93	432,2	421,1	341,7	478,4	401,6	375,9	432,5	351,0	443,3	408,6
1993/94	364,4	335,0	261,3	429,9	290,1	507,9	408,6	277,0	415,2	365,5
1994/95	287,5	293,6	229,1	321,8	273,8	271,7	313,5	257,8	310,8	284,4
1995/96	508,8	601,7	482,1	738,0	999,6	766,9	862,1	694,9	969,7	736,0
1996/97	751,4	761,4	603,1	935,0	806,6	741,8	956,1	698,7	949,9	800,4
1997/98	831,4	851,1	630,9	1037,8	899,0	919,7	875,8	862,4	786,6	855,0
1998/99	294,6	320,4	229,7	343,0	324,1	347,1	269,6	287,5	312,5	303,2
1999/00	444,1	459,3	391,2	580,3	577,2	499,7	602,5	571,9	525,3	516,8
2000/01	715,8	767,2	614,2	767,3	902,9	825,6	845,5	695,1	802,7	770,7
2001/02	445,0	455,1	338,2	524,9	525,1	490,6	591,0	465,0	563,8	488,7
2002/03	599,3	632,9	460,7	686,2	628,6	557,8	658,8	671,0	571,7	607,4
2003/04	523,2	550,5	417,2	688,4	569,5	776,6	778,9	732,5	775,2	645,8
Media	501,9	522,4	457,7	663,0	700,5	598,7	620,4	595,3	613,5	585,9
Mediana	488,7	497,9	447,9	639,6	763,8	597,7	591,0	594,5	572,0	577,0
Desviación típica	136	142	129	185,3	234,3	158	190	164	172,3	167,9
Máximo	861,9	851,1	801,5	1153,9	1172,3	919,7	981,7	862,4	1046,5	961,2
Mínimo	287,5	254,0	229,1	321,8	273,8	271,7	269,6	257,8	310,8	275,1
Coef. de variación	0,27	0,27	0,28	0,28	0,33	0,26	0,31	0,28	0,28	0,29
Coef. de asimetría	0,9	0,5	0,6	0,6	-0,1	0,0	0,2	-0,3	0,5	0,3

Tabla 4. Precipitación anual en las estaciones escogidas y algunos estadísticos significativos.

El programa calcula los años tipo a partir del ajuste de las precipitaciones anuales a una distribución normal. El año tipo seco corresponde a aquel cuya precipitación anual se aproxima más a la media de las precipitaciones consideradas estadísticamente secas, que son aquellas cuya precipitación es inferior a la del 25 % de la curva de distribución. De forma similar el año tipo húmedo corresponde a la media de las precipitaciones anuales húmedas, consideradas como aquellas que superan el 75 % de la curva de distribución (Padilla y Delgado, op. cit.).

Con estos condicionantes, el año tipo seco corresponde a 1992/93 con una precipitación media de 409 mm y el año tipo húmedo a 1970/71 con 765 mm. El mínimo absoluto se registró en el año 1980/81 en la estación 5263 (Pegalajar C. de A.) con 254 mm y el máximo absoluto en 1968/69 en la 5269A (Los Villares INM) con 1172 mm. La desviación típica oscila entre 129 y 234 mm con una media de 168 mm y el coeficiente de variación entre 0,26 y 0,33.

3.3 DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LAS PRECIPITACIONES

En la figura 16 se muestra un gráfico de evolución temporal de las precipitaciones medias anuales para el conjunto de las estaciones seleccionadas, junto al gráfico correspondiente a las estaciones 5264 (Mancha Real C. de A.) y 5263 (Pegalajar) que son representativas de las precipitaciones ocurridas en el sector norte del acuífero y en el sector sur respectivamente. Se ha representado también la línea que marca la media en cada uno de los gráficos y una línea superior que indica el límite de los años considerados húmedos y una inferior igualmente para los secos.

Si se considera el año 1967/68 como el inicio de un ciclo que comenzaría en un mínimo relativo, los gráficos muestran la existencia de tres ciclos, el primero de 13 años de duración entre el año 1967/68 y el año 1979/80, el segundo entre los años 1980/81 y 1993/94 que totaliza 14 años y finalmente desde 1994/95 hasta 2003/04 que constituiría un ciclo de 10 años no finalizado.

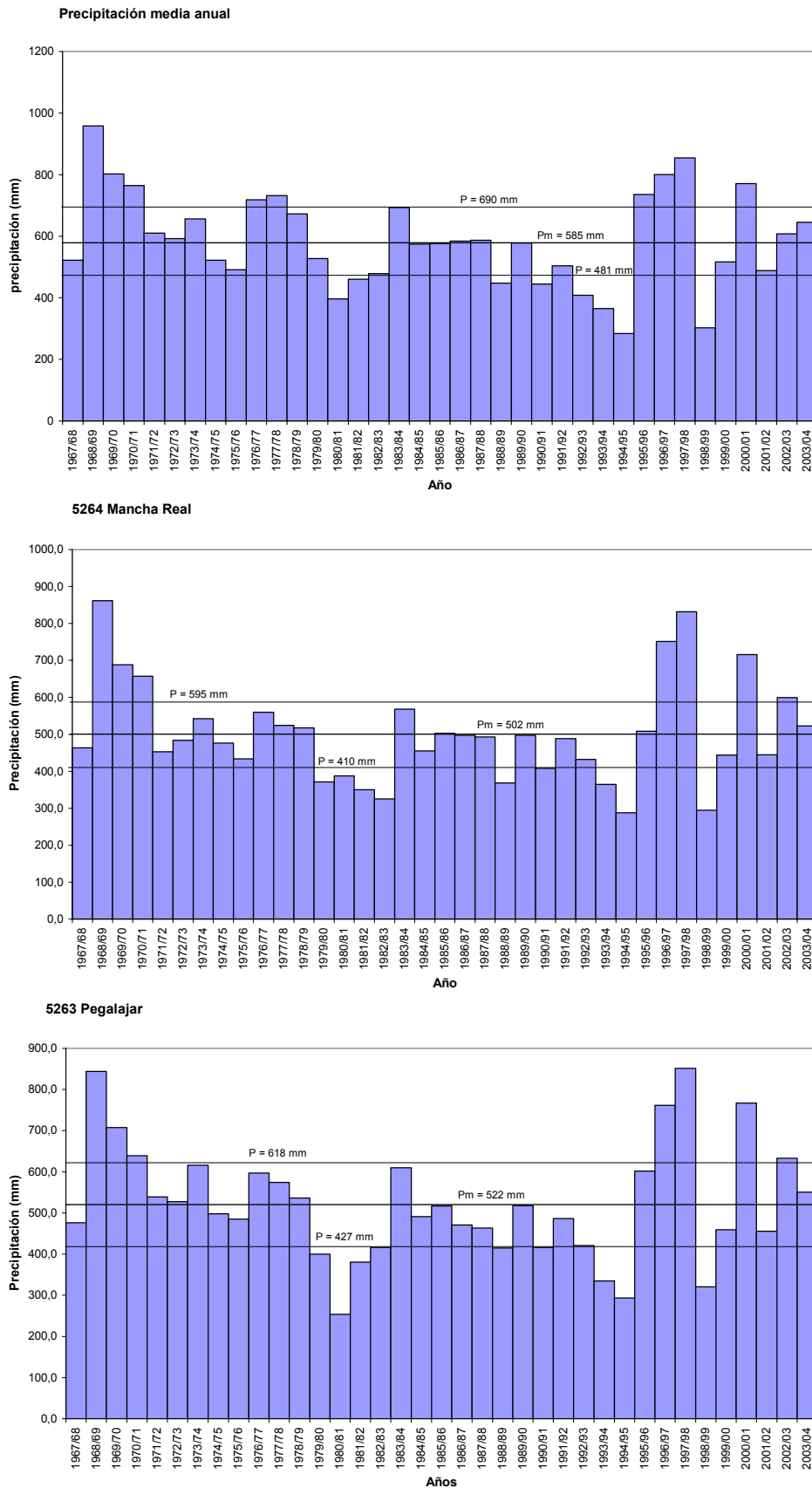


Figura 16. Distribución temporal de la media anual de las precipitaciones y valores anuales para las estaciones de Mancha Real y Pegalajar.

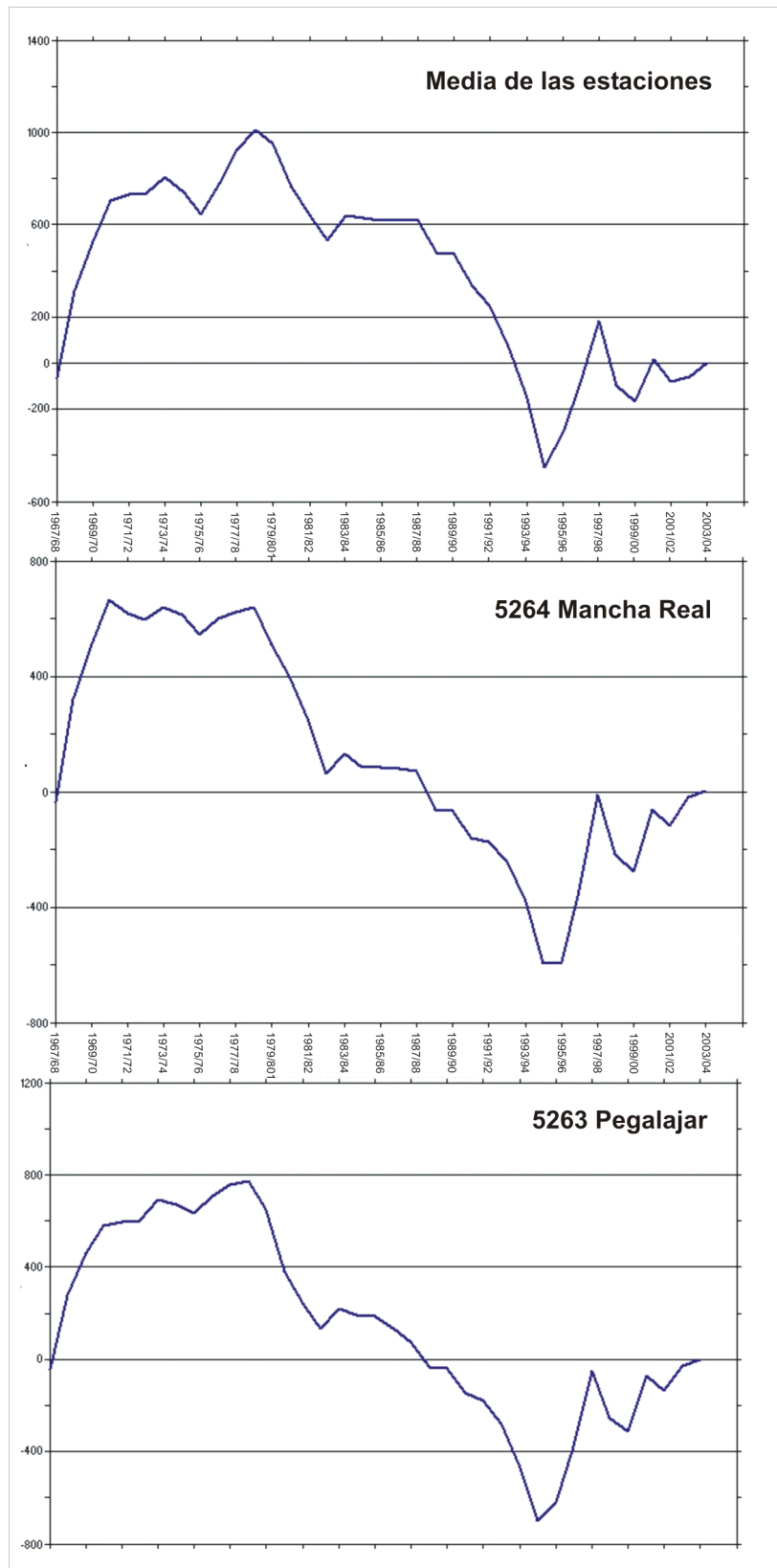


Figura 17. Desviaciones acumuladas respecto a la media para la media de todas las estaciones y las estaciones de Mancha Real y Pegalajar.

El número total de años húmedos y secos es similar, el primer y tercer ciclo se caracterizan por iniciarse en un año seco, seguido a continuación por los tres años más húmedos de cada ciclo. El primer ciclo continúa con una serie de años que oscilan en torno a la media hasta el inicio del siguiente periodo seco, en este caso el correspondiente al inicio de la década de los ochenta. En cambio en el último ciclo, tras los tres primeros años muy húmedos se produce un año muy seco lo que indica una considerablemente mayor irregularidad pluviométrica anual. El ciclo central presenta valores más moderados con la mayoría de los años con precipitaciones en torno a la media excepto en los años de inicio y final del ciclo, que son años secos.

No se observan diferencias importantes en cuanto al régimen pluviométrico anual entre la zona norte y sur del acuífero, si bien, del gráfico parece deducirse una mayor irregularidad en las precipitaciones de la estación de Pegalajar, con valores ligeramente más acusados entre los máximos y los mínimos, aunque ambas estaciones presentan un coeficiente de variación del 27 %.

Los gráficos de desviaciones acumuladas respecto a la media (figura 17) muestran una acusada tendencia al descenso a partir de 1979/89 que culmina en el año 1994/95, a partir de este año se inicia una recuperación que alcanza justo la media al final de la serie.

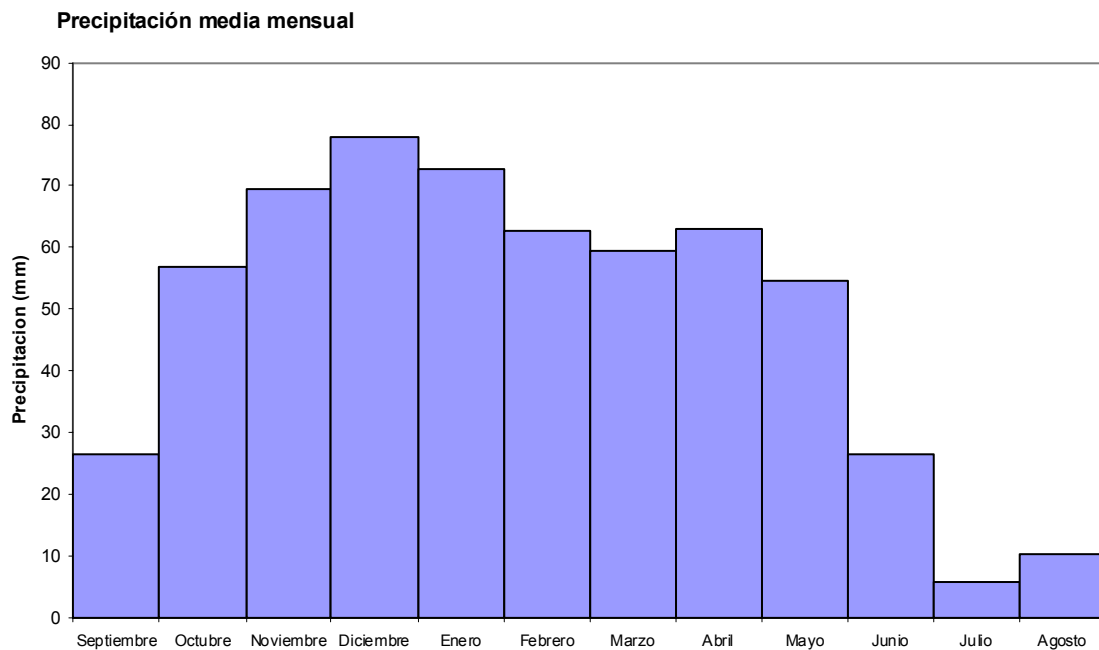


Figura 18. Precipitación media mensual en el total de estaciones seleccionadas para el periodo 1963/64 - 2003/04.

La figura 18 muestra un gráfico de precipitación media mensual para la totalidad de las estaciones en el periodo considerado. En la tabla 5 se exponen los valores medios de cada una de las estaciones.

El gráfico muestra como la mayoría de las precipitaciones se producen entre los meses de octubre y mayo, con diciembre como mes lluvioso en todas las estaciones consideradas, seguido de enero y noviembre, excepto en las estaciones de Mancha Real (5264), Torres (5165) y Jamilena (5329) en las que noviembre es más lluvioso que enero. Todas presentan un máximo secundario en abril y el mes más seco es julio seguido de agosto con la excepción de Belmez de la Moraleda (5149) donde el mes más seco es agosto.

	5264	5263	5266	5165	5269A	5149	5271	5329	5254	Media
Septiembre	23,1	24,8	23	30,2	29,8	28,4	26,5	23,5	30,1	26,6
Octubre	48,3	54,6	41,1	66	65,8	55,5	64,3	61,8	55,3	57
Noviembre	54,6	58	53,9	79	86,6	66,8	76,9	74,6	74,4	69,4
Diciembre	59,2	62	57,4	81,1	98,7	80,8	87,2	82,7	90,9	77,8
Enero	51,6	58,8	55,7	77,3	93,6	81	82	73,5	81,2	72,8
Febrero	48,2	51,7	47,7	66,1	80,8	66,3	68,7	65,3	70,2	62,8
Marzo	53,2	55,7	48,4	68	69,9	57,9	63,3	62	56,7	59,4
Abril	60,4	62,2	50,8	74,2	72,9	55,6	66,3	68,8	55,1	62,9
Mayo	53,2	52,8	43,2	68,2	64,5	53,3	52,8	53,8	49,1	54,5
Junio	31,5	27,4	21,3	35,8	21,7	31,1	21,2	19,9	29,8	26,6
Julio	4,7	5,4	4,6	7,3	4,5	11,2	2,8	2,2	9,3	5,8
Agosto	13,9	8,9	10,5	9,9	11,8	10,8	8,5	7,3	11,5	10,4

Tabla 5. *Valores medios mensuales de las estaciones consideradas para el periodo 1963/64-2003/04.*

3.4 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS PRECIPITACIONES

La distribución de precipitaciones en función de la altitud para las estaciones seleccionadas se expone en el gráfico superior de la figura 19. Como puede observarse, el ajuste por mínimos cuadrados de la recta de regresión muestra un coeficiente de regresión muy bajo (0,23) con lo que habría que deducir que no existe correlación entre la precipitación y la altitud en la zona considerada, sin embargo si se eliminan las tres estaciones situadas en la zona más occidental, 5271 (Torre del Campo), 5329 (Jamilena) y 5269A (Los Villares), se obtiene un valor para el coeficiente de regresión de 0,96 (gráfico inferior de la figura 19) que indica una fuerte correlación en estas estaciones entre la precipitación y la altitud. La explicación es que

las tres estaciones más occidentales recogen las precipitaciones de los frentes atlánticos sin que exista relieve alguno que entorpezca su llegada, al contrario de lo que ocurre en el resto de estaciones, situadas al este de los importantes relieves de la Peña de Jaén, Jabalcuz, La Pandera, Grajales y otros. Existe por tanto, un régimen pluviométrico claramente diferenciado entre estas tres estaciones y el resto.

Para el estudio de la relación precipitación-altitud no he considerado, por la causa descrita, las estaciones occidentales. Mediante el ajuste de la recta de regresión se obtiene la ecuación $y = 0,5718 x + 81,496$ que es válida para el entorno en el que se sitúan los afloramientos del acuífero. Esto implica un gradiente altitudinal elevado, de +57 mm cada 100 m.

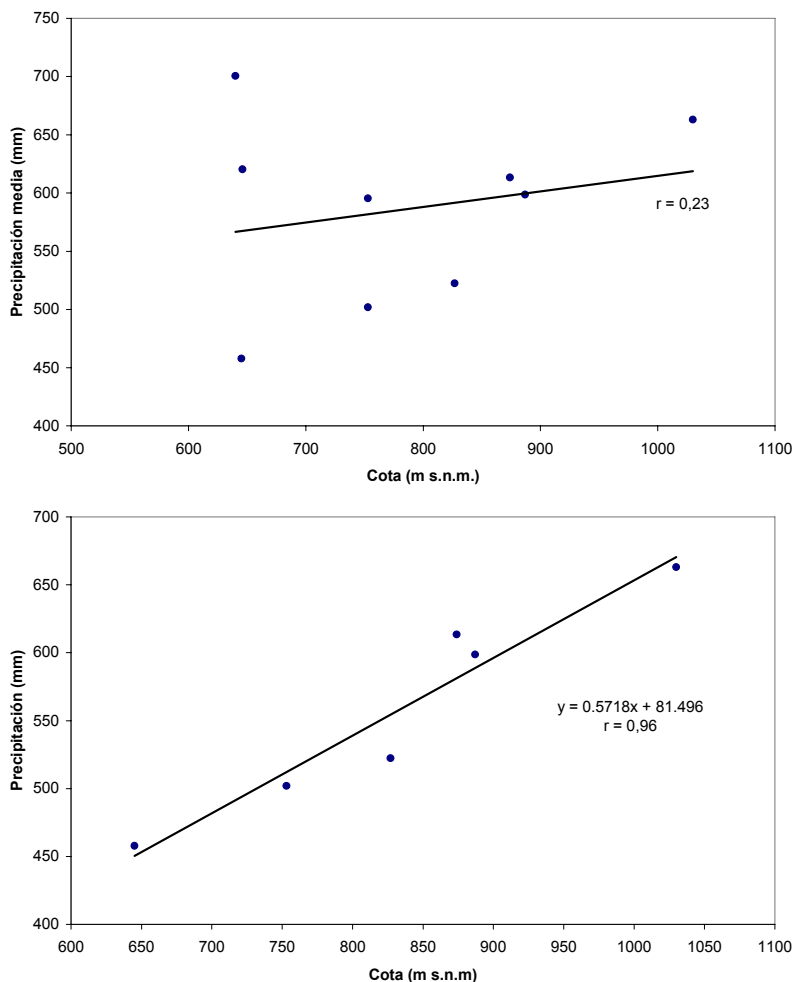


Figura 19. Relación precipitación-altitud en las estaciones consideradas. El gráfico superior corresponde a la totalidad de las estaciones y en el inferior se han eliminado las estaciones más occidentales.

En cuanto a la distribución areal, he confeccionado diversos planos de isoyetas para la media del periodo considerado y para los años tipo seco y húmedo correspondientes a 1992/93 y 1970/71 respectivamente.

Los planos se han elaborado a partir de los datos suministrados por todas las estaciones consideradas, considerando el gradiente altitudinal calculado tanto para el año medio, como para los años tipo húmedo y seco. El trazado de las isoyetas se ha realizado con la ayuda de la aplicación informática Surfer v.8.0 (Golden Software, Inc. 2002) utilizando el método de interpolación por krigeaje lineal; las isoyetas han sido posteriormente corregidas teniendo en cuenta los condicionantes topográficos.

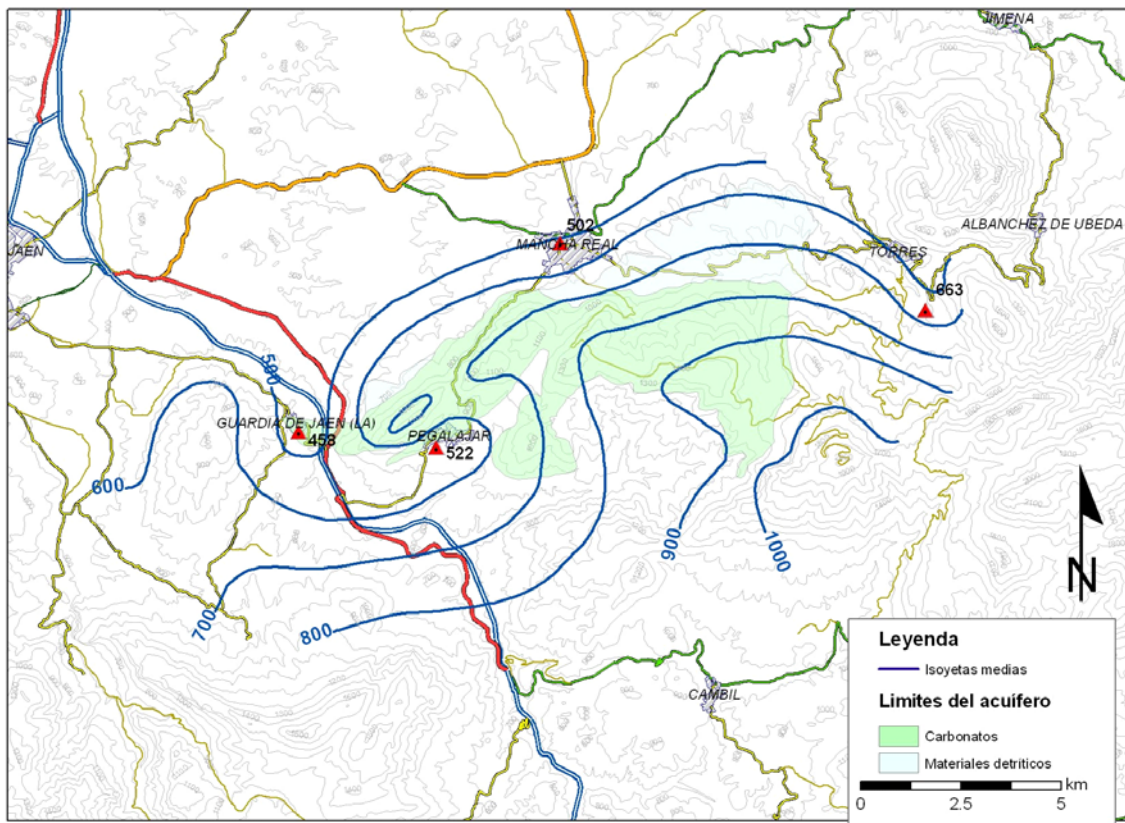


Figura 20. Plano de isoyetas para la media del periodo 1963/64-2003/04.

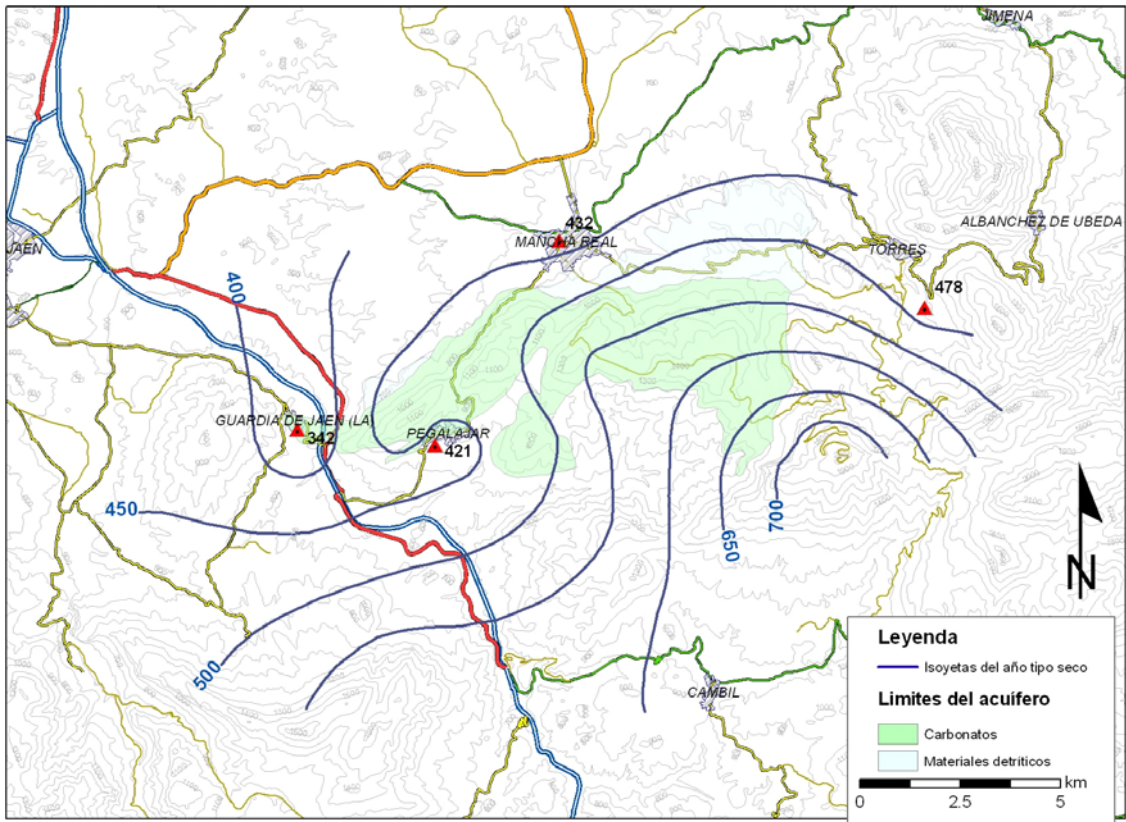


Figura 21. Plano de isoyetas para año tipo seco 1992/93.

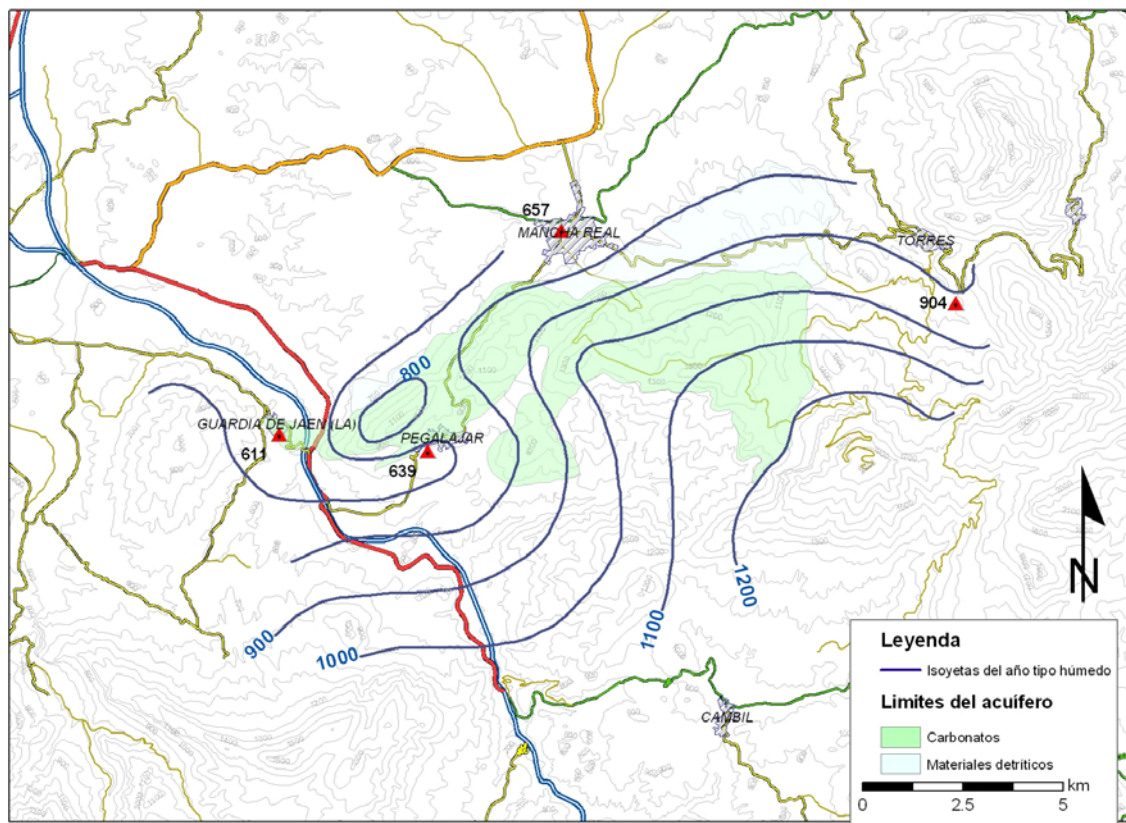


Figura 22. Plano de isoyetas para año tipo húmedo 1970/71.

Los afloramientos del acuífero estudiado se sitúan entre las isolíneas de 500 y 1000 mm de precipitación media anual, mostrando un gradiente pluviométrico de menor a mayor precipitación de norte a sur y de oeste a este, que está condicionado básicamente por la topografía existente. Los valores más bajos se encuentran en el entorno del núcleo de La Guardia, mientras que los mayores, como es lógico por ser el área de mayor cota, en las faldas del pico Almadén con las que enlazan los afloramientos surorientales del acuífero de Mancha Real-Pegalajar (ver figura 20); aunque no existen mediciones reales, y como ya se ha indicado, se han trazado las isolíneas extrapolando los valores del gradiente altitudinal obtenido.

El año tipo seco muestra una distribución de isoyetas similar (figura 21), con precipitaciones comprendidas entre 400 y 700 mm y un gradiente notablemente menos marcado que en el año medio. Igualmente la distribución de las precipitaciones es similar para el año tipo húmedo (figura 22), si bien en este caso el acuífero se sitúa entre las isoyetas de 700 y 1200 mm.

4 ESTUDIO DE LAS TEMPERATURAS

En el área estudiada, los datos registrados de temperaturas son bastante escasos para el periodo escogido (1967/68 a 2003/04). Se dispone de datos diarios de tres estaciones situadas en Jaén (5270), Huelma (5146) y Mancha Real (5264B). La tercera es la que presenta la serie de datos más larga en el periodo considerado y ha podido completarse a nivel diario entre los años 1967/68 y 1995/96 con ayuda de los datos disponibles en las otras dos estaciones. El método utilizado ha sido, al igual que con las series de precipitación, el de regresión lineal, que consiste en comparar las series de la estación de Mancha Real y las otras dos y completar los datos a partir de la ecuación de la recta de dispersión obtenida con la estación que mejor coeficiente de correlación presenta (r). En este caso se ha utilizado preferentemente la estación de Jaén ($r = 0,98$); cuando en esta estación tampoco existen datos se ha utilizado la estación de Huelma, con la que también presenta un buen coeficiente de correlación ($r = 0,95$). Las lagunas sin datos en las tres estaciones se han completado a partir de las medias diarias de los mismos días del resto de años de la serie. En este último caso solo ha sido necesario rellenar una laguna importante en el año 1990/91 desde el 1 de enero hasta el 30 de abril de 1990.

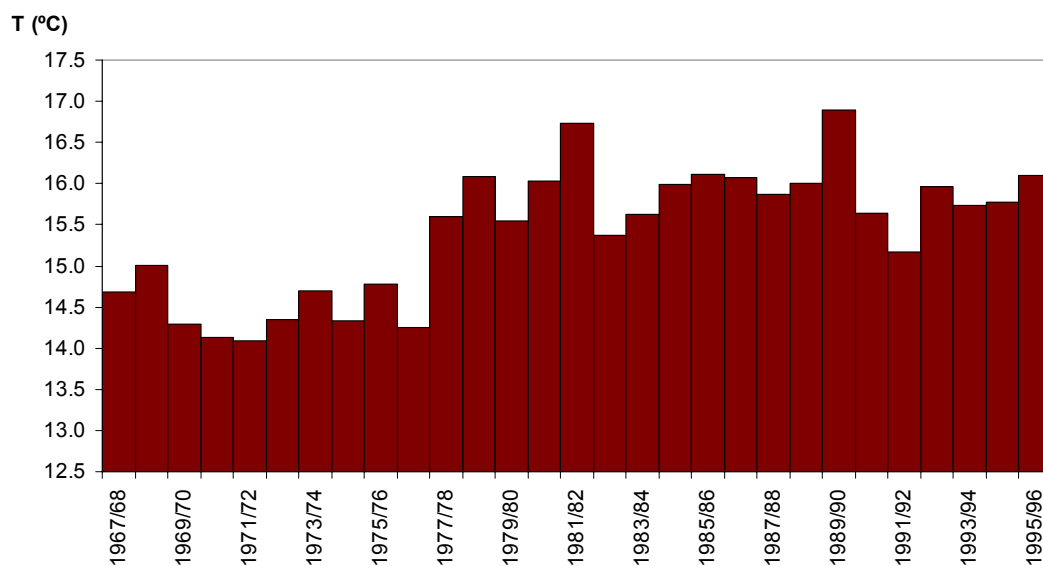


Figura 23. *Evolución de las temperaturas medias anuales en la estación 5264B (Mancha Real SEA).*

En la figura 23 se muestra un gráfico de barras en el que se han representado las medias anuales para la estación completada de Mancha Real. La temperatura media total para la estación se sitúa en 15,4 °C, con un máximo de 16,9 °C en 1989/90 y un mínimo de 14,1 en 1971/72. El gráfico muestra la existencia de un periodo más frío al inicio de la serie hasta el año 1976/77 y un posterior periodo más cálido hasta el final de la serie, lo que está en consonancia con la tendencia global hacia una elevación paulatina de la temperatura media, especialmente apreciable en el hemisferio norte terrestre.

Capítulo IV

HIDROGEOLOGÍA

Capítulo IV

Hidrogeología

1 HISTORIA DE LAS ACTUACIONES PARA EL APROVECHAMIENTO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

Las primeras actuaciones encaminadas a la captación de aguas subterráneas en el acuífero se remontan a los años cincuenta, cuando el Instituto Nacional de Colonización (INC) dentro del “Plan Jaén” y con el asesoramiento del Instituto Geológico y Minero de España (Dupuy de Lôme, 1959), realizó al menos cinco perforaciones en las inmediaciones de Mancha Real con el objetivo de captar aguas para uso agrícola (fotos 9 y 10).



Fotos 9 y 10. A la izquierda, logotipo del Instituto Nacional de Colonización que puede observarse en el aljibe abandonado de distribución para riego de La Barrena en Mancha Real. A la derecha, placa que recuerda la visita de Francisco Franco en 1965 a las instalaciones de la Barrena situada en la pared del sondeo Barrena I.

Dos de los sondeos resultaron negativos (nº 5 y 8 en los planos de las figuras 24 y 26), otro, el nº 27, debió alcanzar el nivel piezométrico pero posiblemente fue abandonado a causa del escaso caudal proporcionado; la información existente sobre este sondeo es confusa. Un cuarto fue aforado con caudales de 11 L/s y depresiones inferiores a 10 m (nº 23) abandonándose posteriormente por causas que se desconocen. El quinto

sondeo fue el Barrena I o Llanos I (nº 1) y en el momento de su construcción era capaz de proporcionar caudales superiores a 100 L/s con depresiones inferiores a 4 m (FAO-IGME, 1970) (foto 11).

En 1958 el ayuntamiento de Mancha Real solicitó al INC una concesión de agua procedente de este sondeo para completar el abastecimiento en épocas de estiaje. Fueron concedidos con carácter preferente los 9 primeros litros por segundo dejando el resto para aprovechamiento en riegos (DGOH, 1994).



Foto 11. *Instalaciones de la Barrena, con el antiguo aljibe del INC y los depósitos de distribución para abastecimiento todavía operativos, pues almacenan el agua procedente del sondeo Peña del Águila.*

En 1967, en el marco de los proyectos FAO, el IGME (FAO-IGME, 1970) realizó un inventario de puntos de agua en la zona. A partir de 1975 aproximadamente, el nivel piezométrico en el pozo Barrena I comenzó a descender sin recuperarse en invierno, y el ayuntamiento de Mancha Real empezó a buscar alternativas al abastecimiento de agua. En 1981 el propio ayuntamiento construyó el sondeo Hoyo Mateo (nº 14) que fue abandonado a escasos meses de su entrada en funcionamiento. En ese mismo año, el IGME realiza un estudio en la zona que tiene como consecuencia la construcción en 1982 del sondeo del Caserón de Monroy (nº 10) (IGME, 1982a) que

perfora carbonatos del acuífero de la Sierra de Pegalajar, pero no entra en explotación hasta 1989 (IGME 1988c). Hasta entonces, con excepción del nº 23, todos los sondeos realizados habían perforado materiales miocenos situados en el borde norte de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco, es el denominado *Acuífero Mioceno Intermedio* o *Acuífero de Mancha Real*. En 1982, el ayuntamiento vuelve a realizar una perforación en el acuífero mioceno, el sondeo Peña del Águila (nº 9) (IGME, 1982b), que se pone en explotación en 1983.

También en 1982 se perforó el sondeo de abastecimiento a la Asociación Residencial “Santo Reino” (nº 54) (García y Ollero, 1982), y en ese mismo año, el IGME realiza, a solicitud de la Diputación de Jaén, un estudio para la mejora del abastecimiento de agua a Pegalajar, que presenta problemas debido a la disminución de caudal observada en el manantial del Estanque o de la Reja, situado en su núcleo urbano, y que constituye su tradicional fuente de suministro. En este estudio (IGME-Diputación de Jaén, 1982), se detallan las características hidrogeológicas de los acuíferos de las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco, y se aconseja la realización de perforaciones en la Serrezuela de Pegalajar que no se llevan a cabo.

En 1983 el IGME, con la colaboración de la Universidad de Granada, define las principales características geológicas, hidrogeológicas e hidroquímicas de la mayor parte de los acuíferos carbonáticos de la provincia de Jaén, incluidos los de las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco, en el “Proyecto de investigación hidrogeológica infraestructural de los sistemas acuíferos 30 y 31”. Este estudio supone el más importante avance de la década en el conocimiento de la hidrogeología de los acuíferos carbonáticos subbéticos de las provincias de Córdoba, Jaén y Granada.

En 1984 se construye el pozo Barrena II (nº 15), junto al Barrena I, para apoyo al abastecimiento de Mancha Real, que deja de explotarse en 1985 debido al agotamiento de su caudal. También en 1984 se perfora, sobre la base de estudios del IGME, el sondeo Los Pinos (nº 36) en el acuífero de Mojón Blanco (IGME, 1984), para abastecimiento de Mancha Real, este sondeo entra en explotación en 1986 tras ser reperforado (IGME, 1986).

En 1987 entra en funcionamiento el sondeo de “El Castillo I” para abastecimiento de La Guardia (nº 45). En 1988 el IGME realiza un nuevo estudio para el ayuntamiento de Pegalajar debido a los graves problemas de abastecimiento que sufre dicho pueblo (IGME, 1988d), que tienen como consecuencia la realización del sondeo Cerro de la

Artesilla o Sondeo de El Puerto (nº 58) (IGME, 1988b). Además, en ese año el IGME realiza un estudio sobre las posibilidades de recarga artificial en el término municipal de Mancha Real, con el objetivo de aprovechar el embalse subterráneo prácticamente agotado constituido por el Acuífero Mioceno de Mancha Real (IGME, 1988a). En este estudio se delimitó y definió dicho acuífero con mayor precisión, se evaluaron, en primera aproximación, los excedentes de agua disponibles y se estudió la infraestructura existente para la realización de pruebas de recarga. En 1991 se realizó una pequeña prueba de recarga, que ofreció resultados positivos (ITGE, 1991; Rubio-Campos *et al.*, 1995), y en 1999 se inició una segunda prueba, que se prolongó de forma continuada durante diciembre de 1999 y enero de 2000 y de forma discontinua durante febrero/marzo (IGME-COPTJA, 2000; Rubio-Campos *et al.*, 2003).

Por otra parte, la Dirección General de Obras Hidráulicas (DGOH, 1992) realizó en 1992 otro estudio sobre las posibilidades de recarga artificial en los acuíferos de la zona con unos objetivos muy semejantes al trabajo realizado anteriormente por el IGME.

En 1992 el ayuntamiento de Mancha Real, con el asesoramiento del IGME, perfora el sondeo de la Cantera (nº 39).

También en ese año fue declarada provisionalmente sobreexplotada la unidad hidrogeológica Mancha Real-Pegalajar.

Entre 1992 y 1994 la DGOH realiza una serie de sondeos de reconocimiento a testigo continuo en la Serrezuela de Pegalajar con la intención de alcanzar una definición precisa de sus características hidrogeológicas (DGOH, 1994). Este estudio es motivado por el deterioro de la situación política en el ayuntamiento de Pegalajar y las airadas protestas de los vecinos, como consecuencia del agotamiento del manantial de La Reja (nº 49). En los años siguientes se realizan por parte del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX, 1994) estudios isotópicos de las aguas de dicho acuífero.

Por último, entre los años 1998, 1999 y 2000 el IGME realiza un nuevo trabajo en la zona, que forma parte de un amplio estudio de diversos acuíferos de Andalucía considerados claves para el abastecimiento de núcleos de población. Este estudio incluye una caracterización isotópica y geoquímica de las aguas del acuífero mioceno y del manantial de los Charcones (ITGE-COPTJA, 1999 a y b).

En 2006, se constituye la Mesa de Expertos para el asesoramiento en la elaboración del Plan de Ordenación de Extracciones de la ya denominada oficialmente como Masa de Agua Subterránea “Mancha Real-Pegalajar” (CHG, 2006b). En ese mismo año, y en el marco de las recomendaciones de la Mesa de Expertos, se perfora el sondeo Peña de Rodrigo (nº 22) construido por la Junta de Andalucía con el asesoramiento del IGME y cuyo objetivo es sustituir a los sondeos Cantera (nº 39) y Pinos (nº 36) de abastecimiento a Mancha Real.

El autor de esta tesis ha colaborado en todos los trabajos llevados a cabo por el IGME a partir del año 1991 y forma parte de la Mesa de Expertos para la puesta en marcha del Plan de Ordenación de Extracciones.

2 GEOMETRÍA DE LOS ACUÍFEROS

2.1 INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

El inventario de los puntos de agua relacionados con las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco, cuya situación puede observarse en los planos de las figuras 24 y 26, ha tratado de ser lo más exhaustivo posible, de forma que refleja todos los puntos conocidos, incluidos aquellos sondeos que en su día se consideraron negativos y de los que ya no queda ningún vestigio, pero se conserva alguna información que puede ser de utilidad; solo se ha excluido algún pozo de excavación manual de escaso interés. Para la realización del inventario, además de los recorridos de campo, se han chequeado las bases de datos del IGME y CHG, y se han revisado los puntos incluidos en ellas al objeto de detectar y corregir los errores que contenían. Todos los puntos se han situado en plano a escala 1:10.000 y se incluyen en el mapa hidrogeológico de la figura 26.

Algunos de los puntos más interesantes han sido nivelados mediante GPS de precisión (IGME-COPTJA, 2000) con una resolución decimétrica. También la CHG ha realizado nivelaciones en diversos puntos, algunos coincidentes con los nivelados por el IGME, por lo que han podido chequearse los errores.

En el entorno del área estudiada se ha inventariado un total de 69 puntos de agua. De estos puntos, 34 son manantiales, 26 sondeos, 3 pozos excavados y otros 5 son piezómetros de pequeño diámetro construidos para llevar un control de niveles piezométricos.

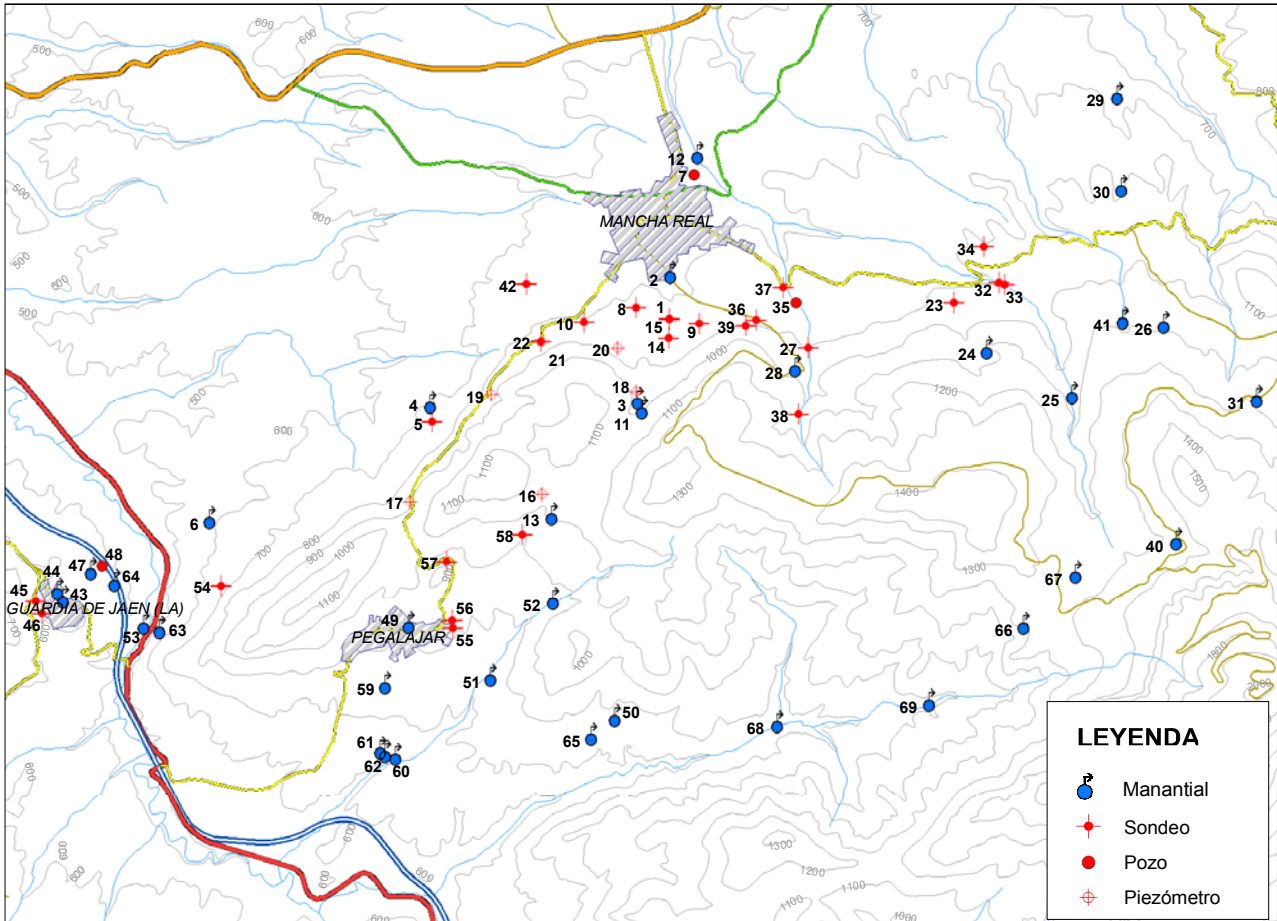


Figura 24. Situación de los puntos de agua inventariados en las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco.

Los manantiales relacionados con los carbonatos cretácicos aparecen entre las cotas 440 y 1265 m, con un 24% situado entre las cotas 400 y 600 m, un 45% entre 600 y 900 m, y un 31% en cotas superiores a 900 m (figura 25).

Los siete manantiales que se sitúan entre los 400 y 600 m s.n.m. están todos ellos, como se tratará de demostrar en los capítulos siguientes, relacionados con la zona saturada situada en el flanco septentrional del anticlinal de la Serrezuela de Pegalajar y entorno de La Guardia, con la posible excepción del manantial del Molino Viejo (nº 53), que probablemente representa una mezcla de aguas entre esta zona y la propia terraza del río Guadalbullón. En condiciones naturales y según se deduce de los datos históricos disponibles, descargan un caudal medio superior a 20 L/s (FAO-IGME,

1970); si bien actualmente los más caudalosos e importantes, manantiales de Isabel II (nº 43) y el Lavadero (nº 44) en La Guardia, se encuentran secos a causa de la influencia del sondeo de abastecimiento a La Guardia (nº 45).

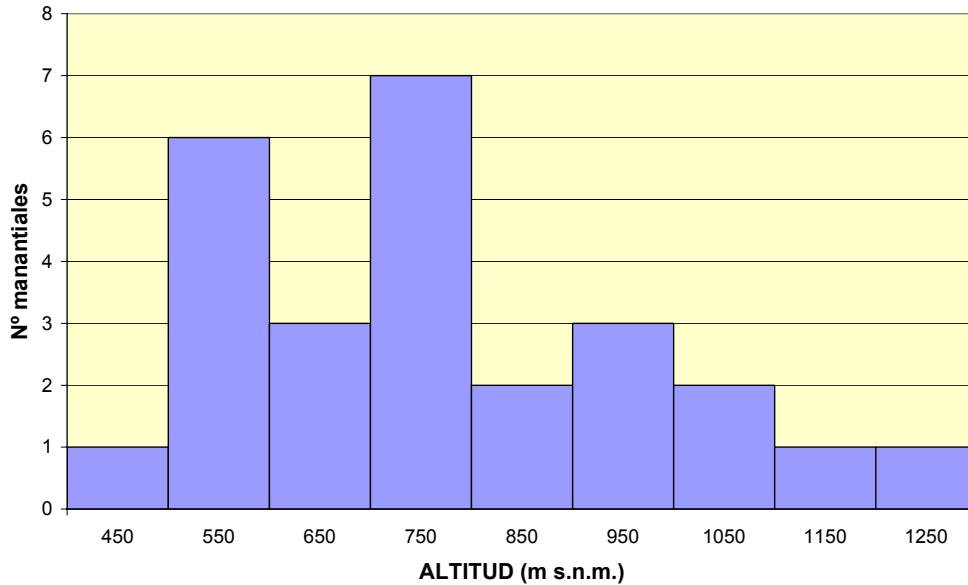


Figura 25. *Relación entre el número de manantiales existentes en la Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco y su cota de surgencia.*

Los manantiales situados a cotas comprendidas entre 600 y 900 m se relacionan con las zonas saturadas del flanco meridional del anticlinal de Pegalajar y con la periferia de la Sierra de Mojón Blanco, Acuífero Mioceno de Mancha Real y la serie pliocena detrítica que aflora al norte de Mojón Blanco. El más importante de estos manantiales, y de todo el sector estudiado, es el manantial de la Reja (nº 49) que se encuentra en el casco urbano de Pegalajar (fotos 12 y 13), se sitúa a 796 m s.n.m. y puede alcanzar caudales punta superiores a 100 L/s con un caudal medio en régimen natural que podría situarse en torno a 30 L/s (FAO-IGME, 1970); actualmente está seco debido a la influencia de los sondeos para abastecimiento existentes y solo surge en años lluviosos. El Acuífero Mioceno de Mancha Real presentaba un punto de descarga natural denominado manantial de Las Pilas (nº 2) situado a cota 784 m y que se encuentra seco desde los años setenta a causa del bombeo en el sondeo de la Barrena I (nº 1). En relación con los materiales detríticos pliocenos aparece un importante manantial, la Fuente de Pulpite (nº 29), cuyos caudales oscilan entre 5 y más de 20 L/s y es el principal punto de descarga de este acuífero.

Los manantiales situados a cotas superiores a 900 m se encuentran generalmente relacionados con niveles “colgados” dentro de los propios carbonatos o con los niveles

areno-limosos miocenos que se sitúan entre la Serrezuela de Pegalajar y la Sierra de Mojón Blanco. En la zona oriental se encuentra el importante manantial de los Charcones (nº 25), este manantial presenta un caudal medio en torno a 20 L/s, se sitúa a una cota de 1047 m s.n.m. y como se discutirá posteriormente, aunque surge en carbonatos cretácicos, debe relacionarse con los carbonatos jurásicos de la vecina unidad de Almadén.



Fotos 12 y 13. A la izquierda, el manantial de la Reja y a la derecha el Estanque de Pegalajar en mayo de 2003, en uno de los escasos periodos de las últimas dos décadas en que el manantial ha estado activo.

Los sondeos, entre los que se incluyen los piezómetros, presentan profundidades muy variables: entre 33 m del nº 55 “Eras de la Ventilla” hasta 489 m del piezómetro “S-5” (nº 20). De los sondeos inventariados, siete (un 29%) han sido utilizados en mayor o menor medida para el abastecimiento a Mancha Real (nº 1, 9, 10, 14, 15, 36 y 39), aunque actualmente sólo cuatro son usados para este fin (nº 9, 10, 36 y 39), si bien recientemente se ha construido un nuevo sondeo (nº 22) con la intención de convertirlo en el principal punto de suministro. Uno más es utilizado para abastecimiento a Pegalajar (nº 58), otro para el abastecimiento a la urbanización del Sto. Reino en el término municipal de La Guardia (nº 54) y otro para el propio núcleo de La Guardia (nº 45), aunque recientemente se ha construido uno más de apoyo a este abastecimiento (nº 46). De los sondeos restantes, siete fueron negativos en su día o están actualmente tapados, otros cinco son sondeos particulares a los que se le extrae escaso caudal y cinco más son piezómetros construidos en 1991 por la DGOH para el control de niveles en la Sierra de Pegalajar (nº 16, 17, 18, 19 y 20).

Todos los sondeos piezométricos han sido nivelados, tanto por la CHG como por el IGME. También han sido nivelados los sondeos Barrera I y II (nº 1 y 15), Peña del

Águila (nº 9) y Hoyo Mateo (nº 14) del Acuífero Mioceno de Mancha Real, y Caserón de Monroy (nº 10), Pinos (nº 36), Cantera (nº 39) y Cerro de la Artesilla (nº 58) en el acuífero cretácico.

2.2 NATURALEZA DE LOS MATERIALES PERMEABLES

En el plano hidrogeológico de la figura 26 se han agrupado los materiales aflorantes en la zona según la permeabilidad asignada a cada uno de ellos y la relación muro-techo existente, es decir, se han agrupado todos los materiales de la misma naturaleza siempre y cuando no tengan intercalados ningún material de permeabilidad diferente y respetando los conjuntos litoestratigráficos diferenciados en la hoja geológica (Roldán *et al.*, 1991). Las permeabilidades se han agrupado en cuatro categorías que han sido: baja, media, media-alta y alta sobre la base de las características hidrogeológicas observadas.

Puesto que los datos disponibles sobre parámetros hidráulicos no son muy abundantes, el criterio seguido se ha basado fundamentalmente en los caudales aportados por los sondeos que los perforan, caudales específicos, gradientes hidráulicos observados, caudales de los manantiales asociados y por supuesto, en los datos de los diversos ensayos de bombeo e inyección realizados. La relación hidrogeológica entre cada grupo de materiales diferenciados se ha reflejado en el mapa mediante la naturaleza del contacto dibujado, así los contactos continuos son aquellos en los que no existe posibilidad de flujo de agua a través de ellos mientras que en los discontinuos esto es posible, aunque no siempre tiene por qué ocurrir. De esta forma, en el plano se pueden distinguir claramente los diferentes niveles acuíferos que constituyen el conjunto estudiado.

Los materiales del Cretácico inferior, de naturaleza básicamente margosa, conforman el sustrato impermeable principal; la permeabilidad es en su conjunto baja y los puntos de agua que se pueden encontrar se limitan a manantiales de escaso caudal relacionados con zonas de fractura y/o paquetes de areniscas o calizas intercalados en la serie.

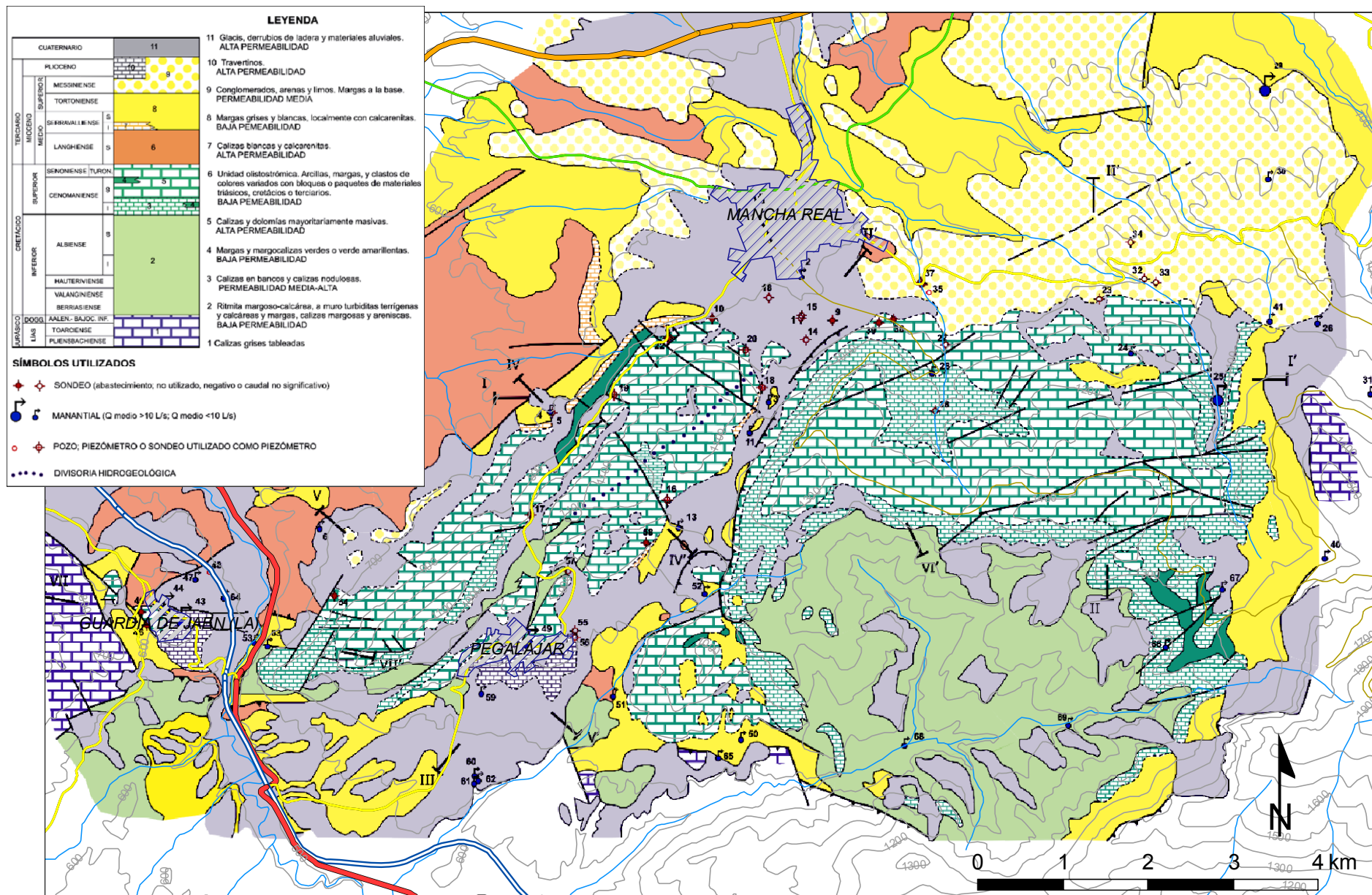


Figura 26. Plano hidrogeológico de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco.

En el Cretácico superior se han distinguido tres categorías de materiales. El Cenomaniense inferior consiste en una serie de materiales básicamente calizos, pero en los que, en ocasiones, se intercalan niveles de calizas margosas, margocalizas y margas, sobre todo a muro, que localmente pueden restar permeabilidad al conjunto, por esta razón se le ha asignado una permeabilidad media-alta debida a la fisuración y karstificación de los niveles calizos. El Cenomaniense superior-Senonense, está formado por un conjunto de calizas y dolomías masivas de alta permeabilidad que constituyen el nivel acuífero más importante de la zona estudiada. Estos carbonatos aparecen karstificados y fracturados, con altos caudales específicos en los sondeos que los perforan. En ellos se encuentran importantes manifestaciones kársticas como las cuevas de los Majuelos y Aro, situadas en el núcleo de Pegalajar, o la cueva de los Murciélagos, al sureste de Mancha Real, y los manantiales de mayor caudal de los existentes, como los situados en el núcleo de la Guardia y el manantial de la Reja. Intercalados en cualquiera de los dos paquetes, se han diferenciado niveles de margas y margocalizas de baja permeabilidad de suficiente extensión como para ser cartografiables a escala 1:50.000.

En cuanto a los materiales neógenos, los más antiguos corresponden a la denominada Unidad Olistostrómica, de baja permeabilidad en su conjunto. Estos materiales, como ya se ha indicado, constituyen una masa caótica compuesta fundamentalmente por arcillas y margas de edad triásica junto a masas de materiales de otras edades. Son el sustrato de toda la serie prebética, que podría considerarse como un gran bloque embutido sobre las arcillas y margas triásicas.

El resto de materiales neógenos aparece a techo de cualquiera de los anteriores, aunque por cuestiones tectónicas también puede aparecer a muro. En ellos se ha diferenciado un paquete de calizas y calcarenitas del Serravaliense muy permeable por fisuración y karstificación, que constituye el principal nivel productivo del Acuífero Mioceno de Mancha Real. También aparece en los bordes de la Sierra de Pegalajar adosado a los carbonatos cenomanienses. Este nivel se encuentra a muro de la serie margosa Serravaliense-Tortonense de baja permeabilidad con la que puede cambiar de facies. La serie del Mioceno superior-Plioceno que se sitúa a techo es fundamentalmente detrítica, y está constituida por conglomerados de matriz limosa, por cuya causa se le ha asignado una permeabilidad media por porosidad intergranular.

Finalmente, dentro de los materiales más recientes se han diferenciado dos grupos: los depósitos de travertinos asociados a los manantiales de la Reja en Pegalajar y de Isabel II y el Lavadero en La Guardia, de alta permeabilidad; y los depósitos de ladera, fundamentalmente glacia, que tapizan los bordes de las sierras, aunque son especialmente importantes en la zona septentrional justo al sur de Mancha Real. A estos se les ha asignado una alta permeabilidad, aunque su escaso espesor hace que apenas tengan importancia desde el punto de vista hidrogeológico.

2.3 ESTRUCTURA Y GEOMETRÍA

La estructura de la Serrezuela de Pegalajar consiste en un anticlinal de dirección general N 55 E, cuyo flanco noroccidental aparece muy verticalizado, pudiendo incluso presentar inversiones, y con un flanco suroriental con buzamientos más suaves, en torno a los 30° (foto 14). La estructura se complica mediante una serie de fracturas perpendiculares a la dirección del pliegue principal que provocan desplazamientos y hundimientos en el eje del anticlinal. La más importante de estas fracturas, que he denominado *Falla del Cerro de la Artesilla*, ha sido perforada mediante sondeos en ambos labios, en una zona cercana a su traza, por lo que es posible estimar su salto, que es mayor de 200 m sin que pueda precisarse más (figura 27). Este hecho provoca que los materiales margosos del Cretácico inferior en el núcleo del anticlinal junto al plano de falla y en el labio hundido, se sitúen a cotas en torno a 800 m, que es la cota del nivel piezométrico en el flanco meridional en condiciones no influenciadas por los bombeos. Más al norte existe otra fractura de similar dirección y también de gran salto, de tal forma que el juego entre ambas fracturas ocasiona un compartimento levantado a modo de horst. Esta estructura se ha representado en la figura 27 (corte superior), en la que la zona levantada se observa con muy poco espesor saturado, esto es debido a que la traza del corte se ha situado en el límite de la zona saturada; más al sureste, debido al buzamiento de los carbonatos cretácicos, todo el flanco meridional del pliegue de la Serrezuela de Pegalajar aparece completamente saturado, permitiendo un flujo subterráneo hacia el manantial de la Reja.

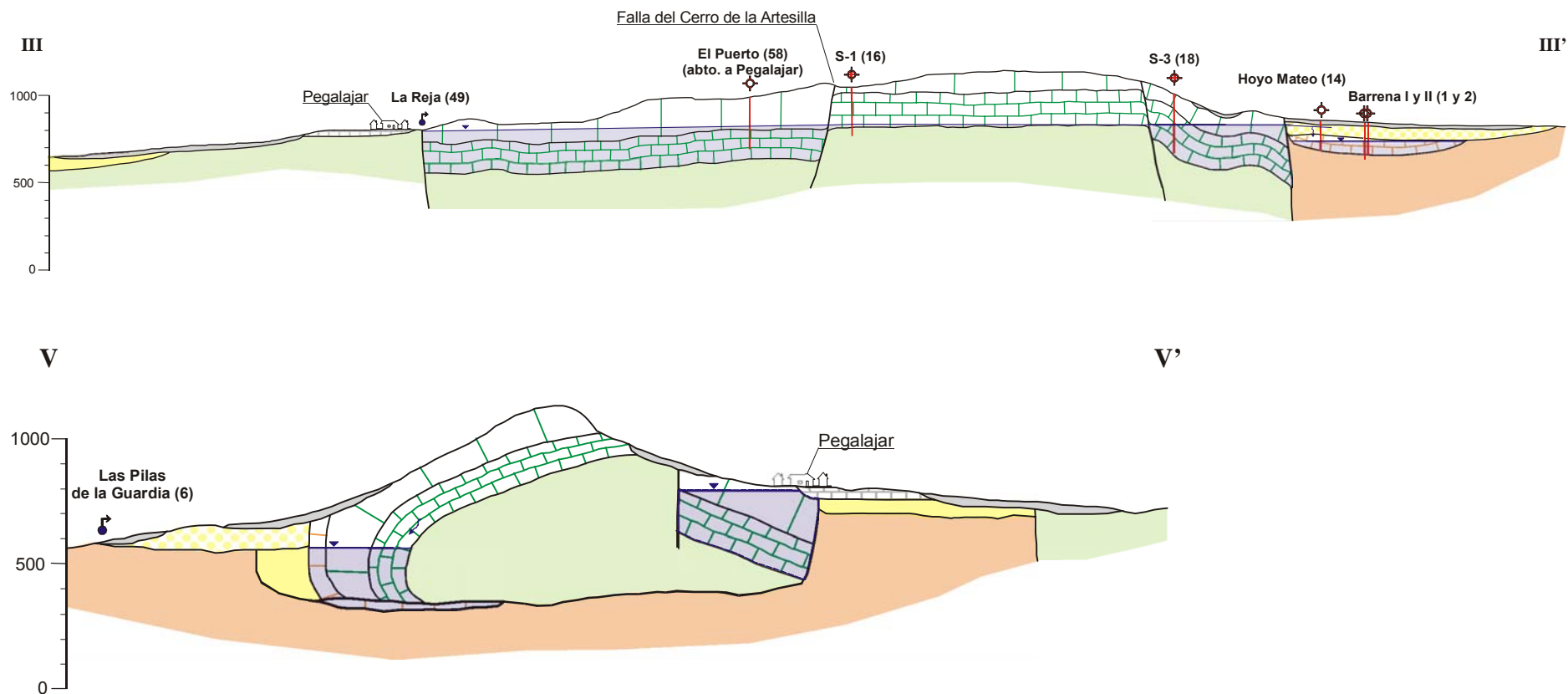


Figura 27. Arriba, corte hidrogeológico longitudinal a la estructura de la Serrezuela de Pegalajar. Abajo corte hidrogeológico transversal a la estructura de la Serrezuela de Pegalajar en su zona meridional. Su situación puede observarse en el plano de la figura 26.

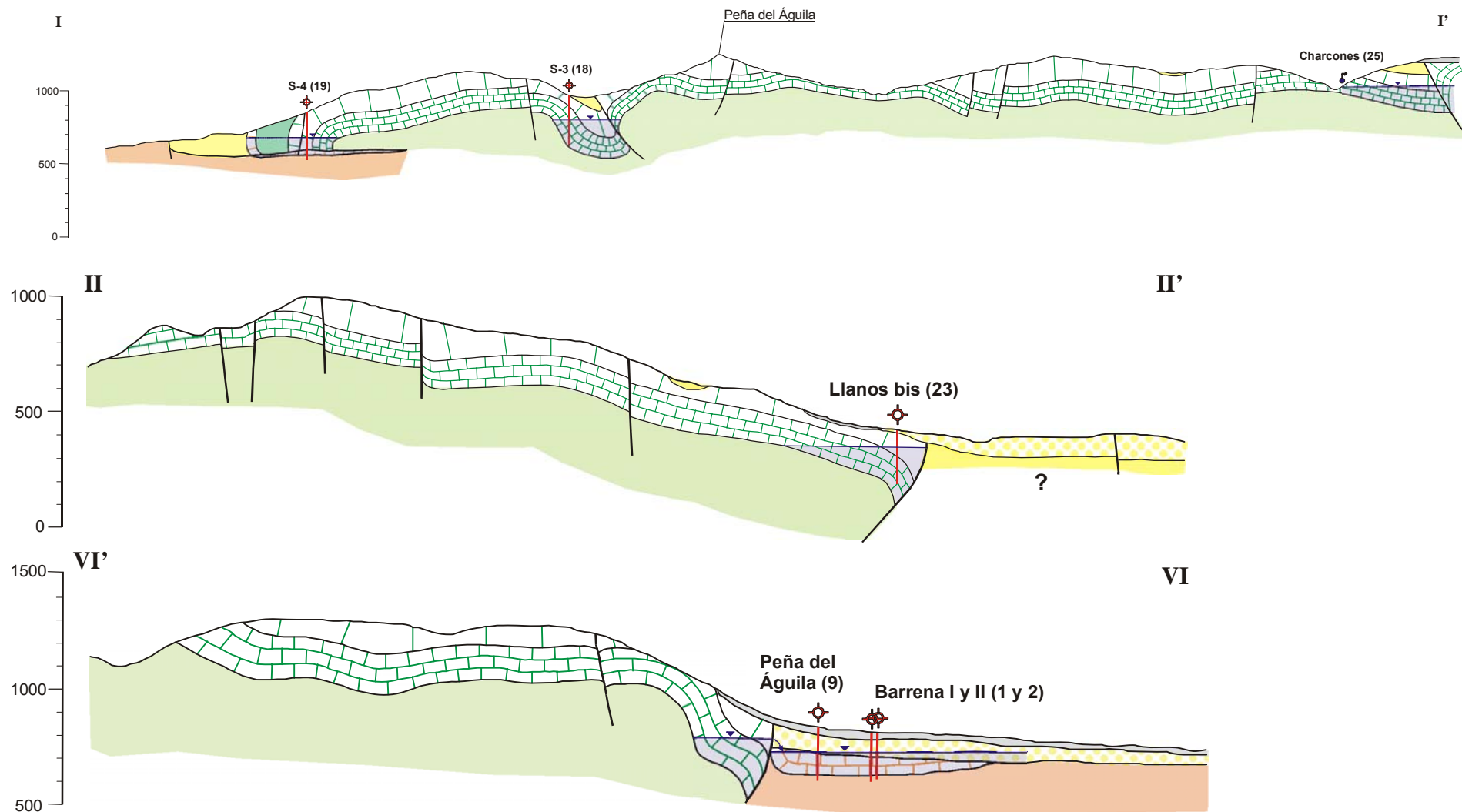


Figura 28. Arriba, corte hidrogeológico transversal a las estructuras de las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco. Centro y abajo, cortes hidrogeológicos que muestran la estructura de Mojón Blanco en dirección S-N (corte II) y en dirección SE-NO (corte VI). Su situación puede observarse en el plano de la figura 26.

En la mitad meridional, aparece una fractura subparalela a la directriz NE-SO en la que afloran los materiales margosos del Cretácico inferior (figura 27 corte inferior).

El flanco noroccidental de la Serrezuela de Pegalajar cabalga los niveles carbonáticos del Serravaliense-Tortonense inferior como han demostrado los sondeos S-2 (nº 17) y S-4 (nº 19) realizados por la DGOH (DGOH, 1994).



Foto 14. Vista del límite sur de la Serrezuela de Pegalajar en la que se observa el pliegue anticlinal que conforma la estructura de la sierra, en cuyo núcleo afloran margas del cretácico inferior que definen el sustrato impermeable del acuífero.

La Sierra de Mojón Blanco se superpone tectónicamente a la de Pegalajar, afectando a los materiales miocenos que recubren el valle que separa ambas sierras. Esta sierra corresponde en términos generales a una gran estructura ligeramente inclinada al norte en su zona meridional y central y con el flanco septentrional y occidental con fuertes buzamientos. El corte I-I' de la figura 28 ilustra sobre la estructura de ambas sierras y la relación entre ellas; los cortes II-II' y VI'-VI de la misma figura muestran la estructura de la Sierra de Mojón Blanco en dirección S-N y SE-NO.

Finalmente, se ha incluido en la zona estudiada el afloramiento prebético sobre el que se sitúa el núcleo de La Guardia, debido a que, como se explicará en capítulos posteriores, todos los datos apuntan hacia la existencia de conexión hidrogeológica

entre este afloramiento y la Serrezuela de Pegalajar. Este hecho solo puede producirse en un sector localizado, oculto por margas miocenas bajo las que podría encontrarse el nivel de carbonatos y calcarenitas miocenas que más al norte conforma el Acuífero Mioceno de Mancha Real e incluso también podría recubrir carbonatos cretácicos. Sin embargo, aún no se dispone de datos geológicos concretos que puedan corroborar esta hipótesis. En la figura 29 se muestra un corte hidrogeológico interpretado que ilustra sobre el tipo de estructura que podría permitir la relación hidrogeológica entre ambos sectores.

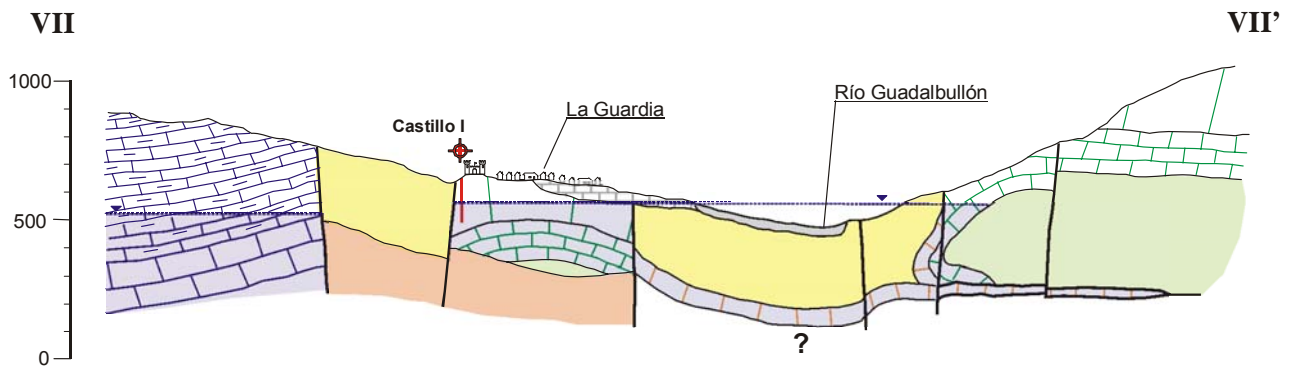


Figura 29. Corte hidrogeológico del sector de La Guardia en el que se ilustra sobre la posible relación hidrogeológica entre la Serrezuela de Pegalajar y el bloque de carbonatos prebéticos del núcleo de La Guardia. Su situación puede observarse en el plano de la figura 26.

2.4 ANÁLISIS DE FRACTURACIÓN

2.4.1 METODOLOGÍA DE TRABAJO

El análisis de fracturas en los afloramientos carbonáticos se ha abordado mediante el estudio de las trazas observables en fotografía aérea a escala 1:20.000 del vuelo de septiembre de 1996 del Instituto Cartográfico de Andalucía. El estudio se ha realizado utilizando estereoscopio de espejos, y dibujando las fracturas observables preferentemente en las zonas centrales de cada fotograma, que son las áreas de menor deformación.

Las fracturas obtenidas en cada fotograma se escanearon y digitalizaron con la utilización del programa AutoCAD 2000, de forma que cada fractura se representa como una línea. Marcando cada línea y observando sus propiedades, el programa indica diversas características, entre las que se encuentran su dirección y longitud,

que son las que interesan. De esta forma, al marcar las líneas una a una se obtiene el conjunto de longitudes y direcciones de todas las fracturas dibujadas, datos que se incorporan a una hoja de cálculo para ser analizados posteriormente.

Para el tratamiento de densidades e intensidades de fracturación se dibujó un mallado de 0,5 x 0,5 km en el que se realizó una medición, con la ayuda de mismo programa informático, de la longitud y dirección de todas las fracturas existentes en cada celda de la malla. El plano de fracturación obtenido y la malla empleada se exponen en la figura 30.

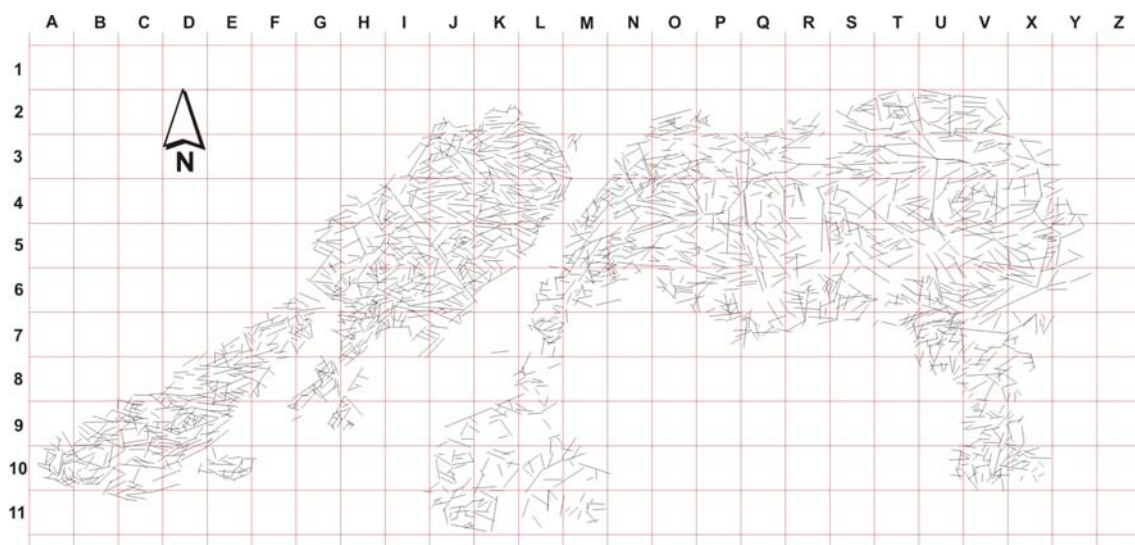


Figura 30. Plano de fracturas observadas en fotografía aérea en los afloramientos carbonáticos de la Serrezuela de Pegalajar y Mojón Blanco. Las dimensiones de las celdas del mallado utilizado son de 0,5 x 0,5 km.

El conjunto de lineaciones que pueden observarse en fotografía aérea en un afloramiento es consecuencia fundamentalmente de las propiedades mecánicas de las rocas y de los eventos tectónicos que las han afectado, aunque en las condiciones de observación influyen otros factores como: existencia de suelos y vegetación, pendientes, iluminación y otros. Las lineaciones se corresponden, a la escala de observación utilizada, con fracturas, fallas, grietas, juntas, diaclasas, fisuras, o cualquier discontinuidad de la roca de suficiente magnitud; se agrupan en familias en función de características tales como dirección y longitud, y es conocido que ciertas familias específicas corresponden a zonas de circulación preferencial del agua subterránea en el reservorio (Grillot, 1979; Razack, 1984; López-Chicano, 1992) de ahí el interés de su estudio.

El estudio que se presenta se basa exclusivamente en las lineaciones observadas en fotografía aérea, ya que su pretensión es simplemente hacer una aproximación a la importancia de la fracturación en los acuíferos estudiados, analizar las zonas en que reviste mayor importancia, para llevar a cabo una comparación con las permeabilidades deducidas de los datos aportados por los sondeos existentes, y finalmente, estudiar las direcciones preferenciales que podrían condicionar en mayor medida la circulación del agua subterránea. Para esto último también se dispone de algunos datos relativos al endokarst, en concreto a las direcciones de desarrollo de galerías subterráneas en diversas cavidades estudiadas, cuyos datos son comparados con los obtenidos por las fotografías aéreas.

El estudio de un medio geológico fracturado a partir de fotografía aérea está especialmente indicado para el análisis macroestructural (Paredes-Bartolomé y Flórez-Baquedano, 2001); la cantidad de información recogida está muy condicionada por el límite de percepción visual humano, que según los autores citados, para magnitudes lineales es de 0,25 mm. Esto significa que con una escala de trabajo 1:20.000 como la que he utilizado, el límite de percepción de fracturas es de 5 m. En la práctica, la fractura menor dibujada ha sido de 23 m.

2.4.2 DENSIDAD E INTENSIDAD DE FRACTURACIÓN

El concepto de intensidad de fracturación ha sido tradicionalmente referido indistintamente, bien a longitudes acumuladas, bien a número de fracturas por unidad de superficie (Razack, 1984; López-Chicano, 1992), considerando que ambos modos de expresión están fuertemente relacionados, por lo que este parámetro puede ser expresado sin distinción de una u otra forma. Razack (op. cit.) estudia, a partir de métodos estadísticos, la relación entre ambos modos de expresión, y encuentra que ésta es fuertemente lineal y positiva, con un coeficiente de correlación superior a 0,9. El concepto de densidad de fracturación es utilizado como sinónimo del concepto de intensidad de fracturación.

Paredes-Bartolomé y Florez-Baquedano (2001) consideran que existe una confusión terminológica entre los conceptos de densidad e intensidad de fracturación. Según estos autores la densidad es la cantidad de magnitud física, sea masa, energía, etc. que contiene la unidad de espacio y consideran que cuando se trata de campos de fracturas, la magnitud física que se asocia es proporcional a su diámetro, es decir a su

extensión. Para el plano en dos dimensiones definen por tanto la densidad de fracturación como la longitud total (l) por unidad de área (A):

$$I_{21} = \frac{\sum l_i}{A} \quad \text{con dimensiones de [L}^{-1}\text{].}$$

Por otra parte, el concepto de intensidad de fracturación está asociado a la cuantificación de un flujo de cierta cantidad, que en este caso corresponde con el número de fracturas. Por tanto, para el plano definen el concepto de intensidad de fracturación como el número de fracturas (l_A) por unidad de área (A):

$$I_{21} = \frac{\sum l_A(i)}{A} \quad \text{con dimensiones de [L}^{-2}\text{].}$$

Ambos conceptos aparecen relacionados a través de una proporcionalidad directa. Los utilizaré pues en el sentido que proponen estos últimos autores.

El número total de fracturas marcadas en los afloramientos carbonáticos de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco ha sido de 2169, de las que 1238 pertenecen al afloramiento de la Sierra de Mojón Blanco y 931 al de la Serrezuela de Pegalajar.

En las figuras 31 y 32 se presentan los histogramas circulares correspondientes a las distribuciones de fracturas según su número y sus longitudes acumuladas expresadas en 18 clases en intervalos angulares de 10°.

En la Serrezuela de Pegalajar, el gráfico de la figura 31 muestra que las 4 clases mayoritarias encontradas según su número y dirección son, de mayor a menor, la N80-90E, N110-120E, N90-100E y N60-70E. Las dos clases principales agrupan un 9,8% y un 9,5% de las fracturas respectivamente; si bien el 65% se agrupan entre las direcciones N50E y N130E.

En Mojón Blanco, las cuatro principales clases son la N80-90E, N70-80E, N90-100E y N50-60E, con el 45 % de las fracturas agrupadas en el intervalo N50-100E y una menor dispersión que en el caso de la Serrezuela de Pegalajar.

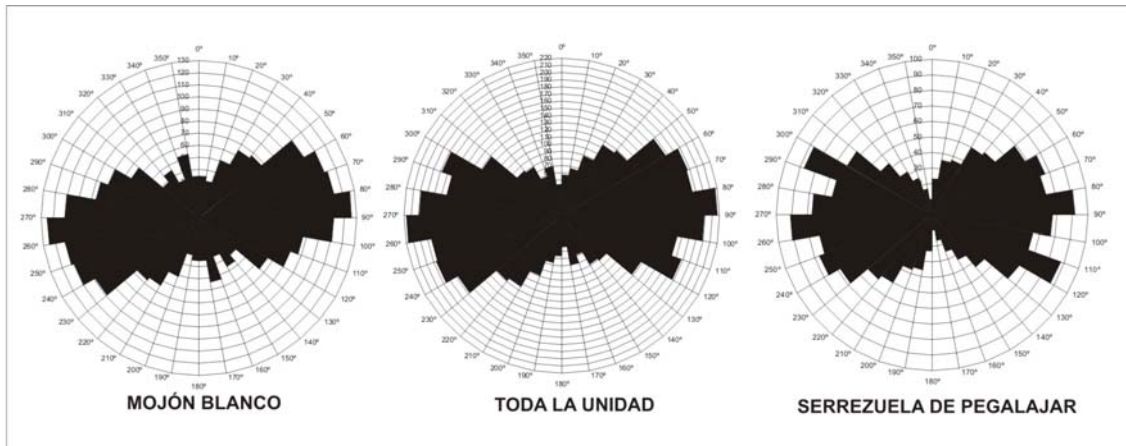


Figura 31. *Distribución direccional de lineaciones en número de fracturas para la totalidad de los afloramientos carbonáticos y para el afloramiento de Mojón Blanco y de la Serrezuela de Pegalajar.*

Para el conjunto de afloramientos, las principales clases son la N80-90E, N90-100E, N60-70E y N70-80E que agrupan el 35% de las fracturas. Si se considera el intervalo entre N50-120E, el porcentaje pasa a ser del 58%. Se observa con claridad como las direcciones cercanas a N-S están muy escasamente representadas.

La longitud total acumulada de fracturas observada en el conjunto de afloramientos carbonáticos es de 381.161 m, correspondiendo 161.095 al afloramiento de la Serrezuela de Pegalajar y 220.066 al de Mojón Blanco.

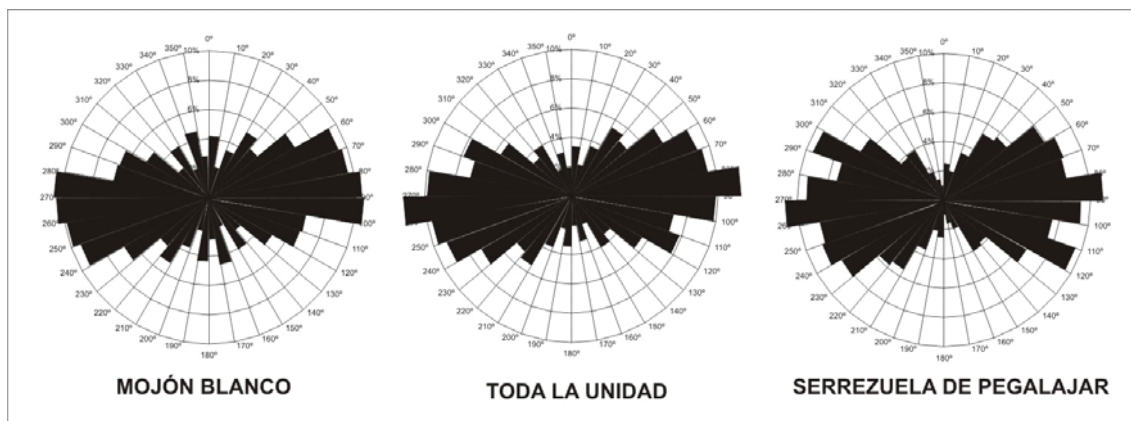


Figura 32. *Distribución direccional de fracturas en longitudes acumuladas para la totalidad de los afloramientos carbonáticos y para el afloramiento de Mojón Blanco y de la Serrezuela de Pegalajar.*

En los histogramas de distribución direccional de fracturas en longitudes acumuladas (figura 32), se observa a simple vista la gran similitud con los obtenidos según el número de fracturas.

En la Serrezuela de Pegalajar, las principales clases son la N80-90E, N110-120E, N90-100E, N60-70E, todas ellas con porcentajes superiores al 8,5%. En el intervalo N50-120E se agrupa un 62% de las longitudes acumuladas.

En Mojón Blanco, son la N90-100E, N80-90E, N70-80E y N60-70E con porcentajes en todas ellas superiores a 9, agrupando entre las cuatro a casi el 40% del total.

En la suma de ambos afloramientos las clases son N80-90E, N90-100E, N70-80E y N60-70E igualmente con porcentajes superiores al 9%, agrupando a casi un 40% del total.

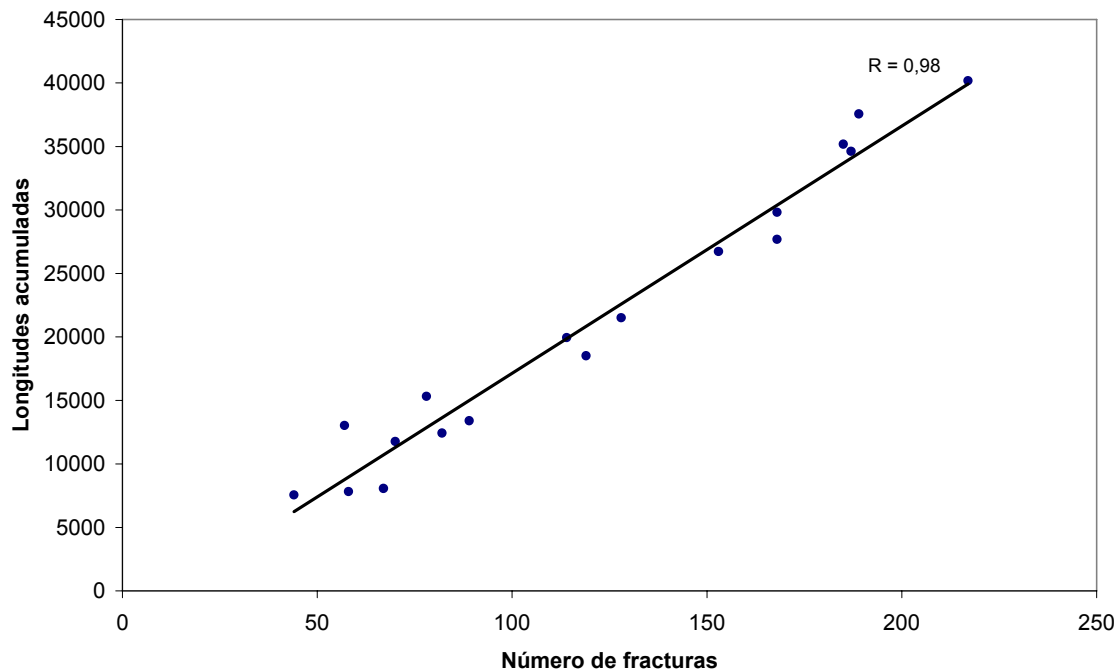


Figura 33. Correlación entre las distribuciones direccionales de lineaciones en número de fracturas y longitudes acumuladas.

En la figura 33 se muestra el gráfico de correlación entre las distribuciones direccionales expresadas en número de fracturas y longitudes acumuladas para el total de los afloramientos carbonáticos, o entre intensidad y densidad de fracturación. El coeficiente de correlación es de 0,98 con una relación entre ambos conceptos fuertemente lineal y positiva.

La superficie total de afloramientos carbonáticos cretácicos en las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco es de unos 30 km² repartidos entre los 11,1 km² del afloramiento de la Serrezuela de Pegalajar y de 19,1 km² del de Mojón Blanco, por lo que la intensidad

de fracturación total es de 71,95 km⁻², siendo en la Serrezuela de Pegalajar de 83,87 km⁻² y de 65,01 km⁻² en Mojón Blanco. La densidad de fracturación es de 12,62 km⁻¹ en el total de los afloramientos, de 14,51 km⁻¹ en la Serrezuela de Pegalajar y de 11,52 km⁻¹ en Mojón Blanco. Se observa como tanto la intensidad como la densidad de fracturación son sensiblemente inferiores en el afloramiento de Mojón Blanco frente al de la Serrezuela de Pegalajar.

En la figura 34 se muestra la distribución de longitudes de fracturas obtenidas para el total de los afloramientos carbonáticos en 40 clases, también se muestra la distribución para las longitudes comprendidas entre 0 y 400 m, que es el intervalo en que se encuentran más del 95 % de las longitudes. Se observa como la distribución es de tipo lognormal y de sesgo positivo.

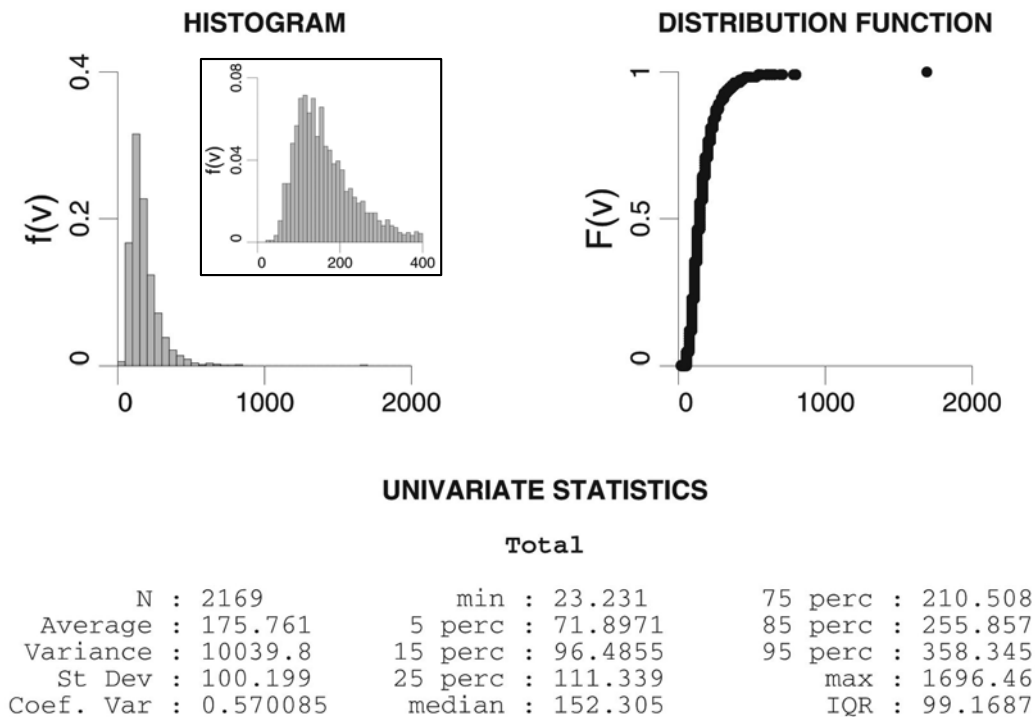


Figura 34. Función de densidad de distribución de longitudes de lineaciones para el total de afloramientos y algunos estadísticos significativos. En el recuadro se muestra la distribución de longitudes entre 0 y 400 m.

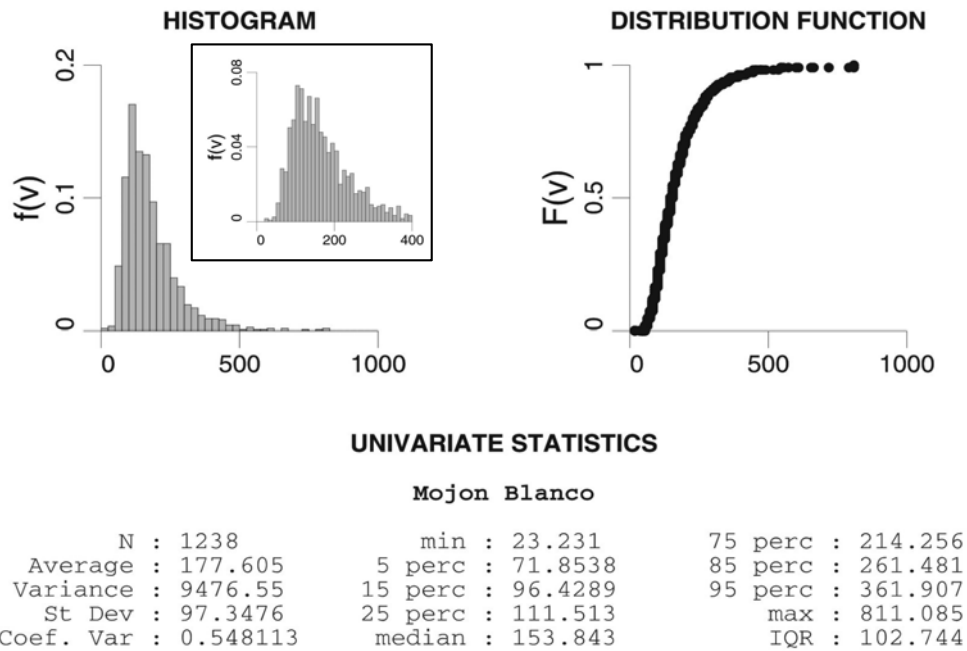


Figura 35. Función de densidad de distribución de longitudes de lineaciones para el afloramiento de Mojon Blanco y algunos estadísticos significativos. En el recuadro la distribución entre 0 y 400 m.

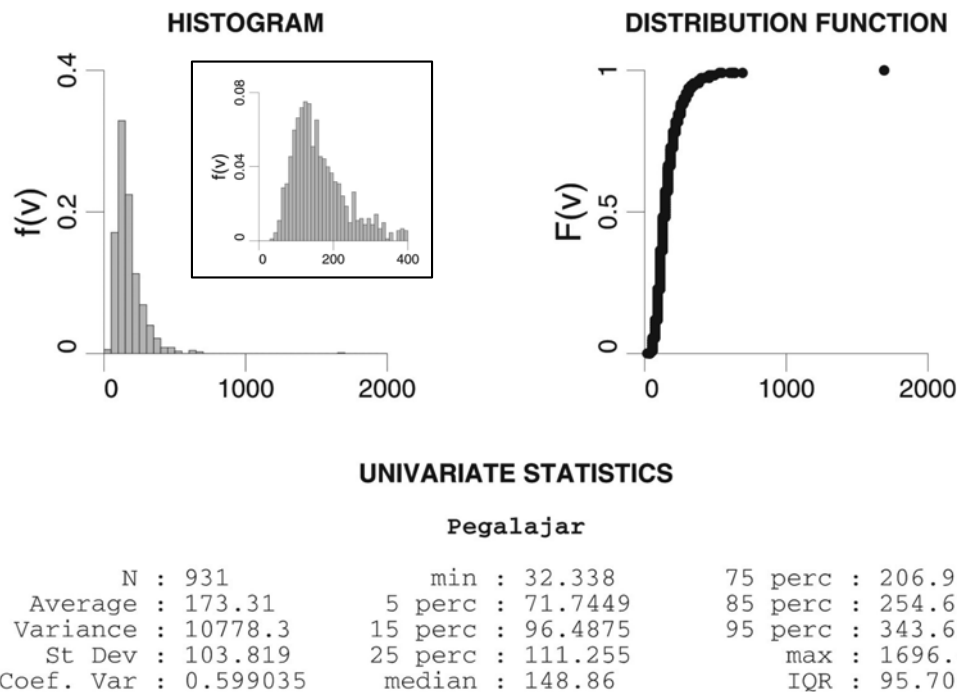


Figura 36. Función de densidad de distribución de longitudes de lineaciones para el afloramiento de la Serrezuela de Pegalajar y algunos estadísticos significativos. En el recuadro la distribución entre 0 y 400 m.

La longitud media de las fracturas es de unos 176 m con un máximo de casi 1700 m y un mínimo de unos 23 m; la mediana es de unos 152 m y la desviación estándar de 100 m.

En la figura 35 se muestra la distribución para el afloramiento de Mojón Blanco y en la figura 36 para el de Pegalajar, en ambas se observa una distribución similar.

Finalmente la distribución de la densidad e intensidad de fracturación espacial bidimensional se muestra en las figuras 37 y 38, utilizando la malla de 500 x 500 m que se muestra en la figura 30. Para la realización de ambas figuras, así como los gráficos de las figuras 34, 35 y 36 se ha utilizado el paquete informático FSSTools (Froidevaux *et al.*, 2001) bajo entorno Linux.

La figura 37 muestra en clave de colores la distribución de densidades de fracturación expresada en longitudes de fracturas, la figura 38 muestra la distribución de intensidades de fracturación. En ambas figuras se observa una similar distribución de los valores de fracturación para los afloramientos carbonáticos, mostrándose con claridad cómo las áreas de mayor fracturación se sitúan en el afloramiento de la Serrezuela de Pegalajar. Este hecho, se refleja igualmente, como se verá en los capítulos posteriores, en las permeabilidades obtenidas mediante ensayo de bombeo en los sondeos existentes en ambos afloramientos, que siempre son considerablemente superiores en el afloramiento de la Serrezuela de Pegalajar.

Por otra parte, hay que tener en cuenta la presencia de una cobertera vegetal importante en determinados sectores del afloramiento de Mojón Blanco (pinares) que no existe en el de Pegalajar, y además pequeñas áreas del afloramiento de Mojón Blanco aparecen recubiertas por margas miocenas. Todo esto provoca que en algunos sectores de Mojón Blanco las condiciones de observación de los carbonatos no permitan visualizar las lineaciones en fotografía aérea con la misma claridad que en el resto de zonas. Finalmente, el afloramiento de la Serrezuela de Pegalajar aparece plegado con una disposición anticlinal cuyo núcleo lo constituye el eje central del afloramiento, mientras que en Mojón Blanco la disposición de la amplia zona central del afloramiento es tabular, con un ligero buzamiento hacia el norte, lo que también debe influir notablemente en la intensidad y densidad de fracturación obtenida.

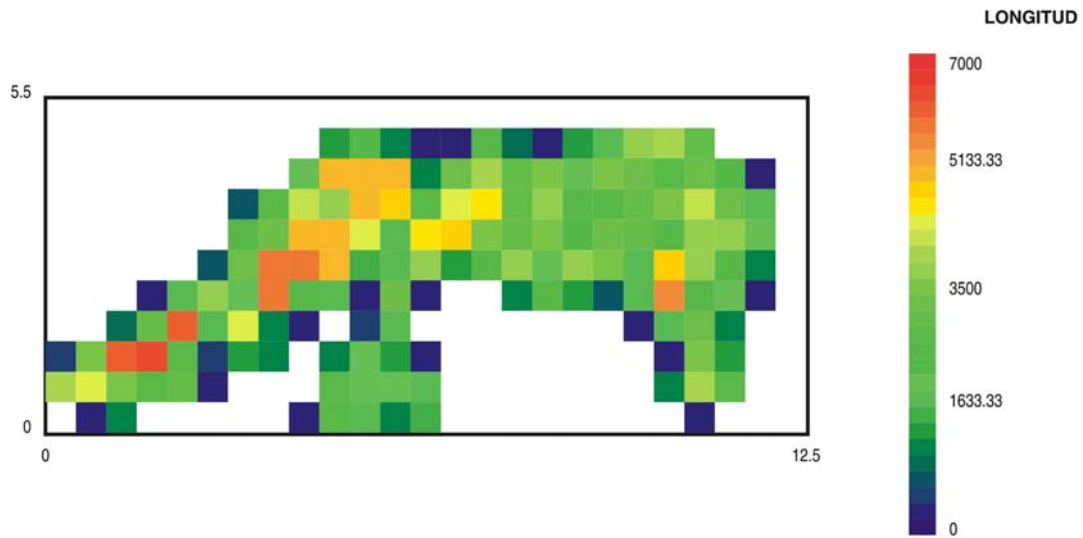


Figura 37. *Distribución espacial de densidades de fracturación en el acuífero de Mancha Real-Pegalajar.*

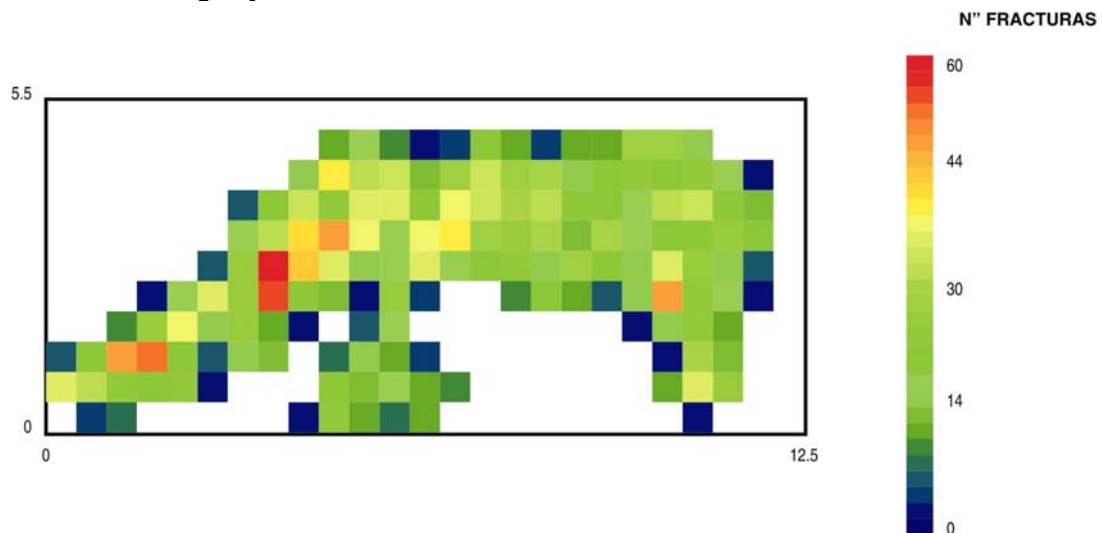


Figura 38. *Distribución espacial de intensidades de fracturación en el acuífero de Mancha Real-Pegalajar.*

2.4.3 RELACIONES ENTRE LA FRACTURACIÓN OBSERVADA EN FOTOGRAFÍA AÉREA Y EL ENDOKÁRST

Dentro del área estudiada he podido disponer de esquemas topográficos de cuatro cavidades denominadas: Cueva de los Murciélagos, Hoyo de la Sierra, Cueva del Aro y Cueva de los Majuelos. En las dos primeras realicé yo mismo el levantamiento topográfico con la ayuda de Alberto Izquierdo del Arco (becario del IGME en aquellas fechas); los esquemas de las otra dos proceden del trabajo llevado a cabo por el IGME en 2003 (IGME-Diputación de Jaén, 2003) y el levantamiento topográfico fue realizado

por Ángel Jiménez y Manuel González-Ríos. Las dos primeras cavidades se sitúan en el afloramiento de Mojón Blanco y las dos últimas en el de Pegalajar, muy cerca del núcleo urbano del mismo nombre.

La cavidad de mayor desarrollo (unos 150 m) es la Cueva de los Murciélagos, situada en la cara norte del afloramiento de Mojón Blanco, la red de fracturas obtenida a partir del plano de esta cavidad se muestran en la figura 39.

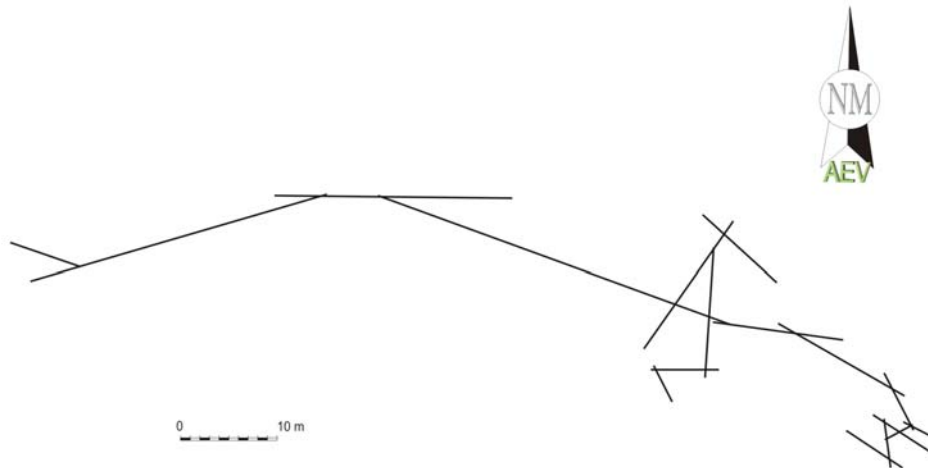


Figura 39. Red de fracturas obtenidas a partir de las galerías kársticas de la cueva de los Murciélagos.

El número total de fracturas obtenidas en las cuatro cavidades ha sido de 34 que suman una longitud acumulada próxima a 500 m. En la figura 40 se muestra el histograma de fracturas en longitudes acumuladas.

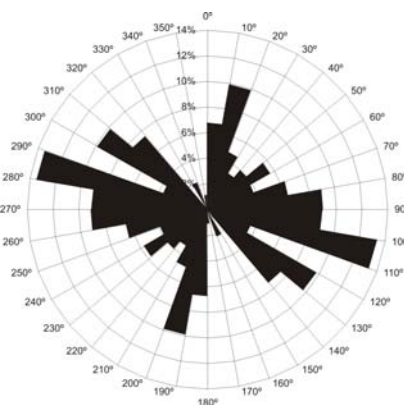


Figura 40. Distribución direccional de galerías kársticas en las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco según la longitud acumulada por familia direccional.

El histograma muestra cómo la familia más importante se agrupa entre las direcciones N80-110E y especialmente la N100-110E, y otras dos familias bien marcadas en las direcciones N120-140E y N0-20E. Las fracturas agrupadas en las direcciones N80-110E, que son las mayoritarias, corresponden a la principal familia de lineaciones observadas en fotografía aérea. Sin embargo, aparecen también representadas las familias de direcciones N0-20E y N120-140E que en fotografía aérea son minoritarias.

Los principales sistemas de fracturas de la Cordillera Bética se agrupan en tres familias predominantes (Sanz de Galdeano, 1983): 1) N70E, localmente desviada sobre todo hacia la E-O; 2) N120-150E, y 3) N10-30E ordenadas según antigüedad desde el Mioceno hasta la actualidad. Estas familias son consecuencia de la existencia de máximos ejes de esfuerzos de dirección ONO-ESE durante el Mioceno inferior y medio que son los responsables de la primera de las familias de fracturas béticas. En el Mioceno superior el eje de máximo esfuerzo se sitúa en la dirección NNO-SSE que se alterna con la N-S, posiblemente más tardía. Finalmente, el eje de máximo esfuerzo ha podido situarse en ocasiones cercano a la vertical con rejuegos de estos sistemas de fracturas según movimiento como fallas normales.

El conjunto de fracturas observadas mediante fotografía aérea en los afloramientos carbonáticos se ajusta mayoritariamente (del orden del 50 % del total) a la primera de las familias de fracturas indicadas por Sanz de Galdeano, que es la más antigua, y la que condiciona en mayor medida las direcciones del conjunto de estructuras béticas; las otras dos familias aparecen representadas minoritariamente.

En las fracturas obtenidas a partir de las direcciones de galerías de cavidades aparecen con claridad las tres familias de fracturas, representada la más antigua con más del 30 % de las longitudes acumuladas, y aproximadamente un 17 % para cada una de las otras dos familias.

Ciertamente el número de lineaciones obtenidas de galerías de cavidades es escaso y está muy condicionado por la cueva de los Murciélagos, la de mayor desarrollo, por lo que sus resultados solo pretenden ser una primera aproximación al estudio de las condiciones de karstificación.

Las principales fracturas que condicionan el desarrollo de las cuatro cavidades estudiadas se sitúan sistemáticamente en la familia de dirección N80-110E, las galerías que siguen esta dirección son las de mayor longitud y las más determinantes

en la planta de las cavidades. Esta misma conclusión alcanza López-Chicano (1992) en un estudio de 77 cavidades de Sierra Gorda, en carbonatos del Subbético Interno, donde indica que el sistema de mayor longitud relativa penetrable de los estudiados corresponde con las lineaciones de longitudes acumuladas en la dirección N80-100E.

Las direcciones principales de fracturas béticas N120-150E y N10-30E también aparecen claramente representadas en las cavidades, y condicionan galerías secundarias de menor longitud.

Martín-Rosales *et al.* (1994), estudian 41 cavidades en Sierra Elvira, en la Depresión de Granada, excavadas en carbonatos del Subbético Medio, y obtienen igualmente un máximo absoluto en la dirección N 90-110 E de galerías de cavidades penetrables, y otros máximos relativos en las direcciones N 150-160 E, N 40-50 E y N 0-10 E.

Andreo (1997) estudia las cavidades de las Sierras Blanca y de Mijas en carbonatos alpujárrides de la provincia de Málaga y concluye que las galerías aparecen condicionadas principalmente por las direcciones NNO-SSE y NNE-SSO que pueden asimilarse a las direcciones secundarias halladas en Pegalajar-Mojón Blanco.

Durán (1996) estudia cavidades distribuidas por toda la provincia de Málaga y obtiene que en las Zonas Internas las galerías se sitúan preferentemente en las direcciones N45-75E, con otro abanico en las direcciones N90E y N150E. Las primeras no aparecen en la zona estudiada, las otras en cambio coinciden con dos de las direcciones preferenciales de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco. Este mismo autor obtiene las direcciones preferenciales para las Zonas Externas de N15-30E y N120-135E que son las dos direcciones secundarias obtenidas en las cavidades de Pegalajar y Mojón Blanco.

Alcalde (in GAEM, 1989) a partir del estudio de 100 cavidades en Calahonda, en la costa granadina, encuentra tres máximos agrupados por orden de importancia en las direcciones N 0-30 E, N 90-120 E y N 135-165 E, nuevamente coincidentes con los tres principales sistemas de fracturación béticos.

González-Ramón (2002), estudia las cavidades de la Sierra de María sobre carbonatos del Subbético Interno, y obtiene la dirección N140-170E como la dirección preferencial de desarrollo de galerías y otra dirección secundaria N120-140E esta última también presente en la zona estudiada.

2.4.4 CONCLUSIONES Y CRONOLOGÍA DE LA FRACTURACIÓN

A partir del estudio de las fracturas observadas en fotografía aérea se deduce una dirección preferente que puede agruparse en la N80-100E, común en ambos afloramientos. En la Serrezuela de Pegalajar aparecen además las direcciones N110-120E y N60-70E, esta última coincidente con la dirección del eje de la estructura anticlinal que conforma la sierra. En Mojón Blanco, las direcciones secundarias pueden agruparse con la N50-80E similar a la que condiciona la estructura de la Serrezuela de Pegalajar y también la superposición tectónica del borde oeste del afloramiento de Mojón Blanco sobre el de la Serrezuela de Pegalajar (ver plano de la figura 26 y corte superior de la figura 28).

En las cavidades kársticas, las galerías se desarrollan según una dirección principal N80-110E, plenamente coincidente con la familia de lineaciones más importante observada en fotografía aérea; en cambio, las direcciones secundarias obtenidas a partir de las galerías, N120-130E y N10-20E, especialmente esta última, no se observan en fotografía aérea, posiblemente por tratarse de lineaciones de menor longitud que las primeras y tal vez, como consecuencia de eso, existan unas malas condiciones de observación a escala mesoscópica.

Según Roldán *et al.* (1991), al impulso tectónico del Langhiense superior-Serravaliense se le asocia la mayor parte de la configuración actual del Subbético de Jaén. Sus principales consecuencias fueron el cabalgamiento del Subbético Externo sobre las Unidades Intermedias y de éstas sobre el Prebético, y la formación de importantes acumulaciones olistostrómicas. Para esta etapa se deduce una dirección de esfuerzos N60-70E con un arrastre de tipo dextroso que debió generar el sistema de fracturas que se agrupan en la dirección N70-100E.

La segunda etapa tectónica importante se registra en el Mioceno superior (intra-Tortonense) y tiene una componente norte en la dirección de esfuerzos (Roldán *et al.*, op.cit). Esta etapa es la que produce el cabalgamiento de los carbonatos cretácicos sobre los materiales miocenos y la superposición de la sierra de Mojón Blanco sobre la de Pegalajar, que pellizca materiales del Mioceno medio. Es la que debió generar los sistemas de fracturas N120-130E y N10-20E y las fallas normales conjugadas de direcciones N30E y N150E, algunas de ellas de gran salto, como las que cortan

perpendicularmente la estructura de la Serrezuela de Pegalajar (figura 26 y corte superior de la figura 27).

Así pues, a partir del Mioceno superior aparece estructurado el enrejado de fracturas sobre las que posteriormente se desarrollará la karstificación y que son las que van a condicionar la circulación del agua subterránea en el acuífero cretácico.

2.5 CAMPAÑAS DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA REALIZADAS EN LA ZONA

Dentro de la zona estudiada se han realizado tres campañas de investigación geoelectrica y una campaña gravimétrica.

La primera de las campañas geoelectricas fue realizada durante los años 1968-69 por la FAO-IGME, dentro del denominado "Proyecto del Guadalquivir". El área cubierta por el proyecto comprende 30 zonas distribuidas por las cuencas del Guadalquivir y del Guadalete. En el sector de Mancha Real se realizaron 7 SEVs con AB variable entre 300 y 3000 m (ITGE-COPTJA, 1999).

En el año 1988 el IGME realizó otra campaña en la misma zona con el objeto de definir con mayor precisión el Acuífero Mioceno de Mancha Real con la intención de utilizarlo para experiencias de recarga artificial (IGME, 1988a). Se realizaron 13 SEVs con AB comprendidos entre 1000 y 2000 m.

Finalmente, en 1999, el IGME llevó a cabo una nueva campaña para estudiar la continuidad o no de los materiales mesozoicos al norte de la Sierra de Mojón Blanco (ITGE-COPJA, 1999a). Esta campaña fue programada y diseñada por el autor de esta tesis conjuntamente con técnicos de la sección de geofísica del IGME. Se realizaron 15 SEVs que fueron comparados con los efectuados en campañas anteriores. Al este de Pegalajar se realizaron 4 SEVs con el objetivo de establecer la posible conexión entre las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco (ITGE-COPTJA, op. cit.).

La campaña gravimétrica fue efectuada por American Petrofina Exploration (APEX) durante el año 1965 con el IGME como operador. El trabajo, de objetivo petrolero y carácter estructural, cubrió parte de la zona de estudio (ITGE-COPTJA, op. cit.).

2.5.1 PROSPECCIÓN GEOFÍSICA ELÉCTRICA

Las tres campañas de Sondeos Eléctricos Verticales se realizaron con el dispositivo tetraelectródico de Schlumberger, que es el más comúnmente utilizado en la prospección eléctrica aplicada a la resolución de problemas en hidrogeología, por ser de fácil ejecución y de bajo coste. El método consiste en determinar las resistividades del terreno efectuadas a partir de un punto fijo central con una abertura creciente de los electrodos A y B siempre simétricos, de tal forma que a mayor apertura de alas (mayor distancia entre los electrodos), mayor será la profundidad de investigación.

La resistividad del terreno está ligada, además de a la resistividad de la propia roca, a su porosidad, a su contenido en agua y a la salinidad de este agua. Las calizas, areniscas y conglomerados presentan generalmente un fuerte contraste de resistividades frente a margas y arcillas, por lo que esta metodología es muy útil para estudiar la existencia de estos materiales bajo recubrimientos arcillosos.

En la figura 41 se indica la situación de los SEVs de cada una de las campañas. En la campaña realizada en los años sesenta, los SEVs se situaron en los alrededores del núcleo de Mancha Real, con la probable intención de investigar la continuación de los carbonatos cretácicos bajo los sedimentos margosos miocenos y los materiales conglomeráticos pliocuaternarios, ya que los carbonatos cortados por el sondeo de la Barrena (nº 1), perforado unos años antes, se suponía que pertenecían a dicha edad (Dupuy de Lôme, 1959). Sólo el SEV denominado R5 detectó los carbonatos cretácicos, ya que se situó junto al sondeo Llanos bis (nº 23) que se encuentra en el borde norte de los afloramientos de Mojón Blanco. Los SEVs restantes no detectaron niveles resistivos importantes, al situarse en zonas en las que los conglomerados pliocuaternarios se encuentran directamente sobre margas miocenas o sobre la Unidad Olistostrómica.

La campaña realizada por el IGME en 1988 tuvo como objetivo la definición precisa de los límites de las calcarenitas y carbonatos miocenos captados por los sondeos de la Barrena (nº 1 y 15), Peña del Águila (nº 9) y Hoyo Mateo (nº 14) que habían sostenido durante más de diez años el abastecimiento de Mancha Real y que en esas fechas se encontraban casi secos. La idea era definir el reservorio existente para evaluar las posibilidades de recarga artificial en el mismo. Dos de los SEVs (ambos realizados en el punto nº 5 de la figura 41) tuvieron carácter paramétrico y se realizaron

ortogonalmente entre sí junto a los sondeos de la Barrena (nº 1 y 15), cuya columna litológica es conocida. El resto se distribuyeron para completar cuatro perfiles geoelectrónicos (figura 41), P-1 en los SEVs nº 10, 11 y 12; P-2 en los 7, 8 y 9; P-2 en los 5 y 6 y P-4 en los 1, 2, 3 y 4 (IGME, 1988a). Estos perfiles permitieron definir con bastante precisión la superficie máxima ocupada por los carbonatos miocenos y la zona en que los mismos se ponen en contacto con los carbonatos cretácicos.

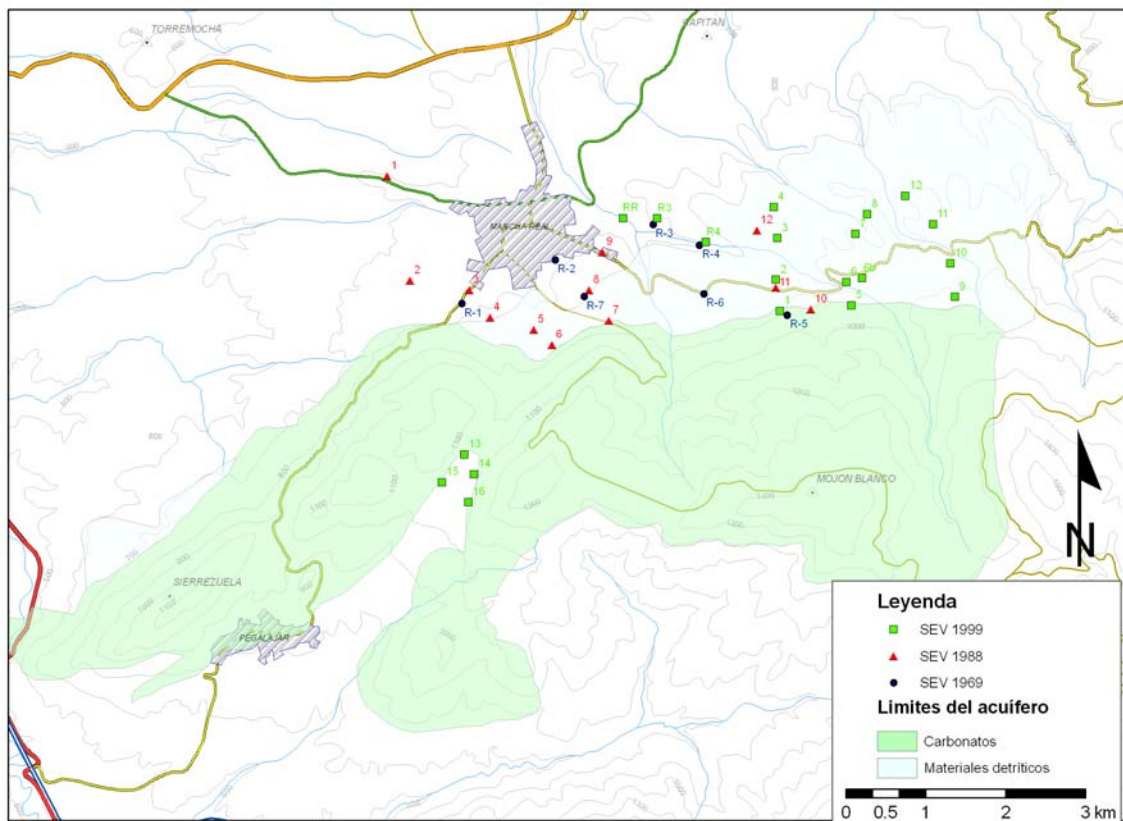


Figura 41. Situación de las diferentes campañas de SEV realizadas en la zona.

La última de las campañas realizadas se planteó con la intención de estudiar la posible continuación de los carbonatos cretácicos bajo los materiales pliocuaternarios en el sector nororiental de la unidad. La existencia de un sondeo privado de 90 m de profundidad (nº 33) situado 200 m al norte del borde del afloramiento cretácico, que aparentemente cortó carbonatos, apuntaba hacia esa posibilidad. Con este objetivo se realizaron 12 SEVs distribuidos en tres perfiles de dirección N-S y cuatro perfiles E-O. Otros tres SEVs fueron repeticiones de los de la campaña FAO para contrastar la validez de estos datos. Finalmente cuatro SEVs más se realizaron cerca de Pegalajar para estudiar posibles conexiones entre las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco en esa zona. La situación de estos SEV se muestra en la figura 41.

En los perfiles trazados en sentido N-S, se observa un recubrimiento con carácter heterogéneo que debe corresponder a los materiales pliocuaternarios y margas miocenas, bajo el que se detecta, en todos los cortes, un nivel resistivo que puede asociarse a materiales calizos cretácicos, aunque solo la ejecución de sondeos con control litológico puede resolver esta cuestión, ya que este nivel resistivo también podría corresponder a carbonatos miocenos o simplemente a un olistolito de carbonatos triásicos. En cualquier caso, si el nivel resistivo detectado es de naturaleza carbonática y permeable, y se encuentra conectado a los niveles saturados del acuífero principal, formaría parte igualmente de dicho acuífero.

En cuanto a los cuatro SEVs realizados al este de Pegalajar, demuestran la desconexión existente entre los dos afloramientos cretácicos en estos puntos, por lo que ayudan a precisar los límites de la zona en la que, como indican los datos piezométricos que se exponen más adelante, existe conexión hidrogeológica.

2.5.2 GRAVIMETRÍA

En 1965 la compañía American Petrofina Exploration (APEX) realizó una campaña gravimétrica de carácter estructural que cubrió parte de la zona (ITGE-COPTJA, 1999). Los métodos gravimétricos de carácter regional, como el realizado, son útiles para determinar la existencia de fallas importantes, que pongan en contacto rocas de diferentes densidades y para deducir la estructura del basamento en estudios regionales (García-Yagüe, en Custodio y Llamas, 1983).

La metodología consiste en medir, con la utilización de gravímetros, la variación de la gravedad en una malla de puntos respecto a la estación de referencia y elaborar planos de isolíneas a partir de los valores obtenidos una vez realizadas las correspondientes correcciones; este es el valor de la denominada "Anomalía de Bouguer".

En la figura 42 se presenta el mapa de anomalías de Bouguer obtenido en el entorno del pueblo de Mancha Real. Puesto que la densidad de los materiales carbonáticos es apreciablemente superior tanto a la de areniscas y conglomerados como a la de margas y arcillas (Parasnis, 1971), la distribución de las curvas de anomalías de Bouguer puede ayudar a la definición de los límites del acuífero cretácico bajo el recubrimiento detrítico existente.

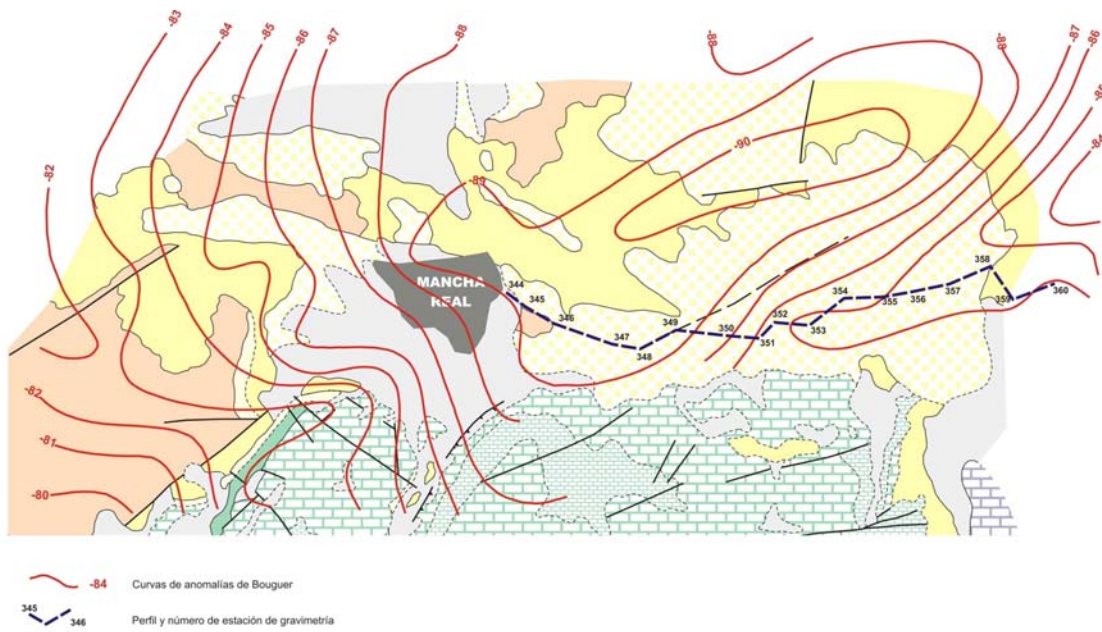


Figura 42. Plano de curvas de anomalías de Bouguer del borde norte del acuífero. La leyenda hidrogeológica es similar al plano hidrogeológico de la figura 26 (valores en mgal).

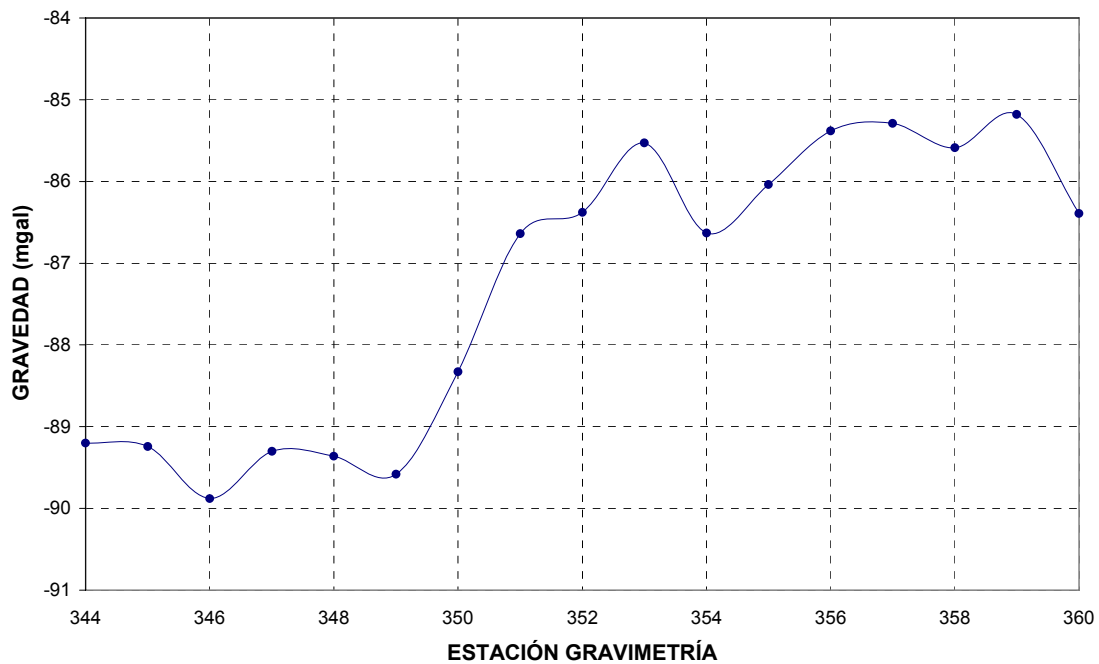


Figura 43. Perfil de valores de la anomalía de Bouguer. Su situación se muestra en el plano de la figura 42.

La superposición del plano de curvas obtenido al mapa geológico de superficie, unido a los datos de columnas de sondeos y de los perfiles geofísicos realizados, permite interpretar las anomalías que es posible observar en las curvas. La existencia de un

mínimo inmediatamente al este de Mancha Real, seguido de un fuerte aumento de la gravedad, puede ser debido a la presencia de una fractura, tras la cual podrían encontrarse materiales carbonáticos. Este hecho se observa con mayor claridad en el perfil de la figura 43 realizado entre las estaciones 344 y 360, lo que apoya la interpretación de los resultados de la última campaña de SEVs realizados. Por otra parte, la inflexión de las curvas que se observa al suroeste de Mancha Real es consecuencia de la existencia del edificio carbonático que conforma la Serrezuela de Pegalajar y más al norte, podría reflejar la presencia de los carbonatos miocenos bajo el recubrimiento pliocuaternario.

2.6 DEFINICIÓN DE ACUÍFEROS Y DISPOSICIÓN GEOMÉTRICA

La unidad hidrogeológica de Mancha Real-Pegalajar se extiende entre los núcleos que le dan nombre. Comprende las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco y presenta una extensión de afloramientos permeables carbonáticos de 27,4 km², si bien la superficie total de afloramientos permeables es de 42,3 km² si se incluyen los afloramientos detríticos pliocenos y cuaternarios. El acuífero carbonático tiene la forma de un rectángulo con la esquina noroccidental truncada y una cicatriz en su zona central de dirección NE-SO resultante de la superposición tectónica de la Sierra de Mojón Blanco sobre la de Pegalajar. La longitud de afloramientos en sentido N-S es de unos 5 km y de unos 10 km en sentido E-O.

Tradicionalmente fue considerada como dos acuíferos con funcionamiento independiente (IGME, 1981; IGME-Univ. de Granada, 1983; ITGE 1990; López Geta *et al.*, 1991; DGOH, 1992), por un lado el acuífero de la Serrezuela de Pegalajar y por otro el de Mojón Blanco; pero los sondeos de investigación realizados por la DGOH en 1994 pusieron de manifiesto la existencia de comunicación hidráulica entre ambas sierras (DGOH, 1994; González-Ramón *et al.*, 2002; Rubio-Campos *et al.*, 2003), por lo que es preferible hablar de un solo acuífero con diversos sectores diferenciados por sus características hidrogeológicas y la posición de los niveles piezométricos (González-Ramón, *et al.*, op. cit.).

En los apartados precedentes se ha explicado la particular disposición tectónica de los carbonatos prebéticos en esta zona, que aparecen como grandes bloques embutidos entre las margas y arcillas de la Unidad Olistostrómica; este hecho, ocasiona que sus bordes se encuentren muy tectonizados. El límite noroccidental de la Sierra de

Pegalajar, aparece como un borde de fractura, que en profundidad pasa a ser una fractura inversa de bajo ángulo que monta los carbonatos cretácicos sobre los materiales miocenos, como han demostrado los sondeos de investigación realizados (DGOH, 1994), y se aprecia en las figuras 27 (corte V), 28 (corte I) y 29. La disposición de las capas en este borde es vertical llegando a la inversión en algunas zonas.

La morfología resultante asegura un borde impermeable en su mayor parte; solo en su zona más meridional, frente al núcleo de La Guardia, existe un recubrimiento de margas miocenas que podrían alcanzar espesores cercanos a 200 m y que posiblemente ocultan la continuidad de los carbonatos bajo el río Guadalbullón y su conexión con el afloramiento prebético sobre el que se sitúa La Guardia, posibilidad que se discute ampliamente en otros capítulos de este trabajo.

El borde meridional está definido en casi toda su extensión por el afloramiento de margas del Cretácico inferior, ya que la estructura general aparece algo basculada hacia el norte, especialmente en la Sierra de Mojón Blanco. En el sector del Hoyo de la Sierra (figura 44), en el límite sur del acuífero cretácico, las margas miocenas recubren los carbonatos ocultando el contacto con las Unidades Intermedias jurásicas. Algo más hacia el este existe un afloramiento en el que se puede observar el cabalgamiento de los carbonatos jurásicos pellizcando, primero margas miocenas, y posteriormente, la Unidad Olistostrómica, lo que imposibilita la comunicación hídrica entre los carbonatos jurásicos y cretácicos (foto 15).

El borde oriental está recubierto por margas miocenas que ocultan una posible relación con los carbonatos jurásicos de las Unidades Intermedias que afloran al E del arroyo de Los Charcones (González-Ramón, *et al.*, 2002). Como se verá en los capítulos posteriores, los datos hidroquímicos e isotópicos indican una relación del manantial del los Charcones (nº 25), situado en este borde, con estos carbonatos jurásicos. Este manantial además, surge en la margen derecha del arroyo de los Charcones, que discurre en dirección N-S por el límite oriental del acuífero, sin que existan descargas en el fondo del arroyo ni en la margen izquierda (corte superior de la figura 28).

En el borde septentrional, los datos geofísicos apuntan hacia la posible existencia de carbonatos bajo los materiales pliocenos en la zona nororiental, con una morfología desconocida, ya que no hay sondeos que los corten, a excepción del nº 33 del que apenas se dispone de información.

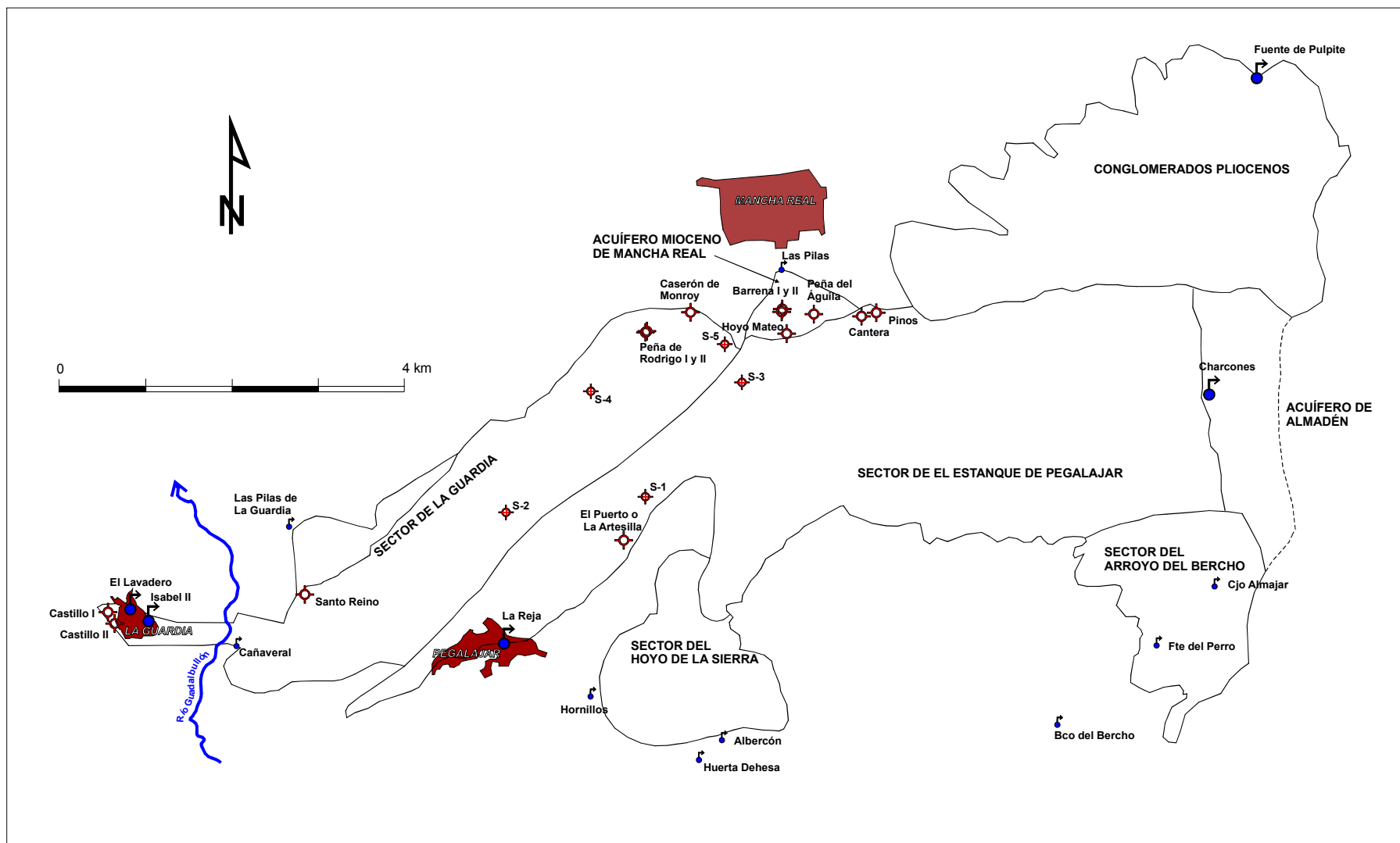


Figura 44. Límites de los acuíferos, sectores considerados y principales puntos de agua.

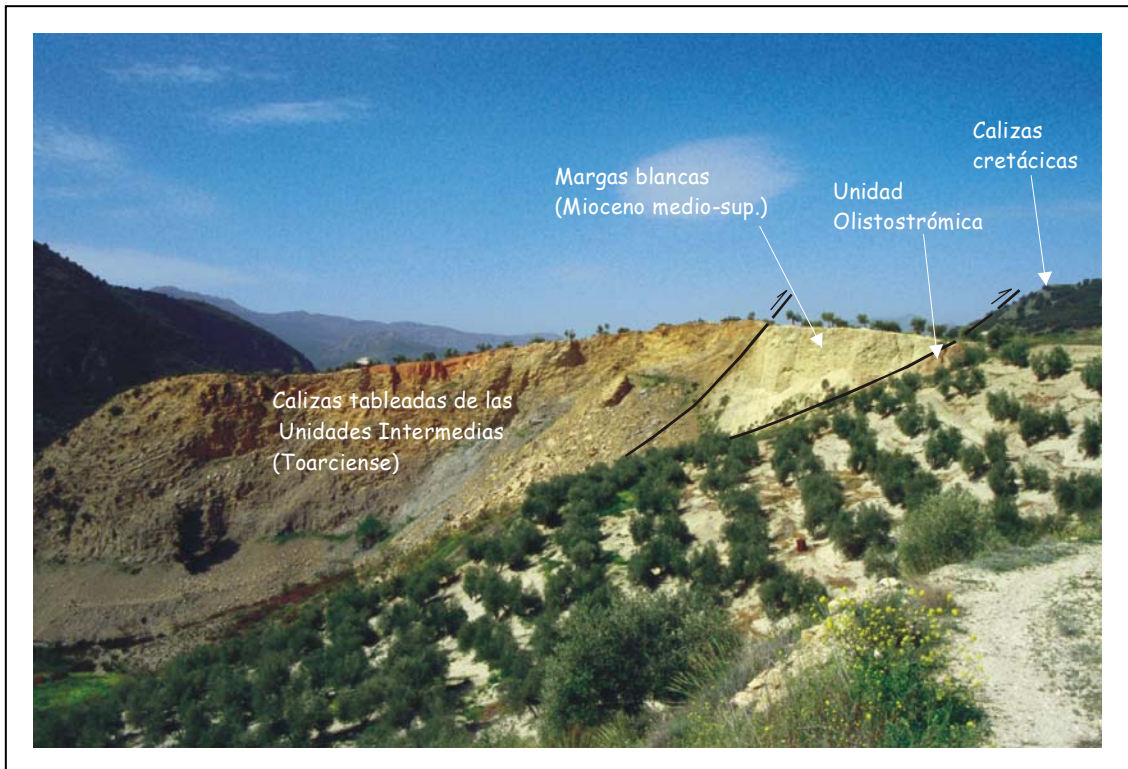


Foto 15. Cabalgamiento de las Unidades Intermedias en el límite sur del acuífero de Pegalajar y Mojón Blanco.

Inmediatamente al sur de Mancha Real se encuentra el *Acuífero Mioceno Intermedio* (ITGE, 1990), que también ha sido denominado *Acuífero Mioceno de Mancha Real* (IGME-COPJA, 2000) o *Compartimento de las Barrenas* (DGOH, 1994). Este acuífero está formado por un paquete de carbonatos y calcarenitas miocenas situado bajo un recubrimiento de conglomerados pliocuaternarios y en contacto con los carbonatos cretácicos. La superficie mínima ha sido acotada, mediante un análisis de vaciado de reservas, entre 0,5 y 0,9 km² (IGME-COPTA, 2000; González-Ramón, *et al.*, 2002; Rubio-Campos, *et al.*, 2003) y el espesor de los materiales carbonáticos y calcareníticos cortados por los sondeos que lo explotan es superior a 100 m. Se encuentra en contacto con el borde del acuífero cretácico con el que existe una compleja relación hídrica.

El sustrato impermeable del acuífero cretácico lo constituye la ritmita margoso – calcárea del Cretácico inferior, si bien, el sustrato profundo de la serie prebética y del acuífero mioceno estaría formado por las arcillas y margas de la Unidad Olistostrómica (González-Ramón, *et al.*, op cit).

El principal horizonte acuífero lo forman las calizas y dolomías del Cenomaniense superior-Senonense con espesores cercanos a 150 m, y una superficie de

afloramiento de unos 23 km²; bajo éstas se sitúan los carbonatos del Cenomaniense inferior, cuya superficie de afloramiento es algo superior a 6 km².

La Sierra de Pegalajar aparece individualizada en dos sectores, denominados en trabajos previos *septentrional* y *meridional* (ITGE 1990; López Geta *et al.*, 1991; ITGE-Diputación de Jaén, 1997), que en adelante denominaré sectores de La Guardia y de El Estanque de Pegalajar (figura 44). Su diferenciación es consecuencia de la barrera impermeable ocasionada por la presencia de la ritmita margoso-calcárea en el núcleo de la estructura anticlinal que conforma la sierra y se deduce por la importante diferencia en la cota del nivel freático entre ambos sectores, del orden de 800 m s.n.m en el sector de El Estanque y de unos 580 m s.n.m. en el de La Guardia. Sin embargo, aparecen áreas en que, como se discutirá en los capítulos siguientes, se producen descargas desde el sector del Estanque hacia el de La Guardia, existiendo zonas concretas del acuífero con flujos predominantemente verticales (figura 45). Esta descarga se produce muy probablemente a favor del bloque hundido de la Falla del Cerro de la Artesilla y posiblemente también por el cierre periclinal del borde norte de la Serrezuela.

Las descarga del sector de La Guardia, en condiciones naturales, se realiza por los manantiales situados en el núcleo de La Guardia (nº 43 y 44), por el manantial del Cañaverál (nº 63), probablemente por el manantial de Las Pilas de La Guardia (nº 6) y hacia las terrazas del Río Guadalbullón en la margen izquierda, alimentadas de forma oculta a través del travertino de La Guardia.

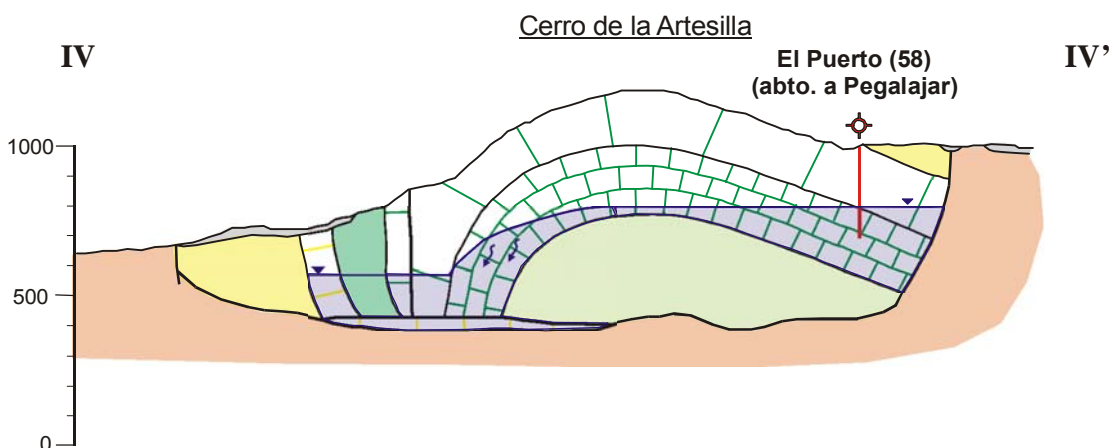


Figura 45. Corte hidrogeológico transversal a la estructura de la Serrezuela de Pegalajar cercano al bloque hundido de la Falla de la Artesilla. Su situación puede observarse en el plano de la figura 26.

El sector de El Estanque se encuentra comunicado a su vez con la Sierra de Mojón Blanco y, posiblemente, con el Acuífero Mioceno de Mancha Real a través de los materiales detríticos pliocuaternarios, hacia los que descarga una pequeña parte de sus recursos (ver corte III de la figura 27 y VI de la figura 28).

Sectores	Extensión total de afloramientos	Superficie permeable
Estanque de Pegalajar	17,1	16,6
La Guardia	8,1	6,3
Hoyo de la Sierra	2,7	2,2
Arroyo del Bercho	2,7	2,3
Mioceno de Mancha Real	0,9	0,9
Conglomerados Pliocenos	14	14

Tabla 6. *Sectores diferenciados y superficies permeables asociadas a cada sector. Datos en km².*

En la Sierra de Mojón Blanco, los carbonatos presentan una estructura más o menos tabular en su zona central, con una morfología aplanada algo inclinada al N. Sin embargo, tanto el borde occidental como el septentrional aparecen con buzamientos verticalizados consecuencia, en el primer caso, de la superposición tectónica sobre la estructura anticlinal de la Sierra de Pegalajar, y en el segundo, del contacto con la Unidad Olistostrómica. Es en los bordes de la estructura donde se encuentra la zona saturada del acuífero, ya que toda la zona central aparece desaturada sobre el sustrato impermeable (figura 28).

Finalmente, se ha diferenciado un pequeño sector en la zona suroriental del acuífero que he denominado Sector del Arroyo del Bercho. Aparece a una cota elevada y conformado por carbonatos del Cretácico inferior con una importante intercalación margosa. En esta zona existen una serie de manantiales de caudales variables que puntualmente alcanzan valores de hasta 5-6 L/s. Se trata de los manantiales que surgen en la cabecera del arroyo del Bercho y que serían los responsables de la descarga de este sector desconectado de la zona saturada principal.

3 PARÁMETROS HIDRÁULICOS

Es bien conocida la existencia de una gran heterogeneidad en la permeabilidad de los materiales carbonáticos, debido a la presencia de redes de fracturas jerarquizadas en las que las líneas de fracturación principales actúan como dren (porosidad de conductos) del resto de la masa rocosa menos permeable (porosidad de fisuras y de matriz) (White y White, 2001); existen además áreas donde, por cuestiones tectónicas, la fracturación es notablemente superior a otras y también líneas de fracturación en las que se desarrolla preferentemente la karstificación (Ford y Williams, 1989). Generalmente ocurre que la permeabilidad de la matriz es muy baja en rocas carbonáticas y que la permeabilidad medida en un ensayo de bombeo se refiere básicamente a la permeabilidad por fracturación, que depende de la apertura (unas decenas de μm a 10 mm) y del espaciado de las fracturas en el entorno de la captación (Whait, 2003), aunque puede sufrir grandes variaciones locales dependiendo de que el sondeo perfora o no conductos kársticos bien desarrollados.

Se dispone de datos directos de los parámetros hidráulicos procedentes de ocho ensayos de bombeo realizados tanto en el acuífero mioceno como en el cretácico; tres de ellos diseñados, dirigidos, o realizados directamente por el autor de esta tesis. Además en el acuífero mioceno se han realizado dos ensayos de recarga artificial mediante inyección de agua en sondeos, con participación del autor en ambos. Por último, durante la perforación de los cinco sondeos de investigación construidos por la DGOH (1994) se realizaron cortas pruebas de inyección en el avance de la perforación, lo que permite obtener datos muy puntuales de los diversos materiales atravesados.

3.1 PARÁMETROS HIDRÁULICOS DE LAS CALIZAS Y DOLOMIAS CRETÁICAS

3.1.1 ENSAYOS DE BOMBEO REALIZADOS EN EL SONDEO CASERÓN DE MONROY (nº 10)

El sondeo del Caserón de Monroy o de la Serrezuela de Pegalajar (nº10) se realizó, en una primera fase, en 1982 alcanzando la profundidad de 200 m sin cortar nivel (IGME, 1982a), la litología atravesada hasta el metro 158 fue de calizas micríticas y arenosas de tonos claros, que pueden asimilarse a las calizas del Cenomaniense superior-

Senonense. A partir del metro 158 hubo pérdida total de detritus, por lo que se desconoce la litología en los últimos metros.

En diciembre de 1987 el sondeo se reprofundizó hasta los 344 m quedando el nivel estático a 230 m de profundidad (IGME, 1988c). Posteriormente, en 1988 se realizó un ensayo de bombeo escalonado de 22,5 horas de duración (figura 46) que consistió en un primer escalón de una hora y media de duración con un caudal de 4 L/s y un segundo escalón con un caudal de 5 L/s, el máximo que podía elevar la bomba utilizada.

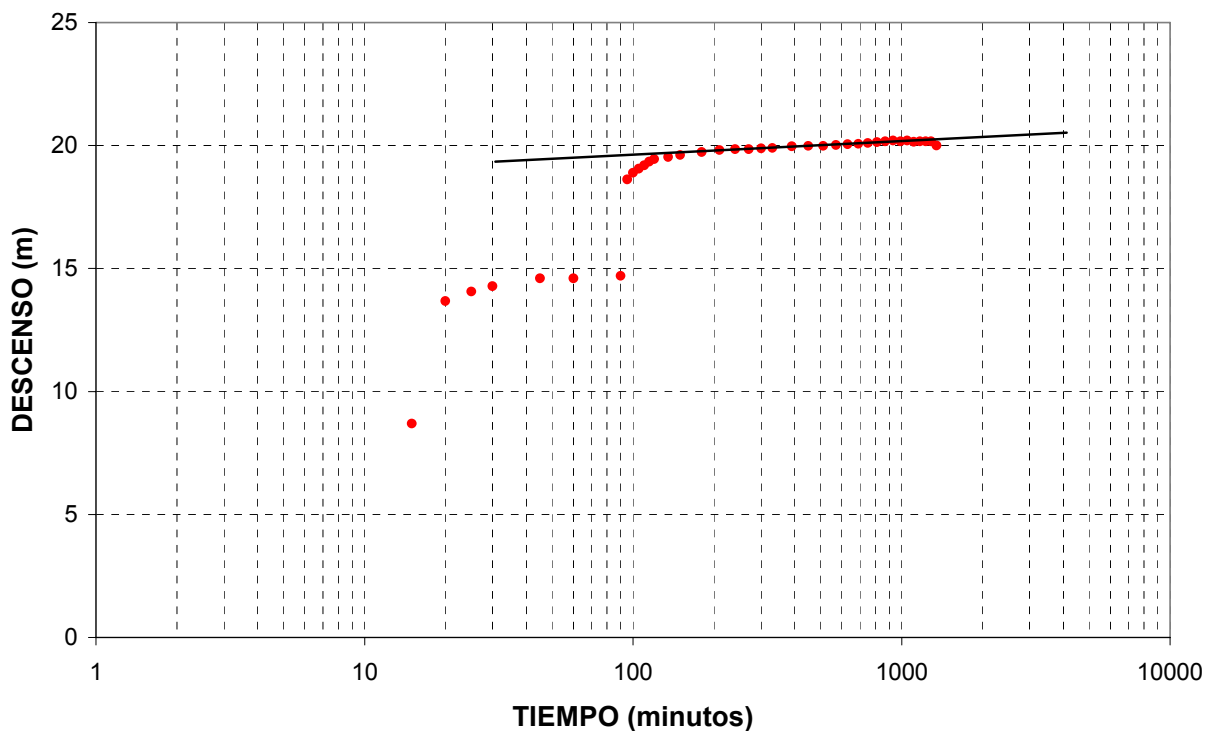


Figura 46. Curva de descenso correspondiente al ensayo de bombeo escalonado realizado en el sondeo del Caserón de Monroy (nº 10) en 1988. La línea negra corresponde al ajuste para la interpretación de T por el método de Jacob.

El análisis de la curva de descenso muestra un posible efecto de recarga diferida con rápidas estabilizaciones de los escalones. El ajuste de la recta de Jacob es imposible en la curva de recuperación, por inexistencia de válvula de pie en la tubería de impulsión, lo que provoca un importante retorno de agua tras la parada del bombeo que imposibilita una correcta interpretación. El ajuste puede realizarse en el segundo escalón de descenso en el que se obtiene una transmisividad (T) de 20 m²/d.

A inicios de 1989 se hizo una nueva perforación desde el metro 344 hasta el metro 400 y se ensanchó el sondeo en los metros ya perforados (ITGE, 1996). A continuación se acidificó y posteriormente, en febrero de 1989, se realizó un nuevo ensayo de bombeo escalonado de 20 horas de duración con medidas de recuperación durante una hora.

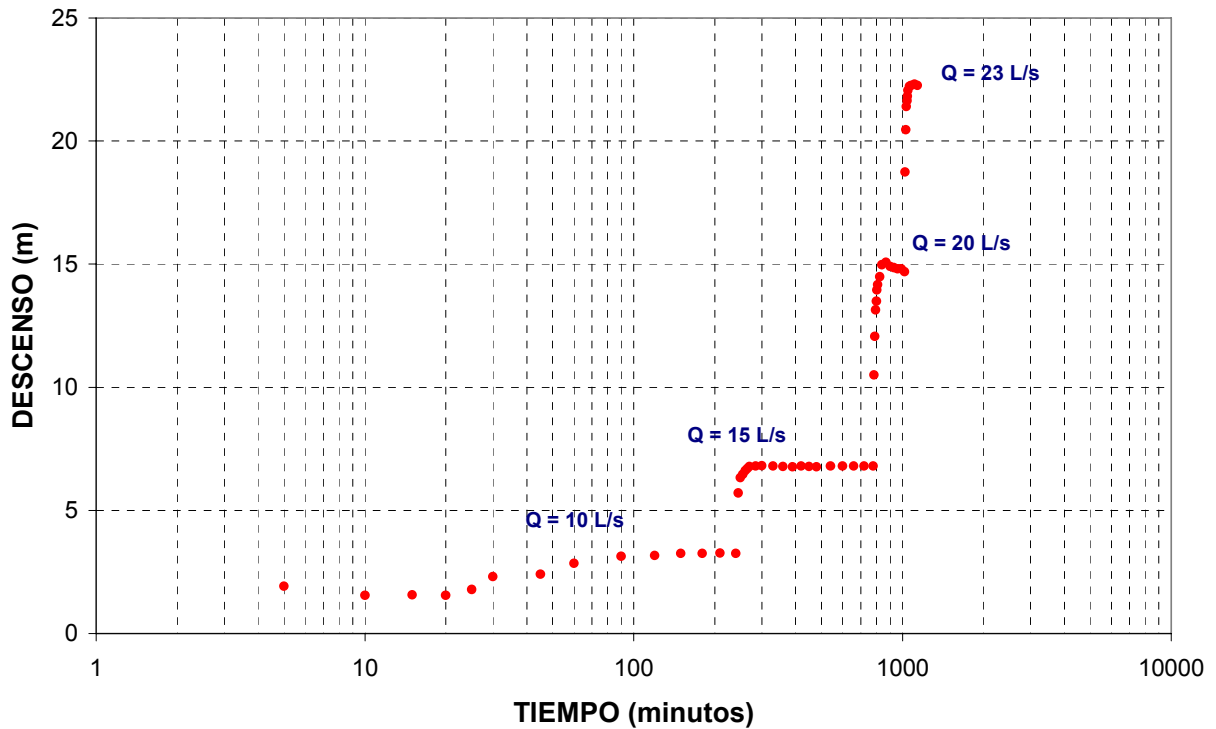


Figura 47. Curva de descenso correspondiente al ensayo de bombeo escalonado realizado en el sondeo del Caserón de Monroy (nº 10) en 1989.

El bombeo consistió en 4 escalones a caudal creciente (figura 47), el primero con un caudal de 10 L/s y 4 horas de duración, el segundo de 15 L/s y 9 horas de duración, el tercero de 20 L/s y 4 horas y el cuarto a 23 L/s y 2 horas de duración. En todos los escalones se aprecia un efecto de recarga diferida, alcanzándose una estabilización total en el nivel dinámico entre los 30 y los 60 minutos de bombeo según el escalón de que se trate. Igualmente, la recuperación es casi inmediata, tal como ocurrió en el primer ensayo, a pesar de que el caudal bombeado en éste es muy superior. Mediante el ajuste de las rectas en las curvas de descenso, en las zonas anteriores a la estabilización se obtienen transmisividades algo superiores a los 100 m²/d y una permeabilidad (K) media aparente de 0,6 m/d. El caudal específico se encuentra en torno a 1,4 L/s·m.

3.1.2 ENSAYO DE BOMBEO REALIZADO EN EL SONDEO DE ABASTECIMIENTO A PEGALAJAR (nº 58)

El sondeo de abastecimiento a Pegalajar, sondeo del Cerro de la Artesilla, o sondeo del Puerto (nº 58), fue construido en Octubre de 1988 y alcanzó una profundidad de 297 m; el nivel piezométrico se situó al finalizar la perforación a 110,44 m. La columna atravesada fue de calizas y dolomías, sin que se apreciara la existencia de niveles margosos, aunque sí zonas claramente fracturadas, especialmente entre el metro 120 y el 170, presentando a partir del metro 182 un cambio litológico que en la descripción de la columna (IGME, 1988b) se indica como un cambio en el color en el detritus hacia tonos más oscuros. Este cambio puede indicar el paso del Cenomaniense superior-Senonense al Cenomaniense inferior.

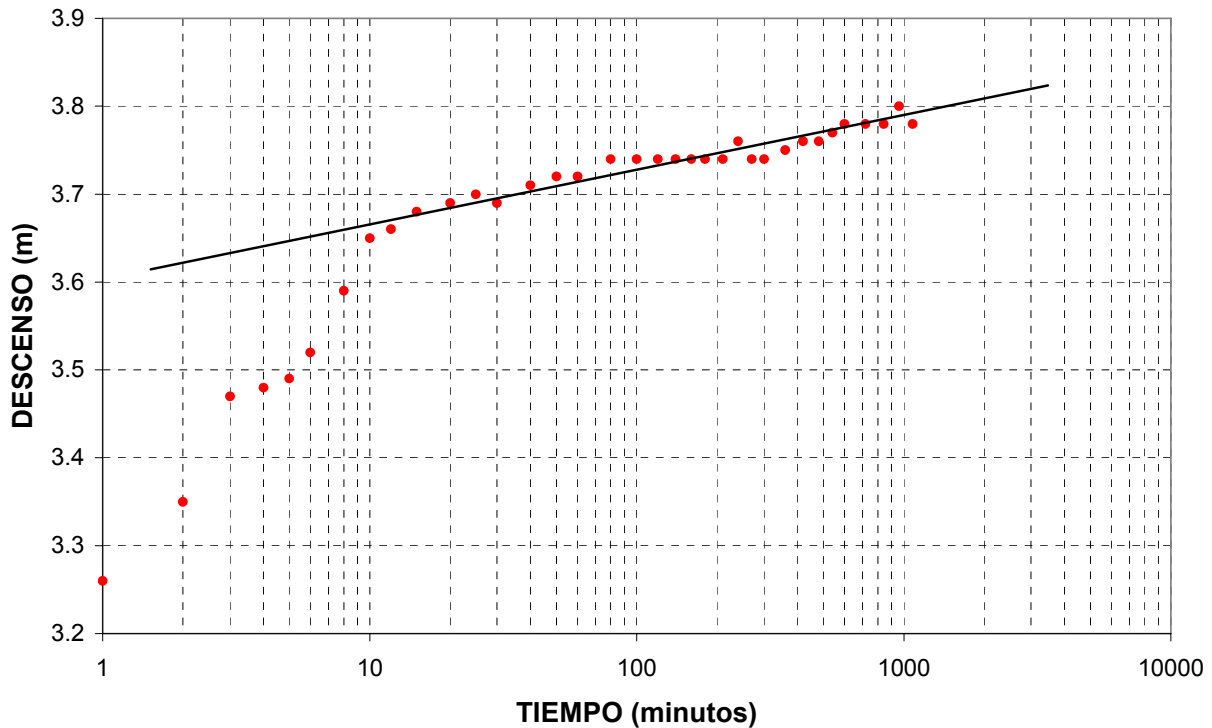


Figura 48. Curva de descenso correspondiente al bombeo realizado en el sondeo de abastecimiento a Pegalajar (nº 58) en 1988. La línea negra corresponde al ajuste para la interpretación de T por el método de Jacob. El caudal de bombeo fue de 37 L/s.

El ensayo de bombeo se realizó en noviembre de 1988 (IGME, op. cit.) y consistió en un bombeo escalonado con tres escalones de 1 hora de duración cada uno, posteriormente, tras una corta parada hasta alcanzar el nivel estático inicial, se realizó un bombeo a caudal constante de 18 horas de duración (figura 48) y medidas de recuperación durante 30 minutos. La depresión total producida en el bombeo a caudal

constante fue de 3,8 m con un caudal de 37 L/s, lo que implica un caudal específico en torno a 10 L/s-m, la T deducida de la curva de descensos fue de 9480 m²/d, ya que la curva de recuperación no puede interpretarse debido a la ausencia de válvula de pie en la tubería de impulsión; la K aparente resulta ser de 50 m/d.

3.1.3 ENSAYO DE BOMBEO REALIZADO EN EL SONDEO PEÑA DE RODRIGO II (nº 22)

El sondeo Peña de Rodrigo II fue construido por el método de percusión entre los meses de septiembre y diciembre de 2006 con el objetivo de centralizar el abastecimiento de Mancha Real en un único punto, abandonando la explotación en los sondeos de La Cantera (nº 39) y Pinos (nº 36), para aliviar la afección al manantial de la Reja. Su ubicación, diseño, dirección de ejecución y ensayo de bombeo fueron llevados a cabo por el autor de esta tesis.

La profundidad alcanzada fue de 454 m íntegramente en calizas y dolomías del Cenomaniense superior, con el nivel piezométrico situado a 263 m de profundidad, que se traducen en una cota de unos 572 m s.n.m. El sondeo se situó en el Flanco septentrional de la Serrezuela de Pegalajar a unos 600 m al suroeste del sondeo del Caserón de Monroy (nº 10).

El ensayo de bombeo se realizó en enero de 2007 y consistió en un bombeo escalonado a caudal creciente de 10, 20, 50 y 75 L/s de 3 horas de duración total. Tras 30 minutos de control de la recuperación se inició un bombeo a caudal constante de 24 horas de duración con un caudal de 60 L/s.

Ya en el ensayo de bombeo escalonado se observó la existencia de fenómenos de recarga diferida similares a los detectados en el ensayo de bombeo de Caserón de Monroy, que fueron mucho más patentes en el bombeo a caudal constante, tanto en la curva de descenso, como en la de recuperación (figura 49).

El cálculo de T se llevó a cabo por el método de Jacob, ajustando las rectas a los periodos en que se produce descenso, tal y como aconsejan Villanueva e Iglesias (1984), que serían aquellos en los que el efecto de recarga diferida deja de apreciarse temporalmente y, por tanto, el caudal bombeado provendría en su totalidad de la formación acuífera captada. Las rectas que se obtienen deben ser sensiblemente paralelas entre sí.

La T deducida en las curvas de descenso y recuperación se sitúa entre 6000 y 7650 m²/d con valores más probables situados en torno a 6000 m²/d. La K aparente sería del orden de 30 m/d y el caudal específico de 18 L/s·m.

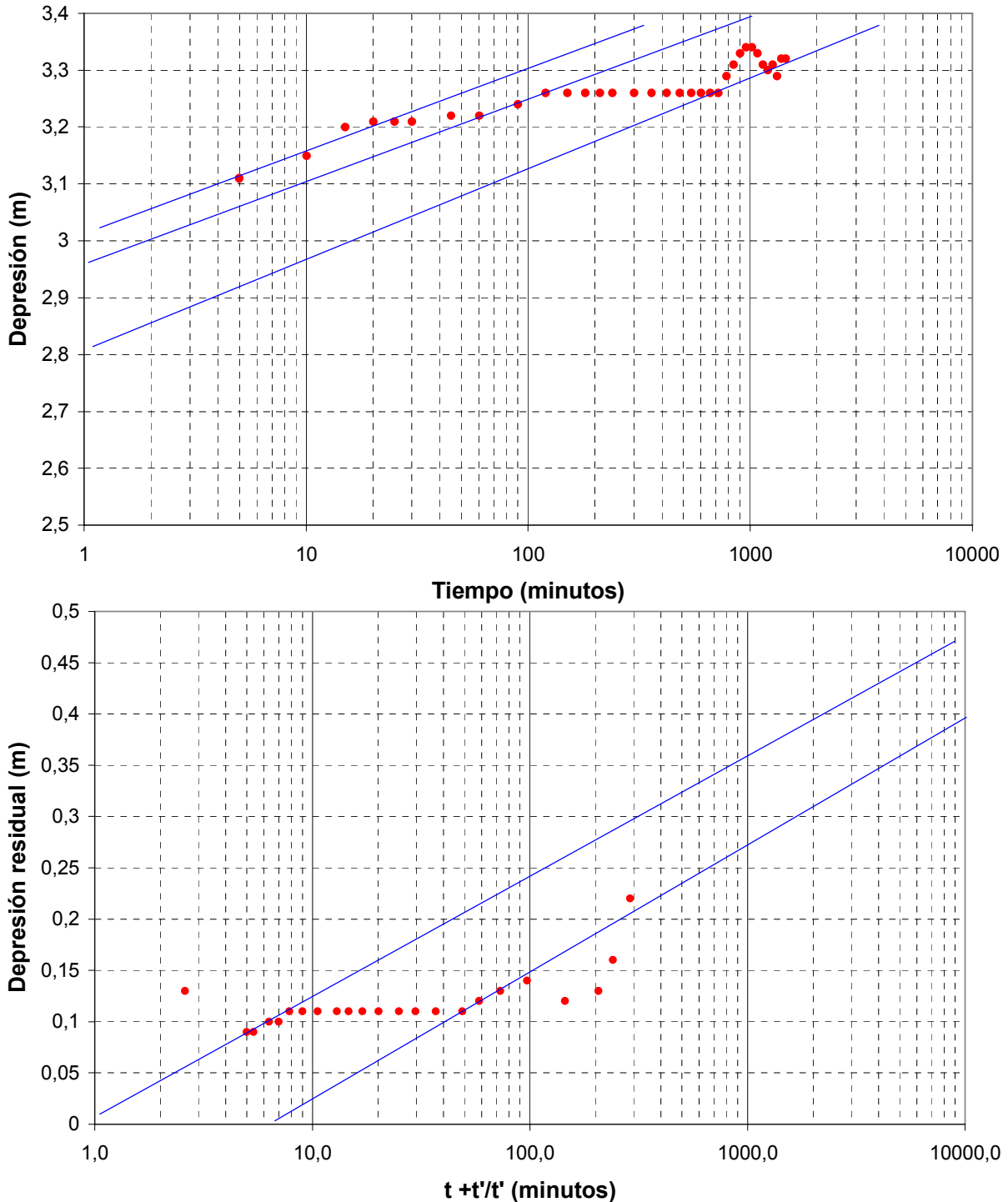


Figura 49. Curva de descenso (arriba) y recuperación (abajo) correspondiente al bombeo realizado en enero de 2007 en el sondeo Peña de Rodrigo II. Las líneas azules corresponden a los ajustes para la interpretación de la T por el método de Jacob. El caudal de bombeo fue de 60 L/s.

A partir de las 12 horas de bombeo se observa un comportamiento anómalo de la evolución del nivel, debido a la afección producida por el bombeo en el sondeo del Caserón de Monroy, que como ya se ha indicado se sitúa unos 600 m al noreste, y que comenzó a bombear unas horas después de comenzado el ensayo. Su efecto no se aprecia en la recuperación pues dejó de bombear antes de que se iniciaran estas medidas.

El efecto de recarga diferida observado tanto en este sondeo como en el sondeo del Caserón de Monroy, y que no se aprecia en el sondeo de abastecimiento a Pegalajar, se interpreta como consecuencia de la existencia de recarga vertical, que es congruente con la presencia de aportes de agua procedentes del sector del Estanque, tal y como se explica en el apartado 1.5 de este mismo capítulo.

3.1.4 ENSAYO DE BOMBEO REALIZADO EN EL SONDEO LOS LLANOS BIS O DEL CORTIJO DE D. RAFAEL VALDÉS (nº 23)

Este sondeo (nº 23) fue construido por el INC en el año 1959, alcanzó una profundidad de 250 m y según la descripción de la litología que hacen los propios sondistas, perforó calizas y calizas arenosas con algunas intercalaciones margosas a partir del metro 120. Tras su construcción fue aforado durante 48 horas con un caudal de 11 L/s obteniéndose un caudal específico de 1,2 L/s-m (IGME, 1985) lo que puede traducirse en transmisividades en torno a los 100 m²/d.

3.1.5 ENSAYO DE BOMBEO REALIZADO EN EL SONDEO DE ABASTECIMIENTO A LA GUARDIA O SONDEO CASTILLO II (nº 46)

Entre los meses de agosto y septiembre de 2005 el autor diseñó y dirigió la perforación de un nuevo sondeo (nº 46) por el método de percusión en el bloque de carbonatos prebéticos sobre el que se sitúa el núcleo de La Guardia. La perforación alcanzó una profundidad total de 194 m, atravesando toda la columna de carbonatos hasta el sustrato. La litología cortada fue asignada, hasta el metro 140, a calizas y en menor medida dolomías del Cenomaniense superior; desde el metro 140 hasta el 188 a calizas y dolomías de Cenomaniense inferior. El sustrato cortado consistió en margas y margocalizas gris y gris verdosas muy tectonizadas que podrían corresponder al Albiense superior.

Entre los días 18 y 19 de octubre de 2005 se llevó a cabo un ensayo de bombeo que consistió en un primer bombeo escalonado de 4 horas de duración, y un posterior bombeo a caudal constante de poco más de 21 horas de duración que se inició tras una hora de recuperación del bombeo escalonado. Una vez finalizado el bombeo a caudal constante se midió la recuperación del nivel durante 7 horas.

El valor de la T deducido de la curva de recuperación del bombeo constante fue del orden de 2200 m²/d, lo que se traduce en una K de casi 14 m/d. El caudal específico fue de 17 L/s·m.

3.1.6 ENSAYO DE BOMBEO REALIZADO EN EL SONDEO DE ABASTECIMIENTO A MANCHA REAL O SONDEO LA CANTERA (nº 39)

En agosto de 2006, el ayuntamiento de Mancha Real, a través de la empresa “Aguas Jaén”, realizó un bombeo controlado en el sondeo Cantera (nº 39) con el objetivo de realizar una limpieza de finos en el mismo, ya que, como consecuencia del descenso de nivel producido en los últimos meses de ese año, se detectó turbidez en el agua bombeada. Previamente, se realizó una inspección del sondeo mediante registro videográfico y un registro de conductividad, temperatura del agua y gamma natural, ya que no se conocían las principales características del sondeo, ni la columna cortada ni el diseño de la entubación.

Gracias a la inspección realizada se observó una profundidad total de 258 m, si bien la entubación solo alcanzó hasta el metro 206, probablemente a causa de desviaciones en el sondeo. El registro gamma natural muestra que la columna cortada está formada en toda su longitud por carbonatos pero que existe una mayor abundancia de intercalaciones margosas en los 50 m finales, lo que se interpreta como el cambio hacia carbonatos del Cenomaniense inferior. El nivel piezométrico se situó a 99 m de profundidad.

El diseño del bombeo fue programado por el autor de esta tesis a caudales decrecientes, con el objetivo de producir en primer lugar una importante limpieza por sobrebombeo y posteriormente ir disminuyendo caudal hasta alcanzar un nivel de turbidez aceptable para el abastecimiento a la población. Se inició el 29 de agosto de 2006 con un caudal de 30 L/s que se mantuvo durante 8 horas, posteriormente fue

reduciéndose a 18 L/s, 16 y por último se dio por finalizado tras casi 42 horas de bombeo con un caudal de 16,5 L/s. Finalmente se midió la recuperación del nivel piezométrico durante 2,5 horas.

En la figura 50 se muestra la curva obtenida en la recuperación y el ajuste considerado para el cálculo de T. El valor obtenido es de casi 280 m²/d, lo que se traduce en una K aparente de 1,76 m/d.

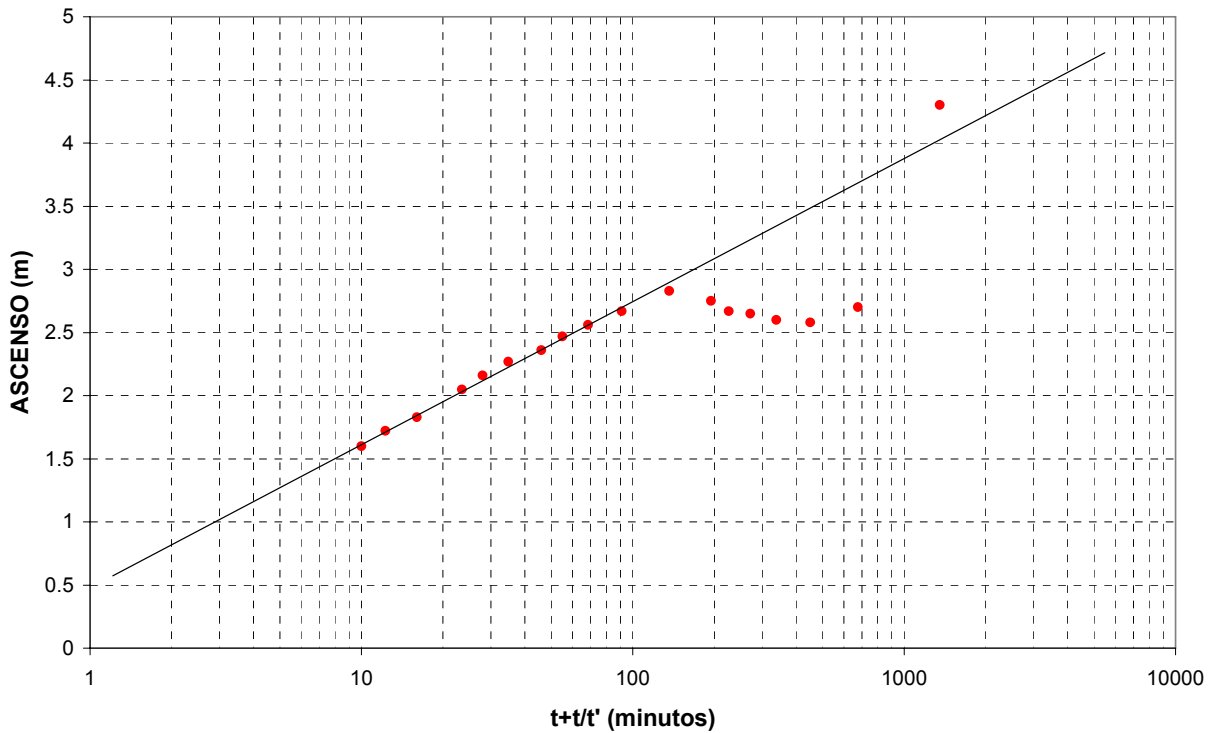


Figura 50. Curva de recuperación correspondiente al ensayo de bombeo realizado en el sondeo de La Cantero en 2006. La línea negra corresponde al ajuste para la interpretación de T por el método de Jacob.

3.1.7 PIEZÓMETROS DE LA DGOH

Entre finales de 1992 y comienzos de 1993 la DGOH construyó 5 sondeos de investigación de pequeño diámetro con extracción de testigo continuo en la Serrezuela de Pegalajar. En cada uno de los sondeos se realizaron láminas delgadas y dataciones a partir de microfósiles para caracterizar la edad de cada formación cortada (DGOH, 1994).

Durante la perforación, se realizaron diversos ensayos de permeabilidad mediante inyección de pequeños caudales y controlando el tiempo de admisión a diferentes profundidades según avanzaba la perforación. En el informe correspondiente no se explica con detalle la metodología utilizada, aunque se ofrecen los principales datos obtenidos, que no fueron interpretados. De dichos datos puede deducirse que los ensayos se realizaron en la base de la perforación a distintas profundidades, en sondeo sin revestir, e introduciendo el agua de inyección por el propio varillaje de perforación. Se controló el ascenso registrado y el tiempo de admisión. Con estos datos de partida, es posible aplicar la fórmula de los Ensayos Lefranc (Custodio y Galofré en Custodio y Llamas, 1983) para obtener el valor de la permeabilidad en cada una de las zonas ensayadas.

Dicha fórmula es la siguiente (Schneebeli, en Castany, 1975):

$$K = \frac{V}{2\pi d h_m t}$$

Siendo V el volumen inyectado, t el tiempo de inyección, d el diámetro del sondeo y h_m la presión de inyección medida en altura de agua sobre el nivel estático. He interpretado los datos aportados y los resultados obtenidos se muestran en la tabla 7.

El sondeo S1 (nº 16) se encuentra a poco más de 500 m hacia el noreste del sondeo de abastecimiento a Pegalajar, pero en el bloque levantado de la Falla del Cerro de la Artesilla que afecta a toda la sierra; el sondeo de abastecimiento a Pegalajar se sitúa en el bloque hundido. Por esta razón el sondeo S1 corta el sustrato margoso a los 234 m de profundidad, en cambio el sondeo de abastecimiento a Pegalajar, de 297 m, no lo llega a alcanzar. La permeabilidad resultante muestra valores comprendidos entre 5 y 18 m/d, ya que las rocas aparecen muy fracturadas y karstificadas en la mayor parte de la columna cortada. Sólo se registra un brusco descenso de la permeabilidad en la zona en la que se alcanza el sustrato margoso, hasta valores cercanos a 2 m/d que es una permeabilidad elevada para este tipo de materiales, lo que es reflejo de la gran fracturación existente.

Profundidad	K (m/d)	Litología	Edad
SONDEO S1 (nº 16)			
129,8	17,4	Calizas arenosas brechoides	Cenomaniense inferior
160,4	12,4	Alternancia de calizas micocristalinas y arenosas	Cenomaniense inferior
190,0	5,3	Alternancia de calizas micocristalinas y arenosas	Cenomaniense inferior
220,6	11,9	Limolita calco-margosa	Cenomaniense inferior
276,25	1,8	Calizas margosas y margas calcáreas	Albiense
SONDEO S2 (nº 17)			
120,15	1,6	Calizas arenosas	Cenomaniense inferior
203,2	0	Calizas margosas y margas calcáreas	Albiense
269,35	3,2	Ritmita calco-margosa	Langhiense superior
SONDEO S3 (nº 18)			
152,35	0,2	Calizas arenosas y microcristalinas con intercalaciones de calizas margosas	Cenomaniense inferior
204,6	12,4	Calizas margosas y margas calcáreas	Cenomaniense inferior
256,5	4,4	Calizas fosilíferas blancas	Cenomaniense inferior
350	618,6	Calizas fosilíferas blancas	Cenomaniense inferior-Albiense
SONDEO S4 (nº 19)			
152,4	32,0	Calizas arenosas y brechoides	Cenomaniense superior-Senonense
186,9	0	Calizas margosas y margas calcáreas	Cenomaniense superior-Senonense
213,5	0,1	Calizas margosas y margas calcáreas	Cenomaniense superior-Senonense
261,9	5,2	Calizas arenosas	Cenomaniense superior-Senonense
292,2	0,2	Margas calcáreas y margas	Serravaliense inferior
320,1	0	Margas y calizas margosas	Serravaliense inferior
SONDEO S5 (nº 20)			
114,75	1,5	Calizas dolomíticas nodulosas	Cenomaniense superior-Senonense
199,75	21,8	Calizas dolomíticas y dolomías brechoides	Cenomaniense superior-Senonense
273,85	9,6	Calizas margosas y margas calcáreas	Cenomaniense inferior
331,8	2,5	Calizas grises	Cenomaniense inferior

Tabla 7. Resultados de los ensayos de inyección realizados en los sondeos piezométricos de Mancha Real-Pegalajar.

El sondeo S2 (nº 17) se sitúa en el flanco septentrional del pliegue anticlinal, y en una zona intermedia entre el límite noroccidental del acuífero y el eje del pliegue, aunque más cercano a este último. Corta toda la columna carbonática incluido el sustrato margoso cretácico hasta el cabalgamiento basal, que se sitúa a 256 m de profundidad, posteriormente atraviesa carbonatos muy brechificados y karstificados que podrían ser miocenos, aunque no es descartable que pertenezcan al cretácico. El sondeo finaliza en materiales margosos de la Unidad Olistostrómica miocena.

La permeabilidad obtenida en los carbonatos de Cenomaniense inferior fue de 1,6 m/d, dentro del orden de magnitud normal en estos materiales cuando no están muy fracturados. En las margas Albienses la permeabilidad obtenida fue despreciable, en cambio en las margas Langhienses, que aparecen tectonizadas por el cabalgamiento basal, la permeabilidad obtenida fue de 3,2 m/d, superior incluso a la de los carbonatos.

El sondeo S3 (nº 18) se encuentra cercano a la fractura que superpone la Sierra de Mojón Blanco sobre la de Pegalajar, corta prácticamente toda la serie de carbonatos cenomanienses sin llegar a alcanzar claramente el sustrato margoso cretácico. Los ensayos de permeabilidad se realizaron en los carbonatos del Cenomaniense inferior con valores comprendidos entre 0,2 y 12,4 m/d y un valor excepcionalmente alto de 618,5 m/d medido a 350 m, en la base del sondeo. Los 100 m finales se describen como calizas poco fisuradas pero en las que aparecen cuevas a diversas profundidades. En mi opinión, estas cuevas pueden estar relacionadas con el diaclasado que debe ser especialmente intenso cerca del contacto con el sustrato, ya que el sondeo atraviesa un núcleo sinclinal, que como es bien conocido, presenta un diaclasado más abierto hacia su base, al contrario de lo que ocurre en los núcleos anticlinales. El ensayo de inyección de la base del sondeo debió alcanzar una de estas diaclasas, razón por la cual presenta tan alta permeabilidad.

El sondeo S4 (nº 19) se encuentra en el flanco septentrional del pliegue anticlinal, en una zona intermedia pero más cercana al límite noroccidental del acuífero, en una posición parecida a la del sondeo S2, pero en el bloque levantado de la falla del Cerro de la Artesilla. Perfora exclusivamente carbonatos del Cenomaniense superior-Senonense hasta los 280 m en los que alcanza el cabalgamiento basal, finalizando en carbonatos y margas miocenas. La permeabilidad obtenida osciló entre 0 y 32 m/d

correspondiendo los valores más bajos a un paquete margoso interestratificado y al sustrato mioceno.

El sondeo S5 (nº 20) se encuentra en el límite septentrional del acuífero en una posición cercana al eje del núcleo anticlinal y a 500 m al sureste del sondeo Caserón de Monroy (nº 10). Perfora carbonatos del Cenomaniense-Senonense hasta los 234 m de profundidad y carbonatos del Cenomaniense inferior hasta los 335 m, a partir de aquí atraviesa materiales margosos del Albiense. Las permeabilidades obtenidas oscilaron entre 1,5 y 21,8 m/d. La mayor permeabilidad aparece en una zona muy diaclasada en calizas del Cenomaniense superior-Senonense, mientras que en los carbonatos del Cenomaniense inferior se obtienen permeabilidades semejantes a las registradas en los ensayos de bombeo del sondeo del Caserón de Monroy (nº 10) y La Cantera (nº 39).

3.2 PARÁMETROS HIDRÁULICOS EN LOS CARBONATOS MIOCENOS

3.2.1 ENSAYO DE BOMBEO EN EL SONDEO PEÑA DEL ÁGUILA (nº 9)

El sondeo Peña del Águila (nº 9) fue construido en 1982 y se sitúa a unos 350 m de distancia de los sondeos de la Barrena (nº 1 y 15), ambos en el Acuífero Mioceno de Mancha Real. Tiene una profundidad de 235 m, y perfora, en primer lugar, 120 m de conglomerados y limos del Pliocuaternalio, a continuación 113 m de calizas miocenas, finalizando en margas que podrían pertenecer a la Unidad Olistostrómica o al Mioceno medio-superior. Apareció un nivel colgado a 49 m de profundidad relacionado con los conglomerados pliocenos; el nivel al finalizar la perforación se situó a 135 m (IGME, 1982b). El nivel superior no se encuentra aislado por ninguna cementación, por lo que ambos aparecen conectados a través de la perforación.

Entre los días 3 y 4 de diciembre de 1982, se realizó un ensayo de bombeo utilizándose como piezómetros el sondeo Barrena I (nº 1) y el sondeo Hoyo Mateo (nº 14) encontrándose este último a 375 m de distancia. Primero se realizó un bombeo escalonado de 3,5 horas de duración, y tras esperar la recuperación se inició un bombeo a caudal constante de 19 horas (figura 51). El caudal bombeado fue de 16,9 L/s y la depresión total de 41,5 m, lo que implica un caudal específico de 0,4 L/s·m.

La curva obtenida en el pozo de bombeo mostró un claro cambio de pendiente, aproximadamente a los 100 minutos de bombeo, lo que indica la existencia de una recarga diferida como consecuencia de la entrada de agua desde el acuífero superior conglomerático, bien por el propio pozo de bombeo o desde otras zonas del acuífero. La T obtenida por el método de Jacob en el primer tramo de la curva fue de 25 m²/d, mientras que en el segundo tramo fue de 100 m²/d, siendo más representativa del acuífero captado la primera de las transmisividades obtenidas, si bien hay que considerar que en el bombeo escalonado se dedujo la posible existencia de taponamiento por falta de desarrollo en alguna zona filtrante de la tubería del sondeo (IGME, 1982b). En el piezómetro de la Barrena I, la T obtenida en el descenso fue de 800 m²/d, y el coeficiente de almacenamiento (S) de 3,5 x 10⁻³. En el piezómetro Hoyo Mateo, la escasa afección producida impidió un cálculo de la T en el descenso, aunque sí permitió utilizar el análisis de perfiles de descensos en ambos piezómetros a las 18 horas de bombeo (única medida simultánea). Con este método la T obtenida fue de 200 m²/d y la S de 2,7 x 10⁻³.

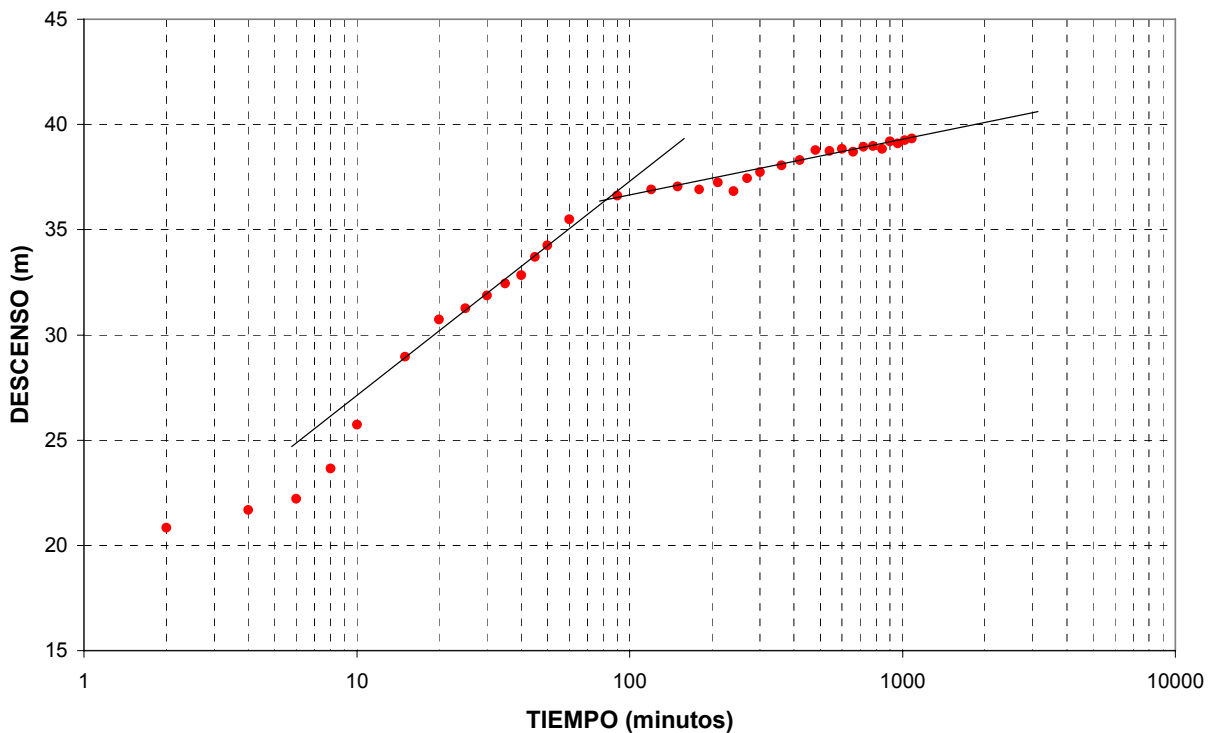


Figura 51. Curva de descenso correspondiente al bombeo realizado en el sondeo Peña del Águila en 1982. Las líneas negras corresponden a los ajustes para la interpretación de T por el método de Jacob.

La curva de recuperación en el pozo de bombeo, muestra el mismo efecto de recarga diferida, pudiendo ajustarse dos rectas por el método de Jacob que ofrecen

transmisividades de cerca de 20 m²/d para la primera recta y de cerca de 1800 m²/d para la segunda, esta última claramente influenciada por la recarga desde un acuífero colgado conglomerático a través de la propia perforación.

Puesto que todos los sondeos son totalmente penetrantes, es posible obtener valores de permeabilidad, de 0,28 m²/d en el sondeo Peña del Águila, 14,4 m²/d en la Barrera I y entre 3 y 10 m²/d en el sector de acuífero comprendido entre el sondeo bombeado y los piezómetros, según se considere un espesor saturado de 20 ó 60 m, que son los existentes en cada uno de los piezómetros. El coeficiente de almacenamiento se encuentra en torno a 3×10^{-3} , valor característico de acuíferos semiconfinados (Villanueva e Iglesias, 1984).

3.2.2 ENSAYOS DE INYECCIÓN

3.2.2.1 Pruebas para la viabilidad de recarga artificial realizadas en 1991

El 10 de mayo de 1991 el IGME, con la participación del autor en los trabajos, realizó una primera prueba de inyección de 8 horas de duración con un caudal variable entre 34 y 67 L/s. La segunda prueba de inyección se realizó el día 15 de mayo y tuvo una duración de poco más de 7 horas, con un caudal medio de 67 L/s (ITGE, 1991; Rubio Campos *et al.*, 1995).

El sondeo utilizado para la inyección fue el Barrera I (nº 1) y el control de niveles se llevó a cabo en el sondeo Barrera II (nº 15) situado a 4,8 m de distancia.

Mediante la interpretación de la curva de recuperación por el método de Jacob del primer ensayo se obtuvo una T de 1000 m²/d y una K de 43 m/d para los 23 m finales de carbonatos cortados por el sondeo, ya que éste era el espesor saturado existente.

En el segundo ensayo, la curva de ascenso, interpretada por el método de Jacob, muestra una T de 250 m²/d, una K de 11,9 m/d y un S de 5×10^{-2} . La interpretación por el método de Theis ofrece una T de 290 m²/d, K de 12,1 m/d y S de 4×10^{-2} . En la curva de recuperación se obtiene una T de 880 m²/d que implica una K de 42 m/d. En todas las curvas se apreciaron diversos cambios de pendiente, que indican la existencia de bruscos cambios de permeabilidad o de barreras cercanas al punto de inyección.

3.2.2.2 Pruebas para la viabilidad de recarga artificial realizadas en 1999-2000

En diciembre de 1999 el IGME llevó a cabo un nuevo ensayo de inyección, mucho más continuado que los anteriores y también con la participación del autor en los trabajos realizados y en la elaboración y corrección del informe. Se inició el 22 de diciembre y se prolongó ininterrumpidamente hasta el 16 de enero en el que se paró por problemas surgidos en el sistema de funcionamiento. Posteriormente, tras la reparación de las averías, se reinició la recarga solo en dos cortos periodos entre los días 24 y 27 de enero y entre el 18 y el 20 de febrero. En total se recargaron 20.900 m³ en 29 días de funcionamiento efectivo. El caudal medio inyectado fue de 8,35 L/s (IGME-COPTJA, 2000; Gollonet *et al.*, 2002b; Rubio-Campos, *et al.*, 2002; Rubio-Campos *et al.*, 2003).

La inyección se realizó, como en los ensayos anteriores, en el sondeo Barrena I (nº 1), y el control de la evolución piezométrica en los sondeos Barrena II (nº 15) y Hoyo Mateo (nº 14), este último situado a 220 m al sur. La toma de datos se realizó mediante dos data logger con sensores de presión.

He interpretado las curvas de ascenso obtenidas durante este último ensayo en los dos piezómetros habilitados, usando los métodos de Jacob y Theis, interpretación que se expone aquí por primera vez. En cambio, la recuperación posterior o descenso no la he interpretado debido a la descalibración que comenzaron a presentar los sensores a partir del mes de febrero, con una deriva en los datos registrados con respecto a los medidos con sonda cada vez más importante, por lo que los datos obtenidos no presentan suficiente fiabilidad.

En la figura 52 he representado el ascenso obtenido en el piezómetro Barrena II (nº 15) en relación con el tiempo, con el eje de abscisas en escala semilogarítmica. La curva obtenida muestra con claridad la existencia de sucesivas barreras impermeables, fiel reflejo de la reducida extensión del acuífero mioceno captado. Solo de la interpretación del primer tramo de la curva puede obtenerse la T real del acuífero mioceno, ya que las rectas que pueden ajustarse en los siguientes tramos muestran valores de T que van reduciéndose aproximadamente a la mitad, conforme se van alcanzando sucesivos límites impermeables. La T calculada en el primer tramo es de 1060 m²/d. Igualmente, por el método de Theis, es posible interpretar el primer tramo de la curva obtenida al representar los ascensos y el tiempo en escala logarítmica; la T

calculada en este caso es de $870 \text{ m}^2/\text{d}$. Los correspondientes valores de K son de 10,2 y 8,4 m/d respectivamente.

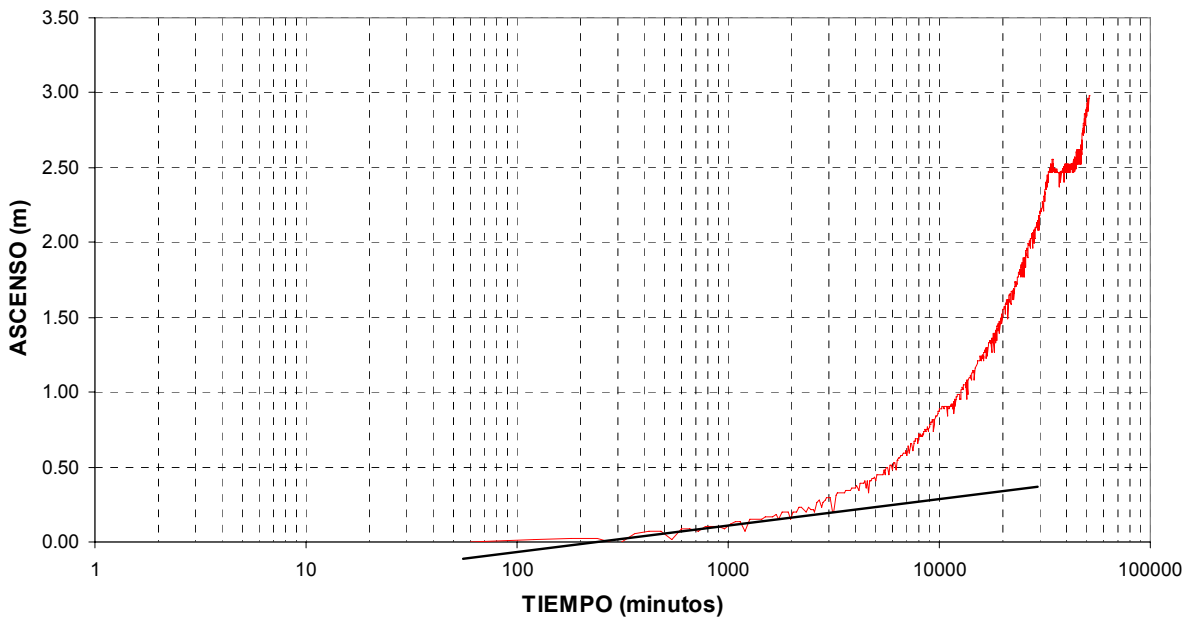


Figura 52. Curva de ascenso obtenida en el piezómetro Barrena II (nº 15) en el ensayo de inyección realizado en 1999. La línea negra muestra el ajuste para la interpretación de T por el método de Jacob.

Al encontrarse el piezómetro Barrena II (nº 15) muy cercano al pozo de inyección, los valores de S que se obtienen son muy elevados, ya que muestran la influencia del almacenamiento en los propios sondeos. Si se considera un espesor de acuífero saturado de 107 m, la K obtenida está comprendida entre 8 y 10 m/d, considerablemente menor a los 43 m/d obtenidos en el ensayo de 1991. Hay que indicar que a finales de 1999 el nivel piezométrico se encontraba 84 m por encima del medido en 1991, por lo que se deduce que la permeabilidad en los 20 m finales del acuífero mioceno es 4 ó 5 ordenes de magnitud mayor que en los 80 m superiores, al menos en el entorno de los sondeos de la Barrena.

En el piezómetro Hoyo Mateo (nº 14), situado a 220 m de distancia, las curvas obtenidas muestran unas características parecidas (figura 53), influenciadas por límites impermeables cercanos. La interpretación del primer tramo de la curva, es posible mediante el método de Jacob debido a que la inyección se ha prolongado durante el tiempo suficiente; la T calculada es de $520 \text{ m}^2/\text{d}$ y S de $3,9 \times 10^{-3}$. También es posible la interpretación por el método de Theis obteniéndose una T de $390 \text{ m}^2/\text{d}$ y un S de $4,9 \times 10^{-3}$. Los valores de S observados son cercanos a los correspondientes

a un acuífero semiconfinado. Si se considera un espesor saturado de 60 m se obtiene una K de 8 m/d.

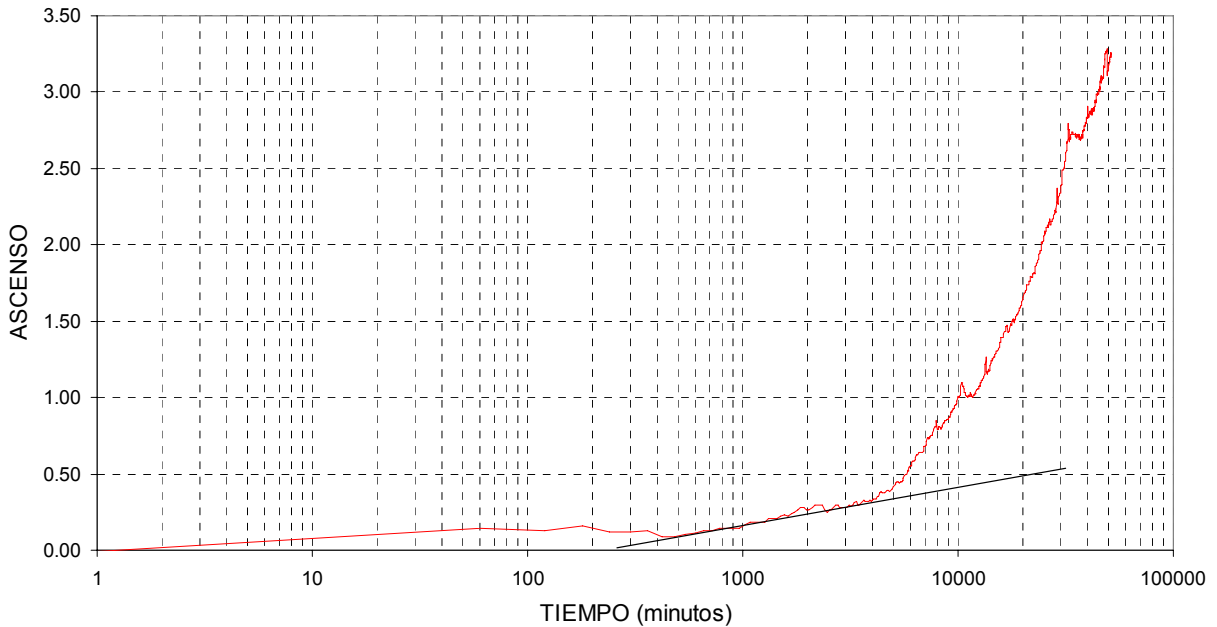


Figura 53. Curva de ascenso obtenida en el piezómetro Hoyo Mateo (nº 14) en el ensayo de inyección realizado en 1999. La línea negra muestra el ajuste para la interpretación de T por el método de Jacob.

3.2.2.3 Cálculo de la porosidad en el acuífero mioceno

A partir de los datos de piezometría existentes en el Acuífero Mioceno de Mancha Real y de la definición de su posible extensión con la ayuda de una campaña de investigación geofísica, el ITGE (1991) llevó a cabo un análisis del vaciado del acuífero entre los años 1981 y 1985. El método empleado consiste en utilizar la ecuación del balance hídrico del acuífero que puede ser expresada de la siguiente forma:

$$V = B - R_i$$

Donde V es la variación de reservas, B el bombeo realizado y R_i la recarga por infiltración. Una vez conocidos B y R_i se obtiene el valor de V que a su vez se puede expresar:

$$V = A \times h \times S$$

Siendo A la superficie del acuífero, h la variación del nivel piezométrico en el periodo considerado y S la porosidad eficaz. A partir de los valores de V y h , que se deducen de la evolución piezométrica, se puede calcular la superficie del acuífero en función de su porosidad eficaz o a la inversa, lo que permite contrastar los resultados obtenidos en ensayos de bombeo o inyección.

El estudio considera como resultados más probables los siguientes:

- Superficie del acuífero: $0,85 \text{ km}^2$
- Porosidad eficaz: 4 %
- Vaciado de reservas (1981-85): $2,9 \text{ hm}^3$
- Recarga media (1981-85): $0,14 \text{ hm}^3$

Mediante la utilización de la segunda ecuación, se realizó un nuevo cálculo de la porosidad eficaz utilizando los datos obtenidos en el ensayo de recarga realizado entre diciembre de 1999 y febrero de 2000. A partir de los datos de V y h deducidos de los ensayos, y utilizando la misma superficie de acuífero considerada anteriormente se obtiene un valor de la porosidad eficaz de 0,94 % (ITGE-COPTJA, 2000), muy inferior al obtenido en el estudio de vaciado realizado en 1991. El mencionado estudio estima que la explicación más probable de este hecho es la posible existencia de una mayor porosidad en la zona de acuífero comprendida entre las cotas 650 y 730 m s.n.m. (del orden como media del 3,5%) frente a valores próximos al 1% entre 730 y 780 m s.n.m. Tal hecho sería igualmente compatible con una porosidad eficaz constante en toda la columna, pero con una superficie de acuífero que se incrementase en profundidad.

3.3 DISTRIBUCIÓN DE LOS PARÁMETROS HIDRÁULICOS EN EL ACUÍFERO CRETÁCICO

En la tabla 8 se muestran los resultados obtenidos en los distintos ensayos realizados en el acuífero cretácico. Existen otros dos sondeos de productividad conocida si bien no es posible medir niveles dinámicos: sondeos de los Pinos (nº 36) de abastecimiento a Mancha Real, y sondeo del Santo Reino (nº 54) de abastecimiento a una urbanización. El primero, situado en el borde septentrional de la Sierra de Mojón Blanco, tiene unas características semejantes a los sondeos del Caserón de Monroy (nº 10) y los Llanos bis (nº 23); el segundo, situado al suroeste de la Serrezuela de

Pegalajar tiene una alta productividad, semejante al sondeo del Cerro de la Artesilla (nº 58) de abastecimiento a Pegalajar y al sondeo de la Peña de Rodrigo (nº 22).

MÉTODO DE INTERPRETACIÓN	Q específico (L/s.m)	T (m ² /d)	K (m/d)
Bombeo en el sondeo del Caserón de Monroy (10) (1987) Método de Jacob (descenso)	-	20	-
Bombeo en sondeo del Caserón de Monroy (10) (1989) Método de Jacob (descenso)	1,4	100	0,6*
Bombeo en el sondeo de abast. a Pegalajar (58) Método de Jacob (descenso)	10	9480	50*
Bombeo en el sondeo Peña de Rodrigo II (22) Método de Jacob (descenso y recuperación)	18	6000	30*
Sondeo los Llanos bis (23) Interpretación del nivel dinámico	1,2	≈100	-
Sondeo El Castillo II (46) Método de Jacob (recuperación)	17	2200	14
Sondeo La Cantera (39) Método de Jácob (recuperación)	1	280	1,76*
Piezómetro S1 (16) Ensayos Lefranc	-	-	1,8-17,4
Piezómetro S2 (17) Ensayos Lefranc	-	-	1,6-3,2
Piezómetro S3 (18) Ensayos Lefranc	-	-	0,2-618,6
Piezómetro S4 (19) Ensayos Lefranc	-	-	0,1-3,2
Piezómetro S5 (20) Ensayos Lefranc	-	-	1,5-21,8

* Permeabilidad aparente

Tabla 8. *Resumen de los parámetros hidráulicos calculados a partir de los diferentes ensayos realizados en los carbonatos cretácicos de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco.*

Según los datos expuestos, pueden diferenciarse dos zonas con características diferentes. Por una parte, en todo el borde norte, tanto de la Serrezuela de Pegalajar como de Mojón Blanco, las transmisividades existentes son del orden de 100-300 m²/d, y permeabilidades generalmente inferiores a 2 m/d. En cambio tanto en el flanco noroccidental como en el suroriental de la Serrezuela de Pegalajar, las productividades de los sondeos que los cortan son muy altas, con transmisividades que pueden

superar los 9000 m²/d y permeabilidades medias de 30-50 m/d. En el bloque de carbonatos de La Guardia la permeabilidad alcanza valores de 14 m/d. En el resto del acuífero los parámetros hidráulicos son desconocidos. No se conocen tampoco datos sobre coeficientes de almacenamiento.

Las diferencias en las permeabilidades encontradas en las dos zonas del acuífero, pueden ser consecuencia del diferente grado de fracturación existente en cada uno de los sectores, sin que exista relación con la edad de los carbonatos que cortan. En mi opinión, la intensa fracturación deducida en los dos flancos de la Serrezuela de Pegalajar puede ser debida a la relación de éstos con los frentes de cabalgamiento: el cabalgamiento de Mojón Blanco sobre la Serrezuela de Pegalajar, y el de la Serrezuela de Pegalajar sobre los materiales miocenos de borde, ambos consecuencia de una misma fase tectónica. Por otra parte, al sur de los dos flancos se sitúan las principales zonas de descarga, por lo que el grado de karstificación existente, también puede ser más intenso en estas áreas como corresponde a un modelo de karst jerarquizado (Pulido y Castillo, 1985). Por el contrario, el borde norte de ambas sierras, aparece menos tectonizado, con una menor fracturación y más alejado de las zonas de descarga y en consecuencia, las permeabilidades son menores.

3.4. DISTRIBUCIÓN DE LOS PARÁMETROS HIDRÁULICOS EN EL ACUÍFERO MIOCENO DE MANCHA REAL

En la tabla 9 se muestran los resultados obtenidos en los diversos ensayos realizados en el Acuífero Mioceno de Mancha Real. A partir de estos datos pueden deducirse diversas cuestiones en cuanto a la distribución espacial de permeabilidades en el acuífero. En primer lugar, parece existir una zona más permeable en el entorno de los sondeos de la Barrena, con transmisividades que se encuentran en torno a 800 y 1100 m²/d. Si bien se constata una diferenciación vertical en la distribución de permeabilidades, con K en torno a 40 m/d para los 20 m finales de carbonatos, y alrededor de 10 m/d cuando el espesor saturado pasa a ser de 100 m. No existen suficientes datos como para poder extrapolar esta situación al resto del acuífero, aunque es verosímil que pueda ocurrir algo parecido.

En el resto del acuífero la K existente oscila entre 6 y 10 m/d con valores de T entre 200 y 600 m²/d.

En cuanto al coeficiente de almacenamiento, los valores más característicos obtenidos en los ensayos realizados lo estiman comprendido entre $2,5$ y 5×10^{-3} , ya que los valores en torno a 10^{-2} obtenidos en el sondeo Barrena II no se consideran representativos por encontrarse éste muy cerca del sondeo en el que se realizaba la inyección.

MÉTODO DE INTERPRETACIÓN	Q específico (L/s.m)	T (m ² /d)	K (m/d)	S
Bombeo en el sondeo Peña del Águila Método de Jacob (descenso) en el pozo de bombeo	0,4	25	0,28	-
Bombeo en el sondeo Peña del Águila Método de Jacob (descenso) Barrena I	-	800	14,4	$3,5 \times 10^{-3}$
Bombeo en el sondeo Peña del Águila Perfiles de descenso en Hoyo Mateo y Barrena I	-	200	3-10	$2,7 \times 10^{-3}$
1 ^{er} ensayo de inyección en 1991 Método de Jacob (recuperación) Barrena II	-	1000	43	-
2 ^o ensayo de inyección en 1991 Método de Jacob (ascenso) Barrena II	-	250	11,9	5×10^{-2}
2 ^o ensayo de inyección en 1991 Método de Theis (ascenso) Barrena II	-	290	12,1	4×10^{-2}
2 ^o ensayo de inyección en 1991 Método de Jacob (recuperación) Barrena II	-	880	42	-
Ensayo de inyección 1999-2000 Método de Jacob (ascenso) Barrena II	-	1060	10,2	-
Ensayo de inyección 1999-2000 Método de Theis (ascenso) Barrena II	-	870	8,4	-
Ensayo de inyección 1999-2000 Método de Jacob (ascenso) Hoyo Mateo	-	520	8,7	$3,9 \times 10^{-3}$
Ensayo de inyección 1999-2000 Método de Theis (ascenso) Hoyo Mateo	-	390	6,5	$4,9 \times 10^{-3}$

Tabla 9. Resumen de los parámetros hidráulicos calculados a partir de los diferentes ensayos realizados en el Acuífero Mioceno de Mancha Real.

Estos valores contrastan con los obtenidos mediante el análisis de vaciado (ITGE 1991) en el acuífero entre los años 1981 y 1985 en el que se dedujo un valor de 4×10^{-2} (ver apartado 2.2.2.3). Por el contrario, el valor obtenido (ITGE-COPTJA, 2000) en el análisis de llenado en el ensayo de recarga, fue de $9,4 \times 10^{-3}$, más parecido a los deducidos de los análisis de las curvas de bombeo e inyección. Los valores más probables son característicos de acuíferos semiconfinados (Villanueva e Iglesias,

1984), lo que apoya la existencia de niveles semipermeables entre los carbonatos miocenos y los depósitos detríticos pliocuaternarios que se les superponen.

4 PIEZOMETRÍA

En la figura 54 se expone un gráfico con todos los datos piezométricos que he podido recopilar en los diferentes estudios que sobre estos acuíferos se han elaborado. Son datos procedentes de los trabajos históricos realizados en la zona, de los piezómetros que la CHG controla actualmente, de las medidas realizadas por “Aguas Jaén” que gestiona el abastecimiento a Mancha Real y de los data logger que el IGME instaló temporalmente o aún tiene instalados en el Acuífero Mioceno de Mancha Real, con participación del autor en la instalación y recopilación de estos últimos datos. He representado también la totalidad de los datos de caudales del manantial de la Reja disponibles. Finalmente he incluido los registros pluviométricos mensuales de la estación nº 5264 “Mancha Real C. de A.”.

En una primera ojeada al gráfico de la figura 54 se observa como existen registros con oscilaciones piezométricas a cotas claramente dispares y evoluciones de niveles a lo largo del tiempo netamente diferenciadas, frente a otros registros con cotas y evoluciones muy similares. En el gráfico se han representado tanto los datos de los piezómetros situados en carbonatos cretácicos como miocenos, no obstante para su análisis distinguiré, en principio, entre ambos acuíferos.

4.1 PIEZOMETRÍA EN EL ACUÍFERO CRETÁCICO

La posición de los niveles piezométricos en el acuífero cretácico, en condiciones no influenciadas por bombeos, está determinada, como es lógico, por las cotas a las que se sitúan los manantiales de mayor caudal. Los más importantes por volúmenes de caudales drenados son los siguientes:

- Manantial de La Reja (nº 49): a 796,1 m s.n.m. condiciona la piezometría de la mayor parte del acuífero cretácico.
- Manantial de Los Charcones (nº 25): a 1047,3 m s.n.m. sin relación probada con ninguno de los sondeos perforados en el acuífero cretácico.

- Manantiales de Isabel II (nº 43) y El Lavadero (nº 44): situados en el entorno del núcleo de La Guardia. El primero a cota aproximada 590 m s.n.m según el mapa 1:10.000 de la Junta de Andalucía, y el segundo a unos 580 m s.n.m. Actualmente, y asociados a la masa travertínica sobre la que se sitúa el pueblo, se encuentran otros pequeños manantiales a cotas entre 510 y 545 m s.n.m.

Como se puede observar, hay una clara diferenciación en las cotas a las que se sitúa cada uno de ellos. Al sector drenado por el manantial de la Reja pueden asignarse las evoluciones piezométricas (figura 54) de los puntos S-1 (nº 16), S-3 (nº 18), Pegalajar (nº 58), Los Pinos (nº 36) y La Cantera (nº 39). Al sector drenado por los manantiales de la Guardia se pueden asignar el S-2 (nº 17), S-4 (nº 19), S-5 (nº 20) y Caserón de Monroy (nº 10). El manantial de los Charcones, como ya se ha indicado, no presenta relación con ningún piezómetro.

El sector condicionado por la descarga del manantial de la Reja ha sido denominado en otros documentos *Sector Meridional* (IGME, 1983, 1988a; López-Geta *et al.*, 1991; ITGE, 1990, 1991), *Acuífero del Estanque* (DGOH, 1994) o *Acuífero de Pegalajar-Mancha Real* (IGME-COPTJA, 2000). La denominación de acuífero considero que no es adecuada, ya que debe reservarse para la totalidad de las formaciones cretácicas que constituyen ambas sierras y que se encuentran de alguna u otra forma interconectadas; es pues más correcto hablar de sectores o subsistemas, que pueden claramente diferenciarse en función de la situación del nivel piezométrico y de su evolución temporal. Denominaré de aquí en adelante a éste como *Sector del Estanque de Pegalajar*, por relacionarse con su principal punto de drenaje. La denominación de *Meridional* es menos específica y la de *Pegalajar-Mancha Real* o *Mancha Real-Pegalajar* debe emplearse para la totalidad del acuífero.

Igualmente, el sector condicionado por los manantiales de la Guardia ha sido denominado en todos los documentos como *Sector septentrional*, o *Flanco septentrional*. Sin embargo, por los mismos condicionantes anteriores, lo denominaré *Sector de la Guardia*, que no debe confundirse con el acuífero jurásico que se sitúa junto a este pueblo, cuya denominación es la de *Acuífero de San Cristóbal* o *Unidad de San Cristóbal*.

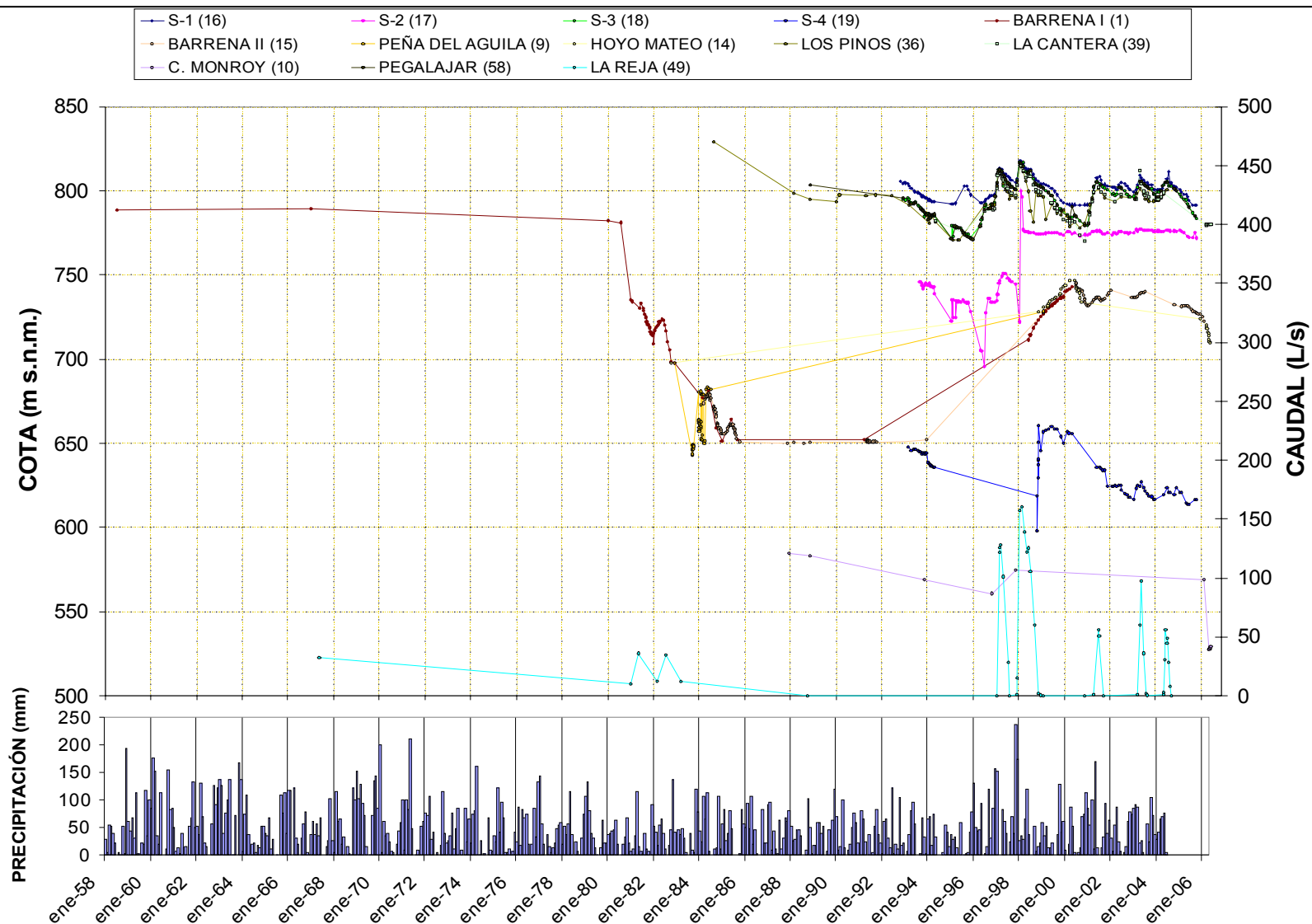


Figura 54. Evolución cronológica de los niveles piezométricos medidos en los acuíferos de Mancha Real-Pegalajar, datos de caudales del manantial de la Reja y precipitaciones mensuales registradas en la estación del INM 5264 “Mancha Real C. de A.

En cuanto al manantial de Los Charcones (nº 25), aunque en documentos anteriores (IGME, 1983, 1988a; López-Geta *et al.*, 1991; ITGE, 1990, 1991; DGOH 1992, 1994; DGOH-ITGE, 1996; ITGE-DJ, 1997) ha sido relacionado con una parte de la sierra de Mojón Blanco, el área de recarga de este manantial, como trataré de demostrar a lo largo de este estudio, ha de atribuirse a los carbonatos jurásicos que afloran al este, en el Cerro del Saladillo, y que pertenecen a la Unidad Hidrogeológica de Almadén, algo que ya se sugiere en el informe del ITGE-COPTJA (1999b) y en González-Ramón *et al.*, (2002), donde por primera vez se consideran los datos de isótopos ambientales del agua drenada por el manantial.

4.1.1 PIEZOMETRÍA EN EL SECTOR DEL ESTANQUE DE PEGALAJAR

El primer sondeo construido (año 1959) en este sector corresponde al denominado Los Llanos bis o del Cjo. de D. Rafael Valdés (nº 23), en el que apareció un nivel colgado a cota aproximada de 897 m s.n.m.; sin embargo, al finalizar la perforación y tras la realización de un bombeo de unas 24 horas, el nivel quedó estabilizado a 847,5 m s.n.m. Los valores de las cotas son aproximados, pues se trata de un sondeo ya desaparecido y no nivelado, y la situación exacta de su emplazamiento presenta algunas dudas. La información sobre este sondeo procede de los partes diarios de los sondistas que realizaron la perforación.

El segundo sondeo que se perforó en el sector fue el sondeo de Los Pinos (nº 23), uno de los que actualmente abastece a Mancha Real. En el momento de su construcción (agosto de 1984) cortó un nivel colgado a 31 m de profundidad (837,6 m de cota absoluta), algo similar a lo ocurrido en el sondeo Los Llanos bis; sin embargo, el principal "golpe de agua" se obtuvo a los 93 m. Al finalizar la perforación el nivel se situó a 39,5 m de la boca del sondeo, a la cota 829,1 (IGME, 1984), probablemente influenciado por el nivel colgado cortado a 31 m. El sondeo no fue aforado, aunque se estimó un caudal durante la perforación del orden de 7 L/s. En 1985 se realizó una reperforación midiéndose el nivel antes de su comienzo. La cota obtenida fue de 798,45 m, casi idéntica a la del manantial de la Reja, principal punto de drenaje del acuífero y que en esas fechas no se encontraba seco; esto supone una profundidad de nivel de 70,15 m, unos 30 m por debajo del nivel medido al perforarse, sin que este descenso pueda achacarse a un excesivo bombeo en el acuífero, ya que no se estaba produciendo explotación alguna. De nuevo al finalizar la reperforación el nivel medido

se situó a 40 m de profundidad o a la cota 828,59 m (IGME, 1986), es decir, la reperforación provocó un ascenso de nivel del orden de 30 m.

Las posteriores medidas en este sondeo, generalmente han situado el nivel por debajo de la cota 800 a excepción de las realizadas en invierno-primavera de los años 1997 y 1998 que fueron muy lluviosos, y también en medidas puntuales en la primavera de 2001, 2003 y 2004.

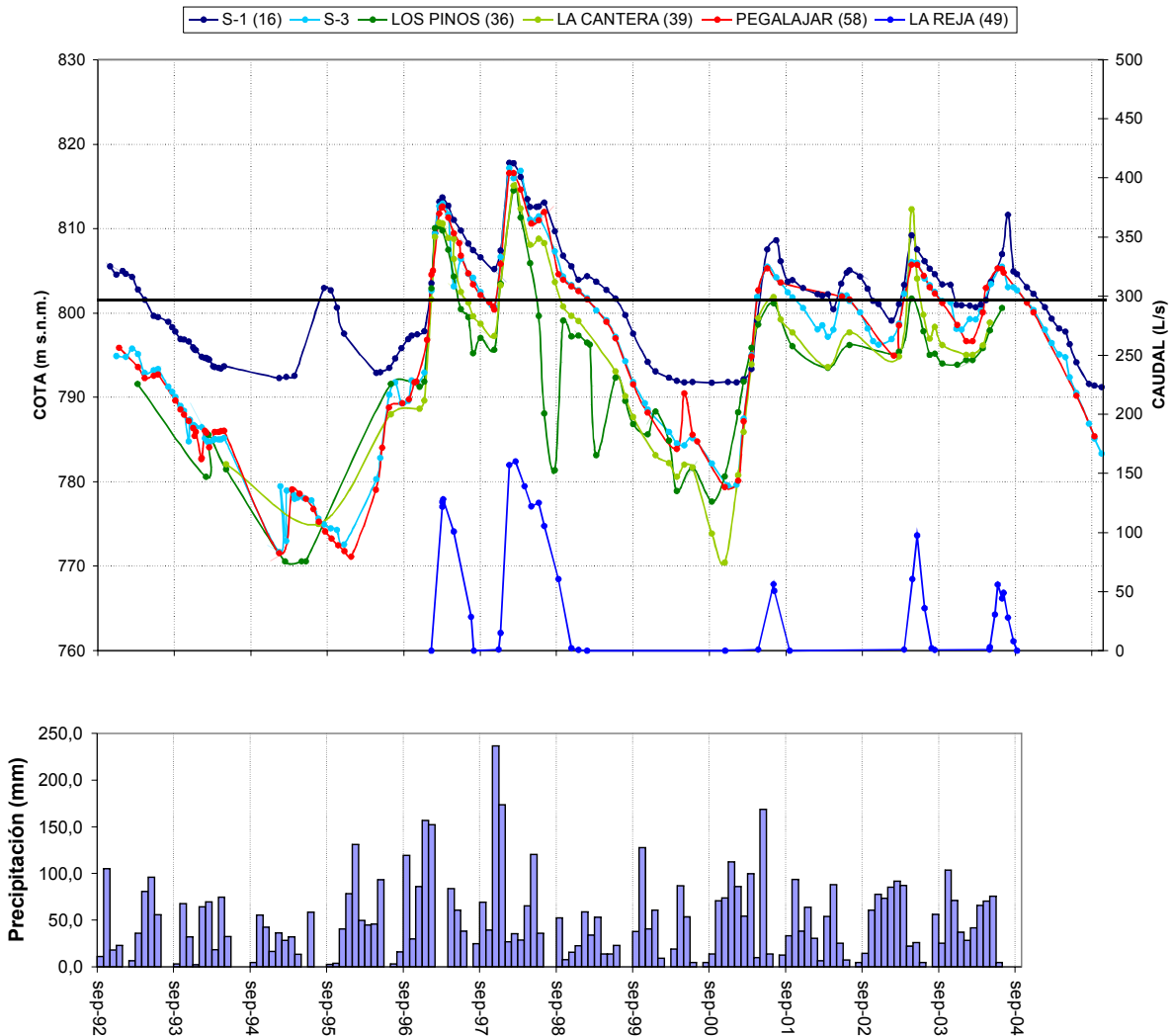


Figura 55. Evolución de niveles en el Sector del Estanque de Pegalajar, caudal aforado en el manantial de la Reja y pluviometría mensual registrada en la estación del INM 5264 de Mancha Real. La línea negra horizontal marca la cota del nivel piezométrico a partir de la que se produce descarga en el manantial de la Reja.

A partir de la construcción de los sondeos S-1 (nº 16) y S-3 (nº 18) en el año 1992, la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir comienza a controlar con una periodicidad más o menos mensual el nivel piezométrico en estos dos puntos, y

también en los sondeos de abastecimiento a Mancha Real (Pinos -36- y Cantera -39-) y en el sondeo de abastecimiento a Pegalajar (nº 58). En la figura 55 se exponen las evoluciones de estos puntos desde que comienza el muestreo sistemático (1992) hasta la actualidad. Se ha representado también el caudal medido en el manantial de la Reja (nº 49) en los años en que ha habido descarga y la pluviometría mensual hasta septiembre de 2004 en la estación del INM 5264 de Mancha Real.

El análisis detallado de esta evolución muestra varias cuestiones curiosas que merecen ser destacadas:

- El nivel en el sondeo S-1 (nº 16) registra una evolución similar al resto, especialmente en lo que se refiere a las fases de ascenso; sin embargo en los descensos y mínimos se diferencia claramente de los demás, esto es especialmente patente cuando el nivel desciende hasta la cota 793. Esta cota coincide con la cota a la que el sondeo penetra en el sustrato margoso, lo que implica que en esos momentos quede toda la columna cortada por el sondeo fuera de la zona saturada, explicando así el comportamiento piezométrico.
- El nivel en el sondeo S-1 (nº 16) se sitúa sistemáticamente por encima del resto de niveles medidos en los demás piezómetros, pese a que, con excepción del sondeo de abastecimiento a Pegalajar, es el más cercano al principal punto de descarga, el manantial de la Reja. Los gradientes medidos entre el S-1 y el sondeo de abastecimiento a Pegalajar, cuando la cota de nivel se sitúa por encima de 810 m o cuando el nivel se encuentra en fase de fuerte subida, están comprendidos entre el 2 y 3 por mil, y se duplican o triplican en fases de descensos y por debajo de esa cota.
- El piezómetro S-3 (nº 18) y el sondeo de abastecimiento a Pegalajar (nº 58) presentan una evolución de niveles prácticamente idéntica, con un coeficiente de correlación de 0,99 y con cotas muy similares sin que exista gradiente entre ambos. Los niveles evolucionan igual tanto en las fases de ascenso como en las de descenso. Los sondeos Los Pinos (nº 36) y Cantera (nº 39) muestran una evolución muy similar entre sí y parecida a la del S-3 (nº 18) y abastecimiento a Pegalajar (nº 58), pero sus cotas son siempre inferiores a las de los anteriores, incluso en los picos más altos. Como ya se ha referido, el sondeo Los Pinos (nº 36) llegó a presentar cotas de niveles casi idénticos a los del manantial cuando éste descargaba caudal y antes de que existiese bombeo alguno en el acuífero. Estos hechos solo pueden explicarse invocando la existencia de un flujo subterráneo en dirección norte, es

decir, hacia el Acuífero Mioceno de Mancha Real y posiblemente también hacia el sector de la Guardia, esto implicaría la existencia de una divisoria hidrogeológica que afectaría al borde norte del sector del Estanque de Pegalajar (figura 67).

- Los sondeos Pinos (nº 36) y Cantera (nº 39) presentan ocasionalmente bruscos descensos que son debidos a que las medidas corresponden a niveles dinámicos, pues ambos puntos son bombeados para el abastecimiento a Mancha Real.

El manantial de la Reja (nº 49) comienza a manar al superarse la cota 802 en el sondeo de abastecimiento a Pegalajar (nº 58) o en el sondeo S-3 (nº 18) (figura 55), que como ya he indicado, presentan una evolución idéntica.

En la figura 55 se muestran también las evoluciones piezométricas y su relación con la pluviometría mensual registrada en la estación del INM nº 5264 de Mancha Real, cuyos datos han sido completados a partir de otras estaciones cercanas (ver capítulo III).

A partir de noviembre de 1992 se observa un paulatino descenso generalizado en los niveles de todos los piezómetros, que alcanza su máximo en diciembre de 1995 con un descenso que puede cifrarse en unos 20 m desde el inicio de las medidas. A finales de 1995 se registra una rápida recuperación de niveles, que en el estiaje de 1996 ya era de 20 m, gracias a las lluvias abundantes caídas en el comienzo de este nuevo ciclo húmedo de finales de los 90. Las copiosas lluvias de otoño-invierno de 1996 provocan un nuevo ascenso de nivel que puede cifrarse en otros 20 m desde septiembre de 1996 hasta marzo de 1997. Este ascenso sitúa los niveles en el acuífero unos 15 m por encima de la cota del manantial de La Reja y ocasiona su funcionamiento (figura 55). Desde marzo de 1997 hasta noviembre del mismo año, solo se registran precipitaciones en abril y mayo, por lo que el nivel desciende unos 12 m, reflejando el estiaje; en agosto el manantial vuelve al secarse al situarse el nivel por debajo de la cota 802; sin embargo, las abundantes lluvias del otoño de 1997 provocan un nuevo ascenso, alcanzándose las cotas más elevadas de todo el registro, más de 21 m por encima de la cota del manantial, lo que provoca descargas superiores a 150 L/s en el mismo. La oscilación del nivel, desde el mínimo de diciembre de 1995, es del orden de 45 m.

A partir de febrero de 1998 se inicia un nuevo e importante descenso, provocado por la escasez de precipitaciones del año 1998/99, que se extiende hasta noviembre de

2000 con un descenso total superior a 37 m. Las lluvias de otoño, invierno y primavera del año 2000 y 2001 provocan un nuevo ascenso de 26 m; a partir de este año hasta 2005 el nivel presenta oscilaciones del orden de 10 m, con los mínimos situados generalmente al principio del invierno y los máximos en el mes de junio (figura 55), por lo que el manantial surge al final de la primavera y se seca al final del verano. El año 2004/05 es nuevamente muy seco, por lo que se inicia un nuevo descenso importante en el que se encuentra el acuífero en el momento de redacción de esta tesis.

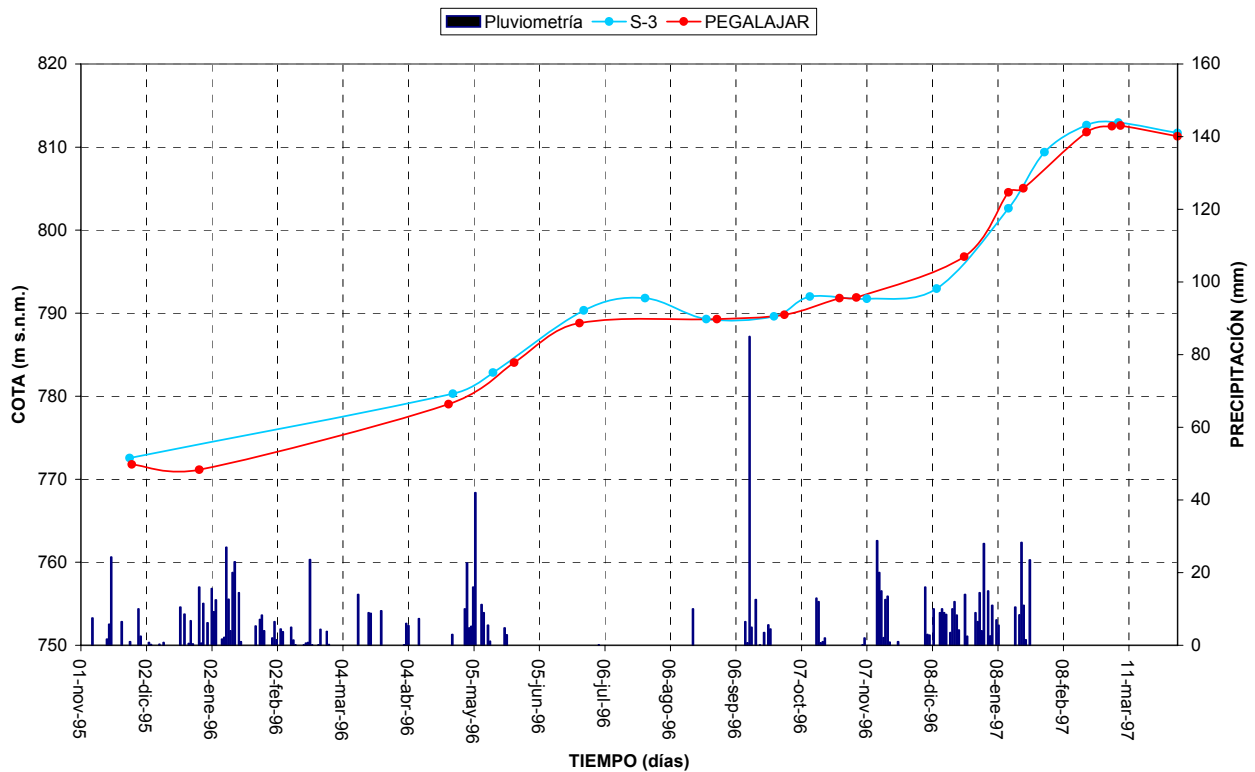


Figura 56. Detalle de la fase de ascenso del nivel piezométrico ocurrida entre finales de 1995 e inicio de 1997 y pluviometría diaria en la estación del INM 5264.

Para tratar de conocer mejor la forma en la que se produce la recarga del acuífero, he representado, en la figura 56, el detalle de la fase de ascenso ocurrida entre finales de 1995 y el inicio de 1997. Por desgracia la densidad de datos que se dispone no es suficiente para poder caracterizar con precisión los efectos que producen los distintos episodios lluviosos, para lo que habría sido necesario disponer de, al menos, registros piezométricos diarios. El inicio de la crecida de nivel no ha quedado registrado con detalle, aunque sin duda debe haber sido provocado por las lluvias de diciembre de 1995 y, sobre todo, por las de enero de 1996 que fueron más abundantes. Posteriormente, las lluvias de finales de abril y de mayo provocan claramente un incremento en la pendiente de la curva, con una respuesta que se produce en pocos

días; sin embargo, su efecto se prolonga hasta el mes de julio, sin que existan etapas lluviosas en ese periodo. Es decir, el nivel piezométrico continúa subiendo hasta cerca de tres meses después de haberse producido el evento lluvioso.

A partir de julio comienza a notarse el estiaje, que finaliza con un importante evento lluvioso el 11 de septiembre (85 mm en un solo día) y otras lluvias menores en los días posteriores. El efecto de estas lluvias se traduce en una pequeña elevación del nivel que se inicia aproximadamente unos 15 días más tarde que el evento lluvioso principal. En la primera quincena de noviembre se registran varios días de lluvias que parece que son las que desencadenan la fuerte subida de nivel que comienza a observarse unos 15 días más tarde y que es intensificada por las abundantes lluvias de los meses de diciembre y enero. El último día de lluvia se registra el 23 de enero, sin embargo, la fase de ascenso de nivel se prolonga aún hasta inicios de marzo, en que se alcanza el nivel más alto, es decir, unas seis semanas más tarde, del mismo orden que lo ocurrido en el ascenso del año anterior.

Se observa que existe una recarga relativamente rápida, que comienza a apreciarse a los 15 días de ocurrido el evento pluviométrico de suficiente importancia, y una recarga lenta que se prolonga en el tiempo unas seis semanas tras haberse producido la lluvia. Estos datos contrastan notablemente con lo registrado en otros acuíferos prebéticos como el acuífero de Ventós en la provincia de Alicante, donde se han podido registrar respuestas piezométricas solo unas horas después de ocurrida la precipitación (Andreu *et al.*, 2006), si bien se trata de un acuífero de menores dimensiones (menos de 10 km²).

Se observa también que el efecto producido por las lluvias primaverales es más intenso que el producido en el otoño y principio del invierno, pues provoca subidas de nivel más rápidas y que, como ya se ha dicho, se mantienen durante varias semanas.

El acuífero cretácico de Mancha Real-Pegalajar presenta su principal área de recarga situada en el entorno del Pico de Mojón Blanco, pues se trata de la zona de mayor altitud y que conforma una altiplanicie extensa. La mayor parte de la Sierra de Mojón Blanco se encuentra desaturada, tal y como se explica en el apartado 1.5 de este mismo capítulo, y el agua se almacena en los bordes norte y oeste (figura 28). Esta situación ocasiona que el agua de precipitación tenga, en primer lugar, que alcanzar el sustrato margoso por infiltración vertical a través de la zona no saturada, que corresponde a la totalidad de la formación acuífera, y posteriormente migrar hacia los

bordes de la sierra hasta alcanzar la zona saturada, migración que se produce mayoritariamente a través de los carbonatos del Cenomaniense inferior, de menor permeabilidad por existir intercalaciones margosas. Tal vez en este complejo y largo recorrido a través de la zona no saturada se encuentre la explicación a este retardo tan importante en la recarga, donde la circulación a través de fisuras es mayoritaria.

Una vez que el agua alcanza la zona saturada su circulación es rápida, a favor de los carbonatos del cretácico superior, más permeables y karstificados, como prueban los bajísimos gradientes hidráulicos existentes, especialmente en el flanco meridional de la Serrezuela de Pegalajar.

4.1.2 PIEZOMETRÍA EN EL SECTOR DE LA GUARDIA

La piezometría en el sector de La Guardia está condicionada, en ausencia de explotación y según todos los indicios, por la descarga de los manantiales situados en el entorno del núcleo de La Guardia, en la margen izquierda del río Guadalbullón. Dichos manantiales aparecen a cotas entre 510 y 590 m s.n.m.

El primer sondeo ubicado en este sector corresponde al denominado sondeo del Santo Reino (nº 54), realizado para el abastecimiento a un grupo de urbanizaciones en el término municipal de La Guardia. Fue construido en 1982 y alcanzó una profundidad de 164 m (García-García y Ollero-Robles, 1982) situándose el nivel aproximadamente a 91 m al finalizar la perforación, aunque la medida no fue realizada con sonda, sino con el varillaje de la propia máquina de perforación. Posteriormente, nunca ha podido volver a realizarse una medida en este sondeo. Esto sitúa la cota de nivel aproximadamente a 560 m s.n.m., del mismo orden que la de los manantiales de La Guardia.

En 1986 se construyó el sondeo de El Castillo I (nº 45) para el abastecimiento a La Guardia. De este sondeo se dispone de una medida de nivel en agosto de 1987 de 578 m s.n.m. Su entrada en explotación supuso que los manantiales situados en el núcleo urbano se secasen (manantiales de Isabel II -nº 43- y El Lavadero -nº 44-, con un caudal conjunto en torno a 20 L/s).

Del sondeo del Caserón de Monroy (nº 10), cuyas características ya se han descrito, se dispone de una medida de nivel en diciembre de 1987 de 584,9 m s.n.m. Si se

considera esta medida simultánea con la anterior en el sondeo de El Castillo I, se obtienen gradientes muy bajos, del orden del 0,01 %, lo que daría idea de una elevada permeabilidad del horizonte acuífero. En la primavera de 2006 el ayuntamiento de Mancha Real realizó un registro videográfico en este sondeo, en el que pudo comprobarse que no existía nivel colgado alguno. El nivel se situó en estas fechas a la cota 578 m s.n.m. Anteriormente, ninguno de los sondeos ubicados en este sector (Caserón de Monroy, Santo Reino y Castillo I) podía ser medido, pues los tres se encontraban entubados con un diámetro de 250 mm e instalados sin posibilidad de introducir una sonda.

En 2005 se comenzó a construir un nuevo sondeo en La Guardia, el sondeo Castillo II (nº 46), cercano al sondeo anteriormente existente. En septiembre de 2006 tras la finalización del mismo, el nivel se situó a la cota de unos 576 m s.n.m.

A finales de 2006 se construyó un nuevo sondeo a 600 m al suroeste del sondeo Caserón de Monroy (nº 10) denominado sondeo de la Peña de Rodrigo II (nº 22). Alcanzó una profundidad de 454 m íntegramente en carbonatos del Cenomaniense superior sin llegar a cortar el sustrato. El sondeo perforó un único nivel situado en enero de 2007 a la profundidad de 263 m a una cota aproximada de 572 m s.n.m.

En 1993, la DGOH construyó tres piezómetros en el sector, los piezómetros S-2 (nº 17), S-4 (nº 19), y S-5 (nº 20). Estos sondeos se construyeron con extracción de testigo continuo y un buen control de su perforación (DGOH, 1994).

Durante la perforación del sondeo S-2 (figura 57) se cortó nivel a una profundidad de 130 m, a la cota aproximada 777 m s.n.m., superior a la que podría esperarse y similar a la del sector del Estanque, que en esas fechas era de 792 m s.n.m. en el sondeo S-3 (nº 18), lo que podría ser síntoma de una posible relación con este sector. La columna cortada muestra un nivel margoso a partir de los 203 m de profundidad que corresponde con el sustrato cretácico impermeable del acuífero. A los 255 m, el sondeo corta el frente de cabalgamiento y un paquete de carbonatos miocenos lo que provoca un brusco descenso de nivel hasta situarse a profundidades cercanas a 300 m (DGOH, op. cit.) que corresponde con una cota de unos 600 m s.n.m. En los días siguientes el nivel se situó a profundidades en torno a 160 m a cotas del orden de 745 m s.n.m.

Este sondeo se encuentra en el bloque hundido de la Falla del Cerro de la Artesilla y relativamente cercano a la traza de la misma y al eje del anticlinal que conforma la Serrezuela de Pegalajar.

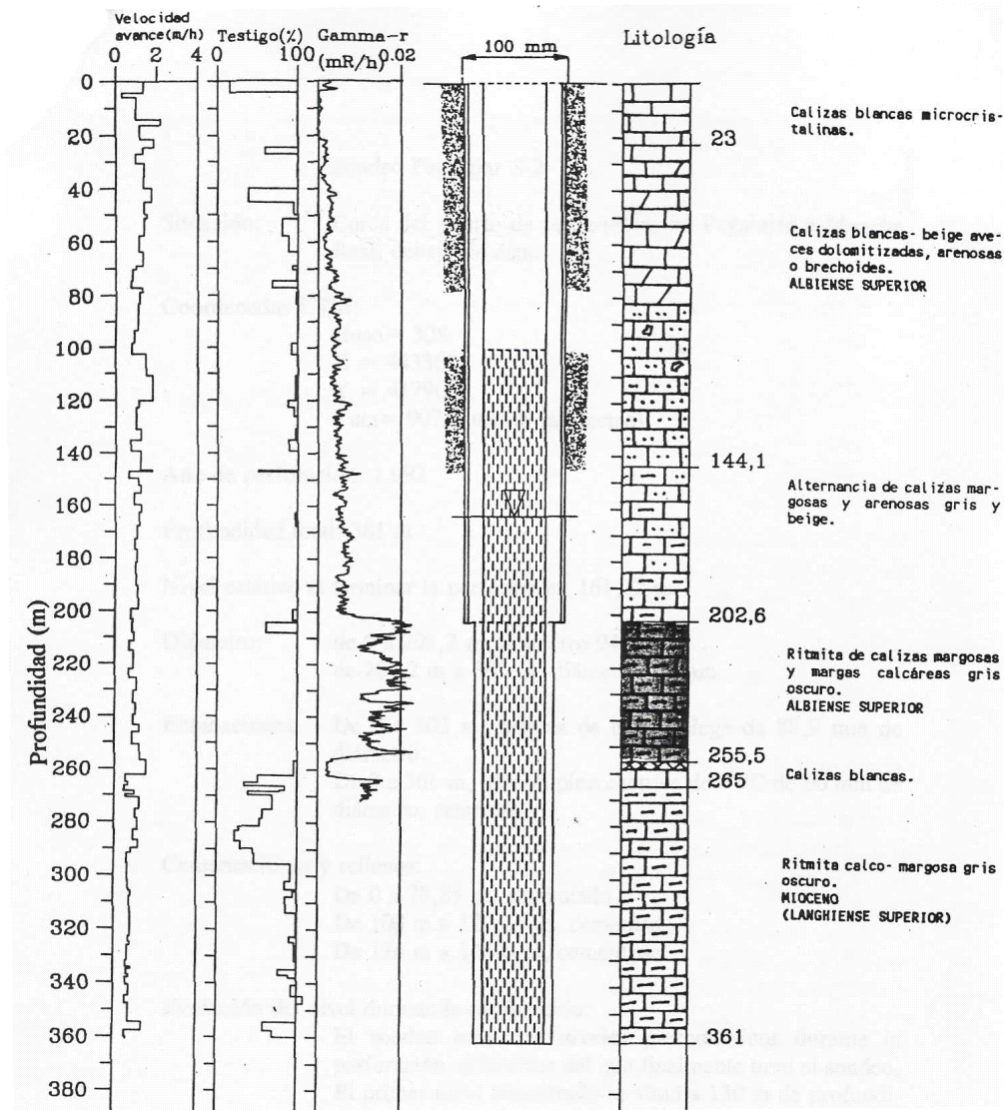


Figura 57. Principales características del sondeo S-2 (nº 17) (DGOH, 1994).

El sondeo S-4 (nº 19) (figura 58) se sitúa más al norte, en el bloque levantado de la falla. Durante la perforación se cortó un nivel a 130 m de profundidad que osciló en los días siguientes entre 70 y 190 m (DGOH op. cit.), a las cotas 762 y 642 m s.n.m., hasta que la perforación alcanzó el frente de cabalgamiento, aproximadamente a 260 m de profundidad. Esto provocó un brusco descenso del nivel hasta profundidades de 250 m, situándose a la cota 582 m, para posteriormente subir hacia una posición de equilibrio cercana a 190 m de profundidad, a cotas en torno a 640 m s.n.m.

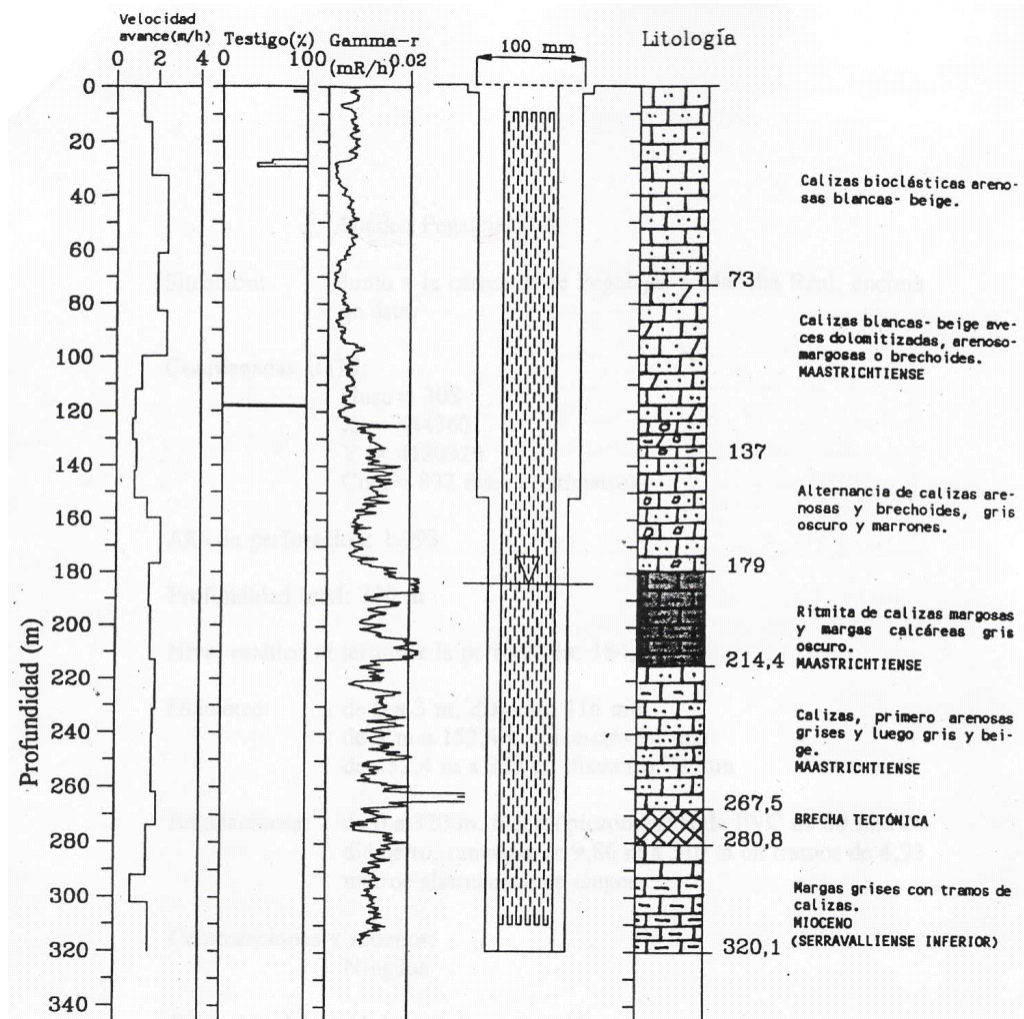


Figura 58. Principales características del sondeo S-4 (nº 19) (DGOH, 1994).

El sondeo S-5 (nº 20) (figura 59) se sitúa en el borde norte del acuífero, cerca del núcleo de Mancha Real, pero en el sector de La Guardia. Perfora toda la columna carbonática del Cretácico superior y el sustrato margoso del Cretácico inferior, sin llegar a alcanzar el sustrato mioceno. Durante la perforación se cortó nivel a 242 m de profundidad, a cota 635 m s.n.m.; a continuación se realizó una cementación del sondeo hasta el metro 308, y se finalizó la perforación a la profundidad de 489 m, habiéndose perforado 154 m en el sustrato margoso cretácico. Una vez finalizado el sondeo se realizaron medidas del nivel piezométrico durante dos meses, que oscilaron alrededor de 322 m de profundidad, a la cota 555 m s.n.m. quedando finalmente el sondeo inutilizado por rotura de la tubería.

En la figura 60 se muestra un gráfico en el que se comparan las evoluciones piezométricas en el punto más representativo del Sector del Estanque de Pegalajar, el sondeo S-3 (nº 18) con las registradas en los sondeos S-2 (nº 17) y S-4 (nº 19), ya que

los datos del sondeo S-5 (nº 20), debido a las circunstancias de su perforación y al corto registro obtenido, son confusos y he decidido no considerarlos.

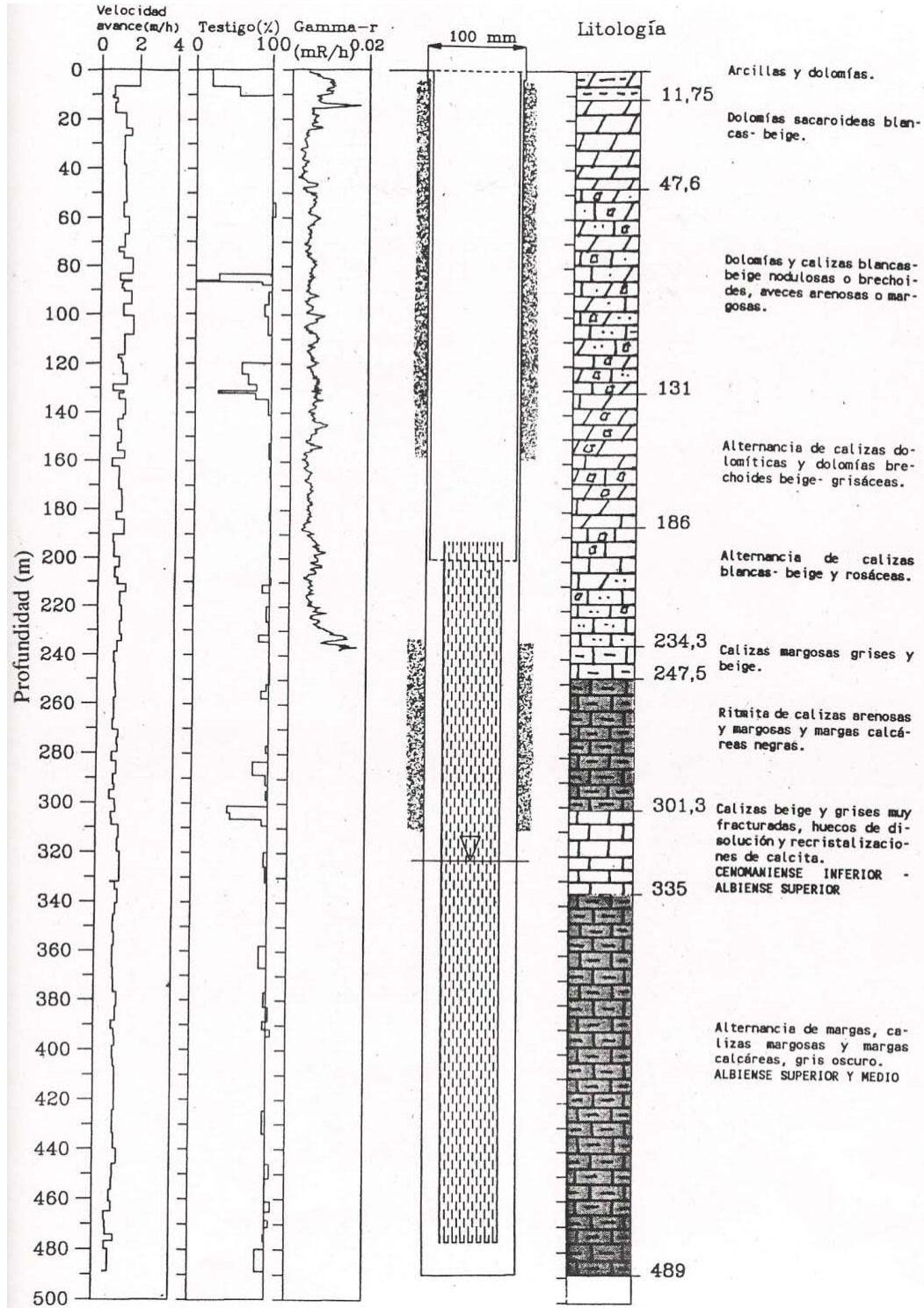


Figura 59. Principales características del sondeo S-5 (nº 20) (DGOH, 1994).

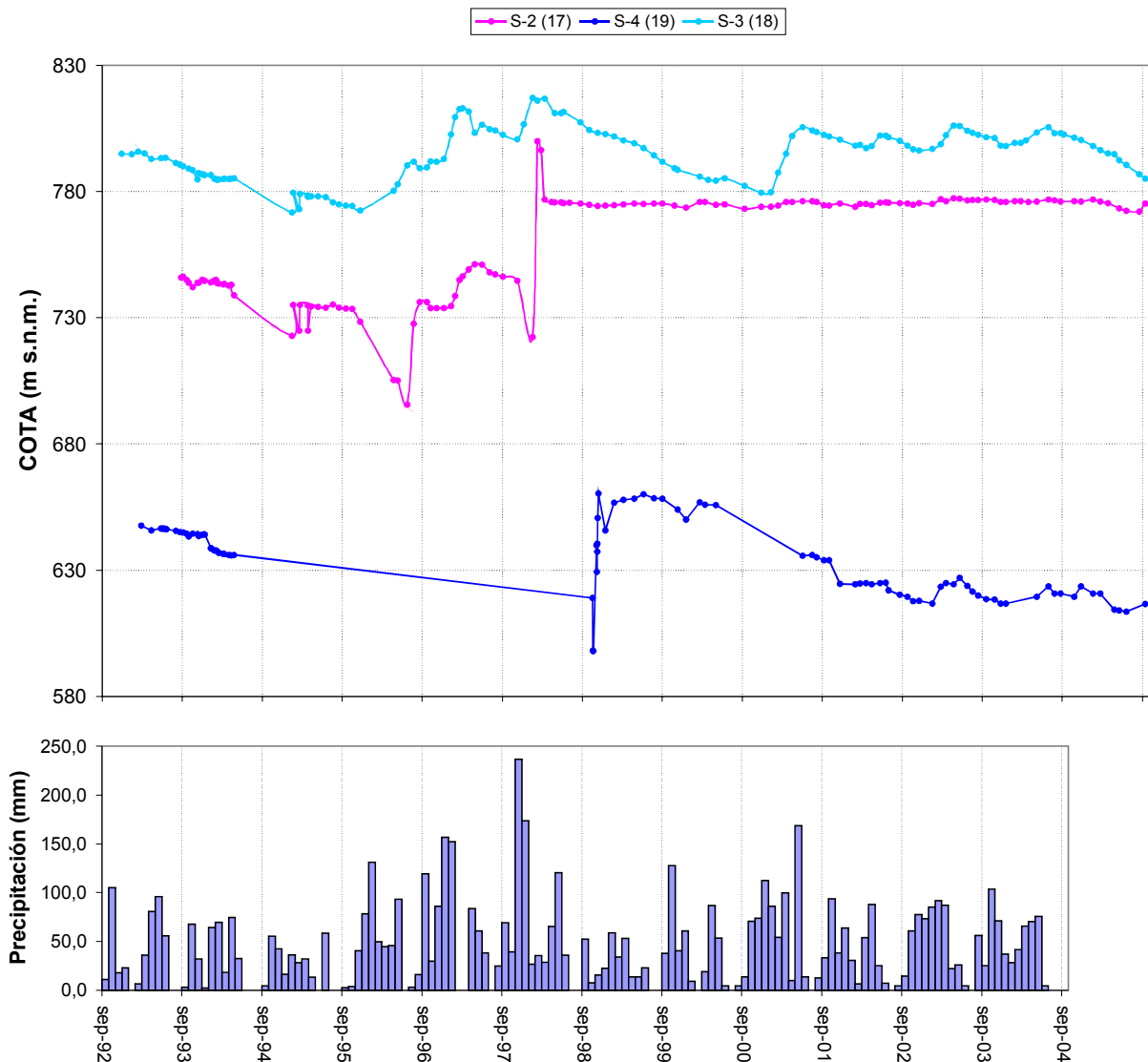


Figura 60. Evolución de niveles piezométricos en los sondeos S-2 (nº 17) y S-4 (nº 19) situados en el Sector de la Guardia y su comparación con las evoluciones en el sondeo S-3 (nº 18) situado en el Sector del Estanque y con la pluviometría en la estación 5264 de INM de Mancha Real.

El registro del sondeo S-2 (nº 17) muestra una evolución coincidente con la observada en el sector del Estanque hasta enero de 1998, fecha en la que se realiza una cementación en el piezómetro para impedir el flujo vertical en el sondeo, ya que se considera que se favorece el aporte de agua desde el sector del Estanque hacia el de La Guardia (CEDEX, 1994; CHG, 1998). Concretamente se cementa la parte inferior del sondeo, pero se observa que tras la cementación la información aportada deja de tener validez. El registro obtenido desde agosto de 1993 hasta septiembre de 1998 muestra una notable correlación con el registro del sondeo S-3, situado en el sector del Estanque, lo que interpreto como consecuencia de la existencia de una descarga procedente de este sector. El sondeo S-2 se sitúa en el bloque hundido de la falla del

cerro de la Artesilla y en una situación cercana a la traza de la misma, que es una de las zonas por las que puede producirse la comunicación entre los dos sectores.

En el sondeo S-4, el registro existente entre marzo de 1993 y abril de 1994 también muestra similitud con el sector del Estanque. Desde abril de 1994 hasta octubre de 1998 no se realizan medidas, y posteriormente a esa fecha se cementa el nivel inferior, obteniéndose más adelante un registro confuso y difícilmente interpretable.

4.2 PIEZOMETRÍA EN EL ACUÍFERO MIOCENO DE MANCHA REAL

En el acuífero mioceno de Mancha Real, se dispone de registros de distintas épocas en cuatro sondeos (figura 62). En todos ellos se observa una buena correlación en las evoluciones de niveles piezométricos, lo que demuestra que captan un mismo acuífero. Las únicas diferencias observables corresponden a bruscos descensos registrados en el sondeo Peña del Águila (nº 19) y que se explican por tratarse de medidas con el sondeo en funcionamiento, es decir, corresponden a niveles dinámicos.

El primer dato sobre la posición del nivel piezométrico se obtuvo durante la perforación del sondeo Barrena I (nº 1) en julio de 1958; se registró una cota de 788,45 m s.n.m., correlacionable con la cota de surgencia del manantial de las Pilas (nº 6) situado 530 m al norte, a 784,1 m s.n.m., y que se secó tras la entrada en explotación de este sondeo. No se dispone de datos de caudal de este manantial en condiciones no influenciadas, ya que su inventario se realizó en 1967, cuando ya estaba afectado por los bombeos en el sondeo Barrena I (nº 1), en esas fechas su caudal era del orden de 0,2 L/s.

Estos datos implican un gradiente del 0,82 % en condiciones naturales, con ausencia de explotación en el acuífero. Es notable, la similitud de cotas con los niveles que presenta el acuífero cretácico en su borde norte, en torno a 800 m s.n.m., lo que implicaría gradientes del orden del 1 % antes de la explotación de ambos acuíferos. Este dato apoya la hipótesis, ya barajada, de la existencia de una descarga oculta por el borde norte desde el acuífero cretácico hacia el acuífero mioceno.

A partir de agosto de 1980, coincidente con el inicio de un periodo de sequía y con un importante incremento en las explotaciones (ITGE-COPTJA, 2000) los niveles

comienzan a descender de manera rápida y continuada, alcanzando su máximo en enero de 1985 donde se sitúan a 651,20 m s.n.m., lo que implica un descenso de 137,25 m y el práctico agotamiento de reservas del acuífero. Hay que hacer notar, que el cambio de pendiente en los descensos de niveles ocurrió cuando se alcanzó la profundidad de aproximadamente 40 m, lo que coincide con el cambio en la litología cortada por el sondeo (ver figura 61) entre el conglomerado pliocuaternario y los carbonatos miocenos. Esto puede poner de manifiesto diferencias notables en el coeficiente de almacenamiento entre ambos niveles permeables y posiblemente en la extensión de una y otra formación acuífera, lo que implicaría un menor almacenamiento de agua en el nivel carbonático mioceno que en los niveles detríticos. Una vez agotadas las reservas del acuífero detrítico el sondeo comenzaría a explotar las reservas del acuífero mioceno, más exiguas, lo que traería consigo un mayor incremento en los descensos piezométricos.

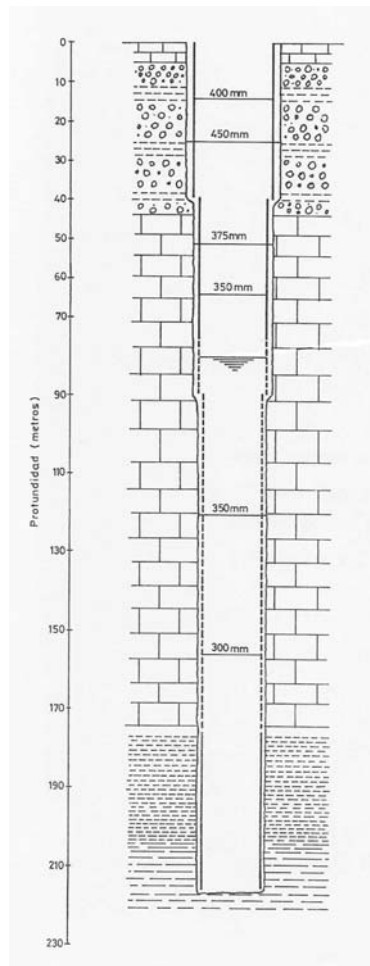


Figura 61. Columna litológica del sondeo Barrena I (n° 1) (IGME, 1982a).

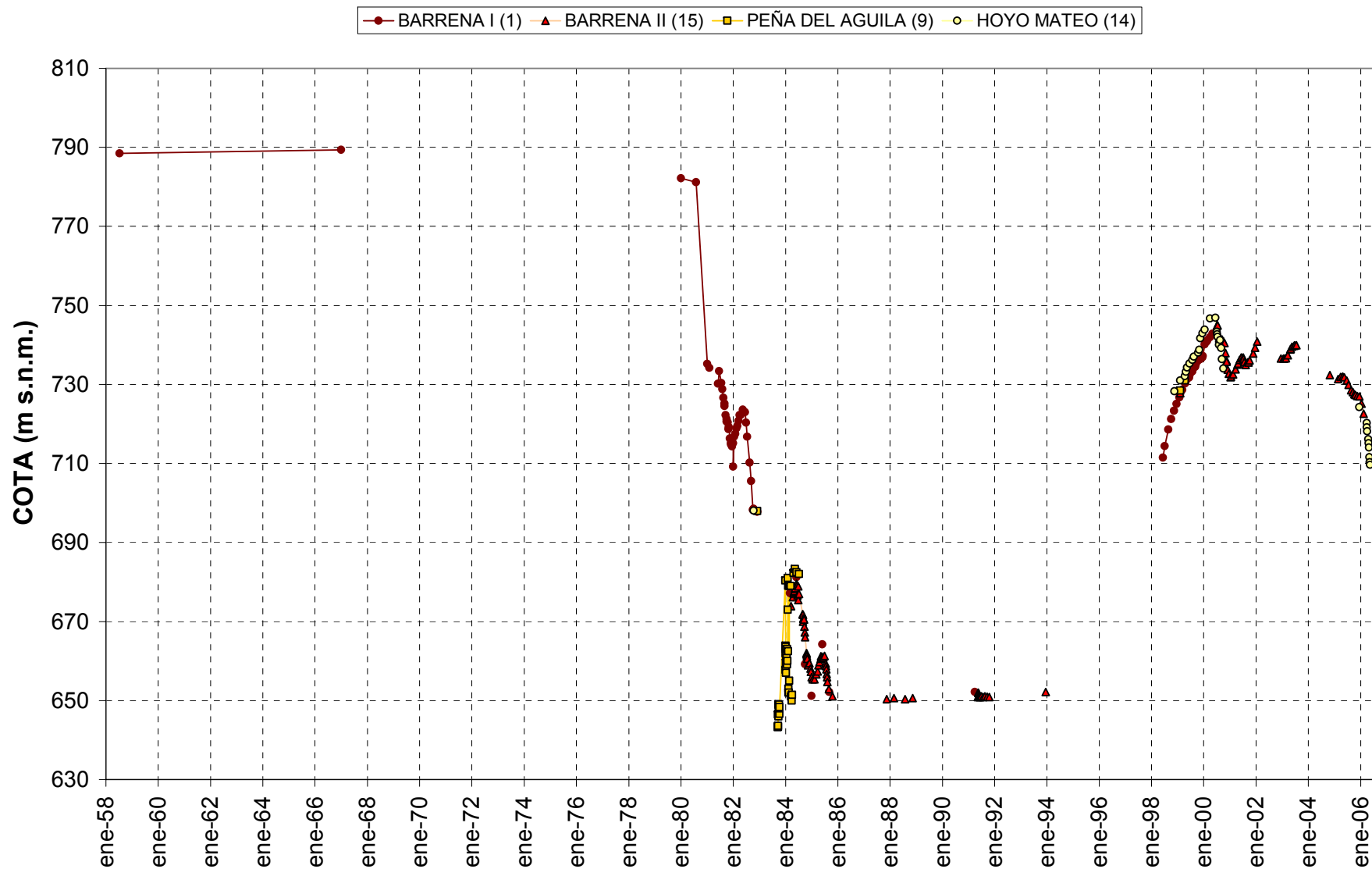


Figura 62. Evolución cronológica de niveles piezométricos medidos en el acuífero mioceno de Mancha Real.

La explotación en los sondeos de la Barrena se abandonó a mitad de los años 80 continuándose en el sondeo Peña del Águila (nº 9) hasta el año 1996, en que también dejó de explotarse este sondeo.

En junio de 1998 comienza a controlarse de nuevo el sondeo Barrena I (nº 1), observándose que se había producido una elevación del nivel de 60 m con respecto a la última medida realizada en el sondeo Barrena II (nº 15). Existe pues un amplio periodo de tiempo en el que no hay registro piezométrico por lo que se desconoce el momento y la forma en la que comienza un nuevo llenado del acuífero. En todo caso, es de suponer que los niveles empezarían a ascender a partir del cese de la explotación en el sondeo Peña del Águila (nº 9) a principios de 1996, lo que ocasionó la ausencia total de explotación en este acuífero. El sondeo Barrena I continuó controlándose hasta la instalación de dos sensores de presión en los sondeos Barrena II y Hoyo Mateo (nº 14) con motivo de la realización de experiencias de recarga artificial (ITGE-COPTJA, 2000). Estas medidas registran un continuo ascenso de niveles a un ritmo aproximado de 1,5 m/mes con una elevación total de 93 m desde diciembre de 1993 hasta julio de 2000. A partir de ese mes, el ayuntamiento de Mancha Real pone de nuevo en explotación el sondeo Peña del Águila (nº 9), con lo que comienzan a registrarse nuevamente descensos en los niveles.

Las medidas realizadas entre 1998 y 2000 permiten estudiar la forma en la que se produce el llenado del acuífero, lo que se detalla en la figura 63. En esta figura se comparan los datos de evolución del nivel con la pluviometría y con la evolución de niveles en el piezómetro del acuífero cretácico S-3 (nº 18).

El nivel piezométrico en el Acuífero Mioceno de Mancha Real presenta, como puede deducirse de las diferentes figuras expuestas, una evolución opuesta a la del acuífero cretácico, sin que esté afectado por los bombeos que en este acuífero se realizan. Tampoco existe una relación directa de la recarga en el acuífero con las precipitaciones, sino más bien una recarga de escasa cuantía y sin variaciones apreciables a lo largo del tiempo (González-Ramón *et al.*, 2002).

Una recarga tan constante solo puede provenir de una fuente de alimentación permanente: el acuífero cretácico adyacente. La recarga ha de estar necesariamente modulada por los materiales conglomeráticos pliocenos, de moderada permeabilidad, hacia los que debe existir un aporte continuo de caudal desde los carbonatos cretácicos; los conglomerados pliocenos se superponen a los carbonatos miocenos y

los recargan mediante flujos verticales a favor de niveles semipermeables que actuarían a modo de filtro, modulando las variaciones estacionales en la entrada de agua desde el acuífero cretácico (figura 64). Los niveles piezométricos “colgados” reconocidos en algunos de los sondeos más cercanos a los afloramientos cretácicos (Peña del Águila -nº 9- y Hoyo Mateo -nº 14-), sin duda relacionados con la posición de los conglomerados pliocenos, avalan esta hipótesis. Anteriormente se comentó también la existencia de una divisoria en el acuífero cretácico que justificaría igualmente esta descarga lateral oculta del acuífero cretácico hacia el mioceno.

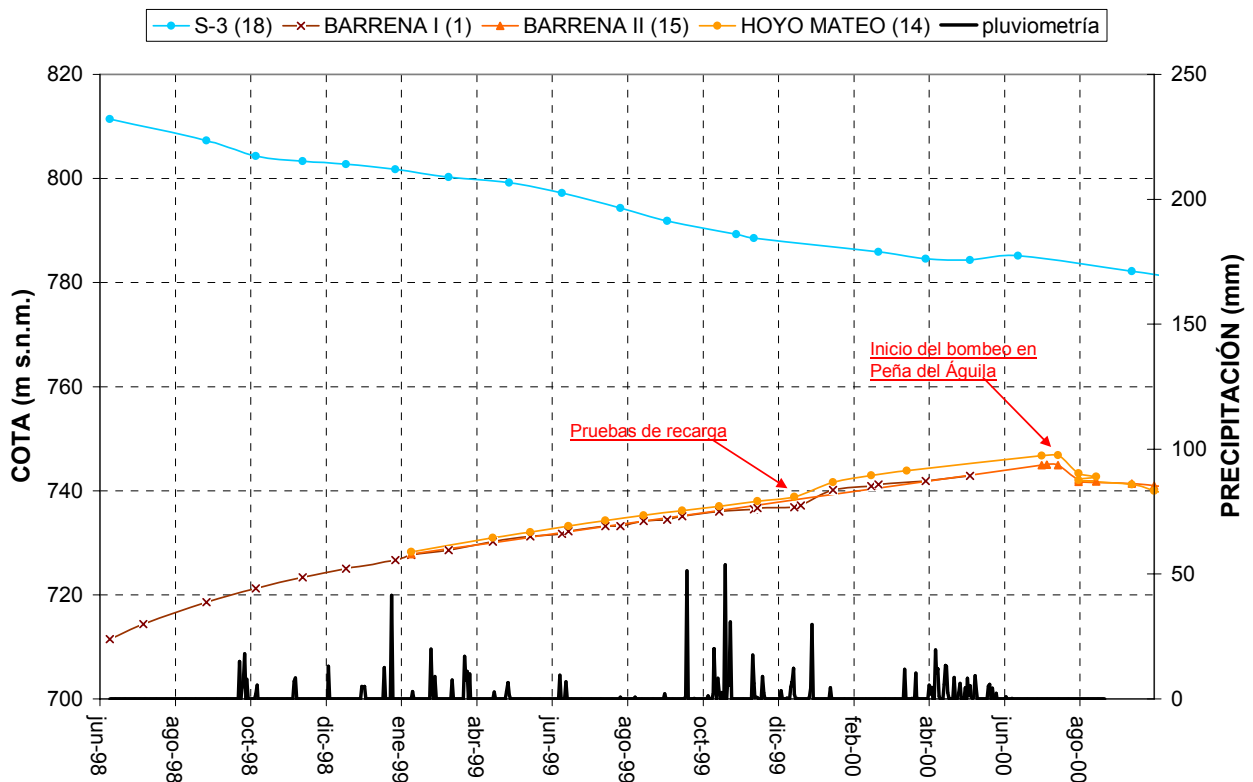


Figura 63. Detalle de la fase de ascenso de niveles en el Acuífero Mioceno de Mancha Real y comparación con la pluviosidad en la estación del INM nº 5264 y la evolución del nivel en el piezómetro S-3 (nº 18) del acuífero cretácico.

En la figura 65 se muestran los datos de evoluciones de niveles desde que el acuífero entra de nuevo en explotación hasta la actualidad, junto a los volúmenes mensuales explotados, que desde enero de 2002 registra detalladamente la empresa “Aguas Jaén”, que es la encargada del abastecimiento a Mancha Real.

Estos datos permiten cuantificar el volumen de recarga natural del acuífero, puesto que, como se aprecia en la figura 63, el volumen de agua recargado no muestra apenas variaciones a lo largo del tiempo. En el gráfico de la figura 65 se observa como entre los meses de enero de 2002 y mayo de 2004 la explotación que se produce en el

acuífero mantiene los niveles más o menos equilibrados. El volumen total explotado entre esos meses es de 364.458 m³ con una media mensual de 12.494 m³, lo que implica un volumen anual del orden de 0,15 hm³, cifra que caracteriza la recarga que recibe el acuífero y que es prácticamente idéntica a la considerada en anteriores estudios (ITGE, 1991).

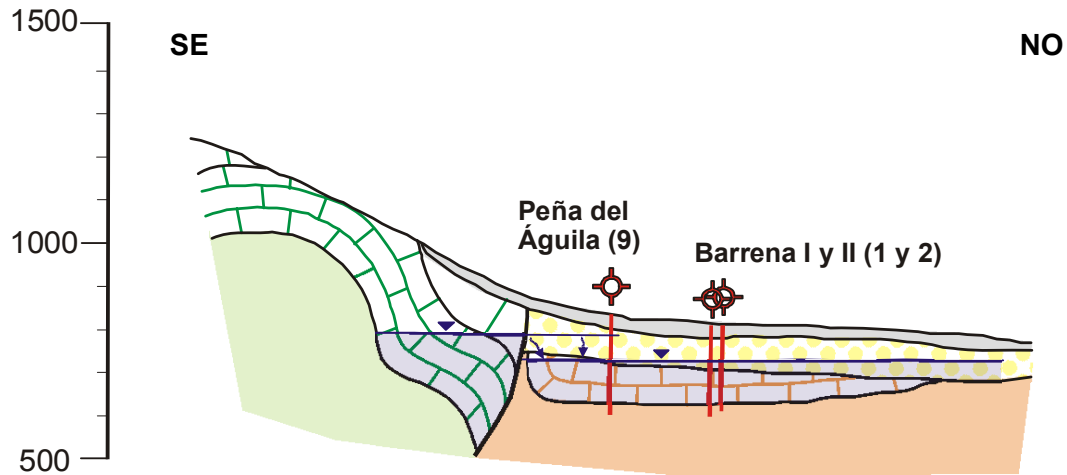


Figura 64. Esquema que muestra la posible relación hidrogeológica entre el acuífero cretácico y el mioceno. Leyenda similar a la del plano hidrogeológico de la figura 26.

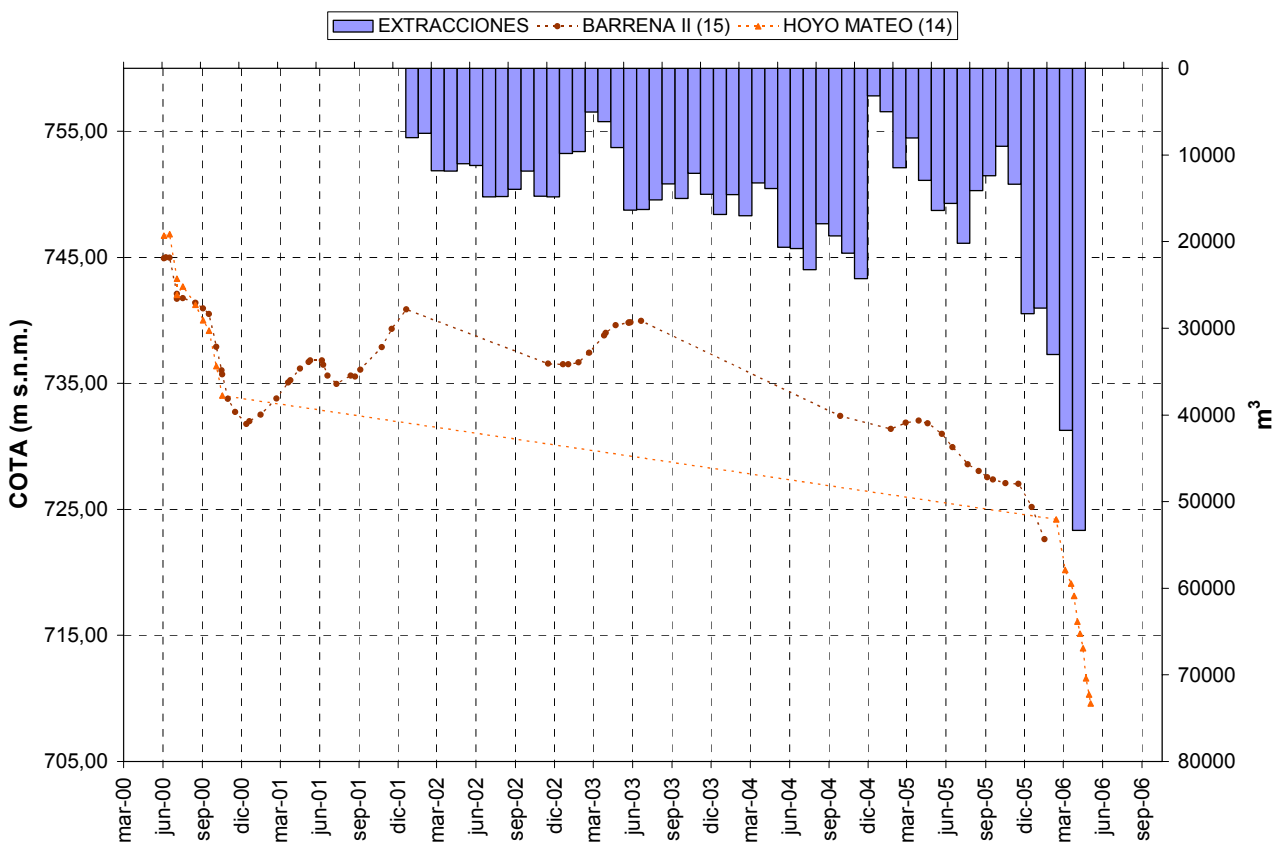


Figura 65. Evolución de niveles en el Acuífero Mioceno de Mancha Real y extracciones mensuales en el sondeo Peña del Águila (nº 9).

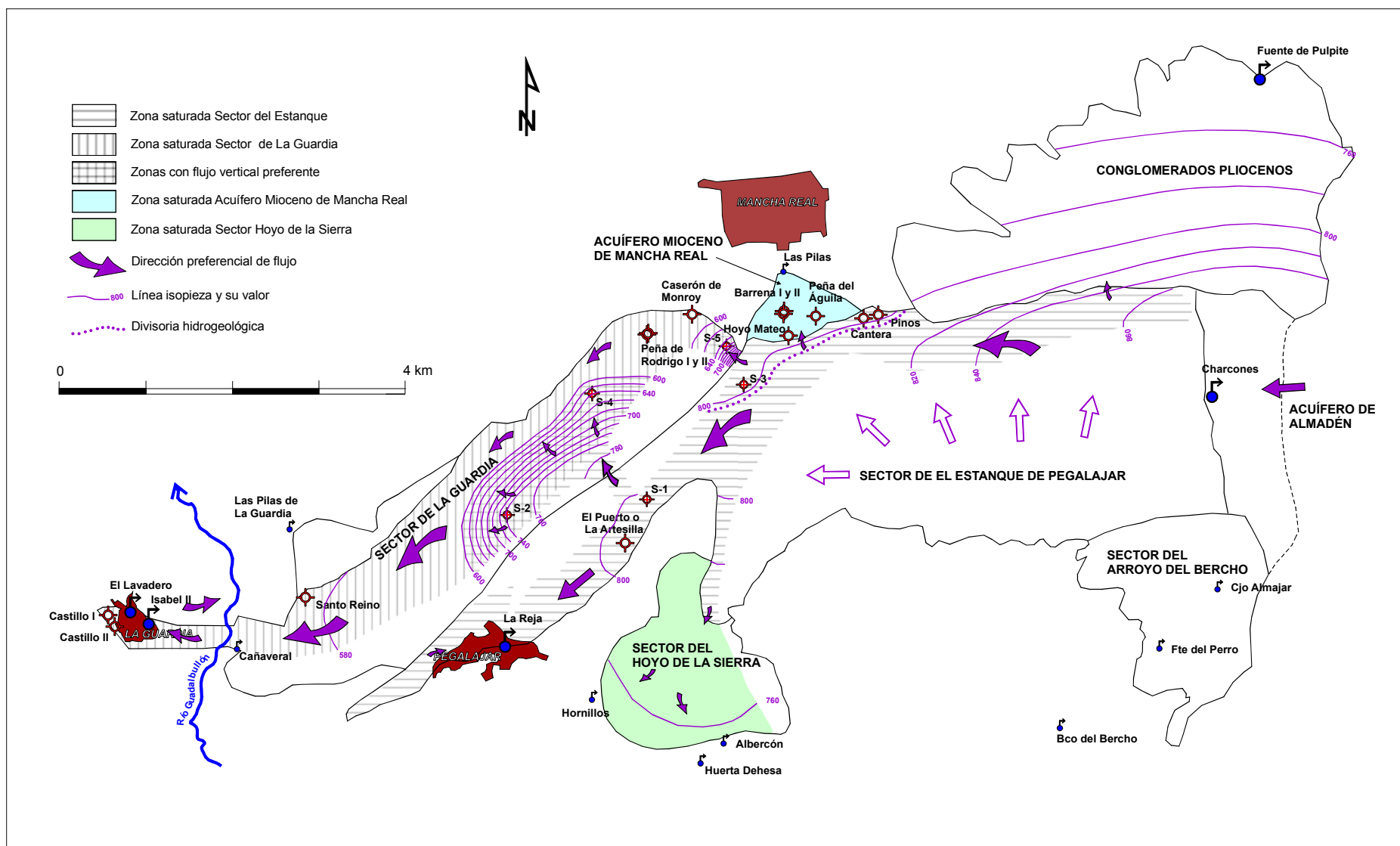


Figura 66. Demarcación de sectores diferenciados, zonas saturadas e isopiezas supuestas en condiciones no influenciadas por bombeos.

4.3 CONCLUSIONES DEDUCIDAS DEL ANÁLISIS DE LA PIEZOMETRÍA

Del análisis de la evolución piezométrica en el acuífero cretácico y en el acuífero mioceno de Mancha Real pueden extraerse las siguientes conclusiones:

- En el acuífero cretácico se pueden diferenciar dos sectores principales en los que el nivel piezométrico se sitúa a cotas claramente distintas, y que he denominado como sectores del Estanque de Pegalajar y de La Guardia en función de la situación de sus principales puntos de descarga.
- La cota del nivel piezométrico en el sector del Estanque de Pegalajar está condicionada por su único punto de descarga superficial: el manantial de la Reja; sin embargo, el estudio de las evoluciones piezométricas demuestra que existen descargas ocultas hacia otras zonas, existiendo una divisoria hidrogeológica que divide el flujo subterráneo hacia el norte y hacia el oeste.
- La cota del nivel piezométrico en el sector de La Guardia aparece condicionada por la cota de surgencia de los manantiales del entorno de esa localidad, y se sitúa unos 200 m más baja que en el sector del Estanque.
- La construcción de los piezómetros S-2, S-4, y S-5 (nº 17, 19 y 20) en el sector de La Guardia demostró la existencia de niveles con potenciales muy diferentes, que no están generalizados a todo el sector, ya que el sondeo del Caserón de Monroy (nº 10) y los sondeos recientemente construidos de la Peña de Rodrigo (nº 21 y 22), que se sitúan entre los dos primeros y el tercero, no los detectaron.
- El seguimiento temporal de las evoluciones del nivel piezométrico registradas en los piezómetros S-2 y S-4 muestra una relación con la evolución del nivel en el sector del Estanque, hasta que se realiza la cementación de la base de los sondeos y dejan de suministrar información de fiabilidad. La importante diferencia de potencial observada durante la perforación en ambos piezómetros, la existencia de flujos verticales consecuencia de esta diferencia de potencial, y la similitud en las evoluciones de niveles con el sector del Estanque, indican, en mi opinión, que estos piezómetros están situados en zonas influenciadas por la descarga de agua procedente del sector del Estanque, tal y como se muestra en el plano de isopiezas de la figura 66 y como se esquematiza en el corte de la figura 45. Dicha influencia acaba desapareciendo en las zonas más alejadas a la de entrada de agua, que debe situarse en las cercanías de la Falla de la Artesilla y en su bloque hundido, ya

que es una zona en la que las margas de baja permeabilidad del Cretácico inferior que ocupan el núcleo del anticlinal, pueden situarse a cotas inferiores a las del nivel piezométrico en el sector del Estanque.

- El sondeo S-5 (nº 20) detectó también durante su perforación importantes diferencias de potencial, aunque se desconoce la evolución de niveles en el mismo ya que quedó inutilizado a poco tiempo de su perforación. Estos diferentes potenciales encontrados podrían también estar indicando otra zona de descarga desde el sector del Estanque hacia el de la Guardia, lo que sería compatible con la estructura de acuífero en el entorno donde se sitúa, cierre periclinal del pliegue, y con la divisoria hidrogeológica que afecta al borde norte del sector del Estanque.
- Por otra parte, es también muy posible la existencia de una descarga desde el sector del Estanque hacia el acuífero mioceno de Mancha Real, si bien con un bajo volumen de transferencia de recursos.
- El estudio de la evolución piezométrica en el acuífero mioceno de Mancha Real demuestra que la recarga se produce de una manera constante e independiente de la pluviometría.
- A partir de los datos de extracciones en los últimos años en el acuífero mioceno y de la evolución de los niveles piezométricos, es posible cuantificar un volumen de recarga anual de $0,15 \text{ hm}^3$, recursos que deben proceder mayoritariamente del acuífero cretácico.

Capítulo V

Características físico-químicas del agua subterránea

Características físico-químicas del agua subterránea

1 DATOS DE PARTIDA

1.1 PROCEDENCIA DE LOS DATOS

Para el estudio físico-químico de las aguas subterráneas de las Sierras de Pegalajar y Mojón-Blanco he realizado dos campañas de muestreo en todos los puntos de agua en que me ha sido posible, con el objetivo de caracterizar su variabilidad espacial y para intentar definir las relaciones entre las diferentes formaciones acuíferas incluidas en la zona de investigación. También he muestreado algunos puntos situados en acuíferos limítrofes con la intención de estudiar las posibles relaciones hídricas con el acuífero estudiado. Las dos campañas se programaron también para caracterizar las etapas de estiaje y de recarga durante un año hidrológico.

Se realizó una primera campaña en octubre de 2002 con una recogida de 14 muestras, si bien se visitaron 18 puntos. Uno de ellos, el manantial de los Charcones (nº 25), no pudo ser muestreado por la oposición de la persona que controla el acceso al manantial, ya que existían tensiones previas con el ayuntamiento de Mancha Real; otros tres manantiales estaban secos: La Reja (nº 49), Fte. Hornillos (nº 51) y Fte. del Albercón (nº 50). En estas fechas los niveles en la totalidad de los piezómetros controlados en el acuífero se encontraban en fase de descenso, sin registros pluviométricos de importancia durante todo el estiaje, lo que garantiza la ausencia de recarga.

La segunda campaña fue realizada entre mediados de mayo y comienzos de junio de 2003 con una recogida de 16 muestras en 17 puntos visitados. No se muestreó el manantial de los Charcones por los mismos motivos que la campaña anterior y tampoco el manantial Alberca Charcón (nº 41). En las fechas en que se llevó a cabo

este muestreo, los niveles en los piezómetros se encontraban elevados, y todos los manantiales con agua, entre ellos el manantial de la Reja que descargaba un caudal en torno a 50 L/s.

Por otra parte, se dispone de análisis químicos anteriores de suficiente fiabilidad en algunos puntos no muestreados, como el manantial de los Charcones, los manantiales del Barranco del Bercho o el sondeo Barrera II (ITGE, 1991; ITGE-COPTJA, 1999b; IGME-COPTJA, 2000).

También se dispone de otros análisis de diversas fechas en los puntos muestreados, que se han utilizado para contrastar valores.

La totalidad de análisis utilizados es de 62, una vez descartados todos los anteriores a 1980 debido al elevado porcentaje de error en el balance aniones-cationes que presentaban. El % de error en los balances de los puntos utilizados ha sido mayoritariamente inferior al 5% y siempre inferior al 10%.

Finalmente se dispone de perfiles de conductividad y temperatura en diversos sondeos, realizados por el IGME (ITGE, 1991; Rubio Campos *et al.*, 1995), el CEDEX (1994), el ayuntamiento de Mancha Real (Trigueros y Piera, 2006), y finalmente también de un perfil realizado por mí en el sondeo recientemente construido Castillo II (nº 46), de abastecimiento a la Guardia.

Todos los datos han sido utilizados para caracterizar la hidroquímica del agua en la zona, estudiar su variabilidad espacial, su evolución temporal, y poner de manifiesto las diferentes familias de aguas existentes y las relaciones entre ellas.

1.2 MÉTODOS ANALÍTICOS

Las dos campañas de muestreos se realizaron con la misma metodología: se midieron in situ la temperatura, conductividad, pH, caudal y alcalinidad. Esta última se realizó mediante el análisis de bicarbonatos en campo por volumetría con HCL como valorante y Naranja de Metilo como indicador.

El pH se midió mediante pHmetro portátil marca HANNA HI 9025, la conductividad y temperatura mediante conductivímetro portátil marca HANNA HI 9033 y el caudal se

valoró a partir del tiempo de llenado de un recipiente de volumen conocido, excepto en el manantial de la Reja, que es aforado mensualmente por la CHG. En los manantiales, la temperatura y el pH del agua fue tomada in situ, sin embargo en algunos de los sondeos esto no fue posible, pues la toma de la muestra solo pudo realizarse a la entrada del agua en el depósito de distribución, que en algunos casos se encontraba a considerable distancia del punto, como ocurre en los sondeos Peña del Águila (nº 9), Caserón de Monroy (nº 10) y Los Pinos (nº 36). En cambio, en otros, la cercanía al depósito y el suficiente tiempo transcurrido desde el arranque del pozo hasta la toma de la muestra hace que los datos de pH y temperatura se consideren válidos, este es el caso de los sondeos Santo Reino (nº 54) y Cantera (nº 39). El sondeo Cerro de la Artesilla (58) pudo muestrearse en boca de pozo, y el manantial del Molino Viejo (nº 33), que se encuentra totalmente captado, se muestreó a la entrada del depósito a cierta distancia, por lo que la información sobre el pH y temperatura no se considera representativa.

Se recogieron dos botellas de 1 L en cada punto, en recipiente de polietileno de doble tapón, una de ellas se aciduló mediante adición de 4 de ml de HNO₃ para el análisis de cationes. Posteriormente las muestras fueron analizadas en el laboratorio de aguas del IGME situado en Tres Cantos (Madrid). La determinación del bicarbonato, sulfato, cloruro, nitrato, nitrito, sílice, amonio, calcio y magnesio se realizó mediante espectrometría de absorción con autoanizador de flujo continuo; el potasio y el sodio mediante espectrometría de emisión atómica y los carbonatos mediante volumetría.

El resto de análisis considerados tienen diversas procedencias, aunque la mayoría son consecuencia de trabajos previos del IGME (IGME, 1983 y 1988b; IGME-COPTJA, 2000; ITGE, 1991; ITGE-COPTJA, 1999b) y por tanto fueron analizadas en el laboratorio de aguas del IGME con una metodología común; tres análisis proceden del estudio realizado por el CEDEX (1994), otras dos del estudio realizado por la DGOH (1992), una muestra corresponde a la tomada en el ensayo de bombeo del sondeo del Cerro de la Artesilla, de abastecimiento a Pegalajar, y analizada en un laboratorio de Jaén (IGME, 1988b), y finalmente una muestra procede del estudio realizado por la CHG en la vecina unidad de Grajales-Pandera (CHG, 2005) y analizado en el laboratorio del Centro de Análisis de Aguas de Murcia. En todas estas muestras no se tomaron valores de temperatura del agua, y el valor del pH fue medido en laboratorio.

2 CARACTERÍSTICAS HIDROGEOQUÍMICAS GENERALES

2.1 CARACTERIZACIÓN GENERAL

Para la caracterización general del quimismo del agua subterránea en la zona estudiada he recopilado todos los resultados de los análisis escogidos, y he calculado la media aritmética de los valores de cada uno de los componentes. Posteriormente, con la ayuda de los programas AquaChem (v 3.7) de Waterloo hydrogeologic y XLSTAT (v 7.5.2) de Addinsoft y utilizando las medias obtenidas, he realizado el tratamiento de los datos que se expone a continuación.

Si bien es cierto que existe heterogeneidad en el número de muestras por punto (en algunos incluso hay una única muestra frente a nueve en el que mayor número se dispone), como se verá, se obtienen resultados coherentes, que han sido contrastados con los valores exclusivos de las campañas de aguas altas y bajas de 2002-03. Esto es indicativo de la existencia de gran estabilidad en las características hidrogeoquímicas principales de la mayoría de los puntos, en los que se registran pequeñas variaciones en el quimismo tanto de carácter anual como interanual, con la excepción de las aguas del acuífero Mioceno de Mancha Real que sufrió en su día importantes cambios como consecuencia de la sobreexplotación a la que fue sometido.

La tabla 10 muestra las características físico-químicas principales de los puntos utilizados, junto con una indicación del número de análisis empleados para la obtención de la media. En la figura 67 he representado los datos de la tabla 10 en un diagrama de Stiff modificado; para su mejor comprensión he utilizado un código de colores con la intención de diferenciar los distintos sectores que caracterizan los diversos tipos de aguas que he identificado en la zona. La figura 68 muestra un diagrama de Piper en el que se representan los mismos puntos diferenciados por un código de colores similar. Igualmente, en la figura 69 se ha incluido el diagrama de Shoeller para los mismos puntos.

Nº de orden	DENOMINACIÓN	Nº de muestras	pH	COND µS/cm	TEMP. °C	CAUDAL L/s	Cl ⁻ mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	NO ₃ ⁻ mg/L	Na ⁺ mg/L	Mg ²⁺ mg/L	Ca ²⁺ mg/L	K ⁺ mg/L	SiO ₂ mg/L
3	Pilar del Puerto	2	7,61	760	14,5	0,07	24	59	427	15	16	20	135	0	48
6	Mant. Las Pilas	2	7,81	1006	17,4	0,4	159	49	229	78	104	12	101	2,5	16
9	Sond. Peña del Águila	3	7,45	578	-	-	50	16	241	40	29	8	91	0	10
10	Sond. Caserón de Monroy	9	7,56	530	-	-	44	9	289	9	17	27	67	0,9	8
13	Fte. Alta del Puerto	2	7,48	659	15,7	0,3	25	34	282	79	14	7	119	0	16
15	Sond. Barrera II	1	7,90	567	-	-	105	26	145	1	58	7	50	0	1
25	Manant. Los Charcones	5	7,60	442	-	-	9	8	271	15	4	12	80	1,1	11
26	Fuente Alta	3	7,69	409	12,5	3	10	7	226	13	4	6	82	0,3	7
29	Mant. de Pulpite	2	7,34	650	15,7	14	20	10	306	85	7	12	118	0	12
31	Navaparís	1	7,70	360	-	-	8	7	180	4	6	8	52	0	7
36	Sond. Los Pinos	2	7,38	591	-	-	22	5	369	9	12	11	105	0	9
39	Sond. La Cantera	3	7,34	507	15,4	-	13	5	324	6	5	10	97	0	8
40	Fte. del Médico	1	7,70	356	-	3	7	10	192	0	6	6	60	0	12
41	Alberca Charcón	2	7,84	319	-	-	8	18	159	19	4	6	53	0	10
45	Sond. Castillo I	1	8,10	573	-	-	41	14	281	13	28	12	78	2	7
47	Fuente La Fría	1	7,60	794	-	0,3	63	82	300	32	38	23	106	11	17
46	Sond. Castillo II	1	7,90	517	22,4	-	39	27	218	15	29	20	54	4	9
49	La Reja	1	7,34	553	16,6	50	27	6	329	4	11	13	102	1	8
50	Fte. del Albercón	1	7,47	562	17,4	2	15	11	360	11	7	25	82	1	21
51	Fte. Hornillos	1	7,46	544	16,5	0,2	28	21	287	13	13	28	68	0	19
53	Manant. Molino Viejo	2	7,60	829	-	-	107	62	255	13	56	27	84	2	16
54	Sond. Santo Reino	4	7,83	471	17,4	-	37	10	221	14	22	17	56	0,5	9
58	Sond. Cerro de la Artesilla	5	7,62	493	15,6	-	14	6	310	6	7	12	83	0,2	8
63	Fte. del Cañaverál	2	7,89	425	16,8	1,25	25	9	232	12	15	17	54	0,5	8
65	Fte. Mengogil	1	7,40	996	18,6	2	82	143	348	45	46	31	130	14	23
66	Fte del Perro	1	7,60	472	-	-	3	28	229	0	5	16	60	1	13
67	Cjo. de Almajar	1	7,70	341	-	-	3	9	167	0	3	9	46	0	9
68	Bco. del Álamo	1	7,80	894	-	-	21	211	279	36	40	59	72	3	24
69	Bco. del Bercho	1	7,70	550	-	-	2	50	276	8	6	22	81	1	18

Tabla 10. Valores medios de los parámetros físico-químicos analizados en las aguas muestreadas en la zona de estudio.

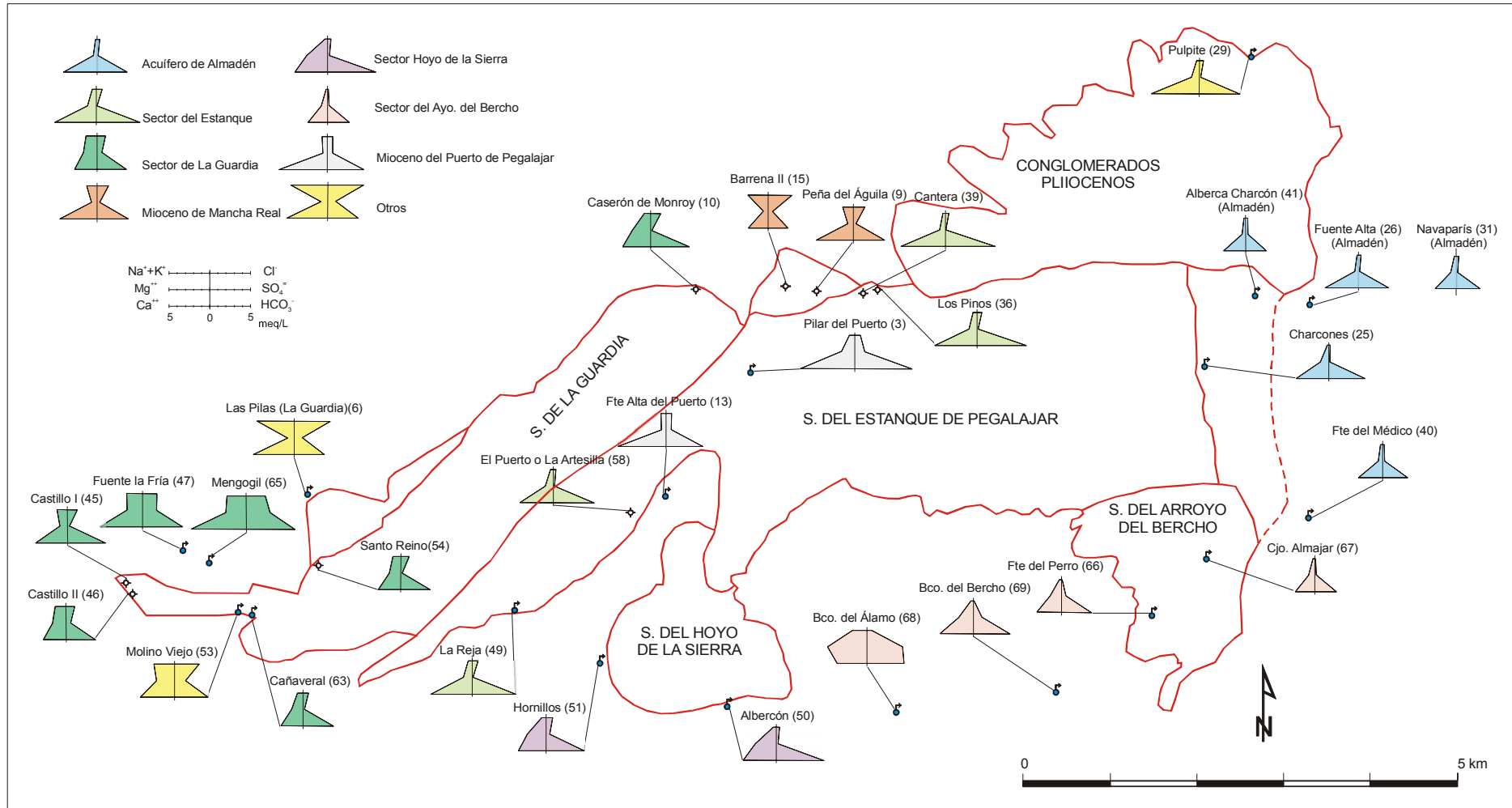


Figura 67. Diagramas de Stiff modificado para los valores medios de concentración en los distintos iones. El código de colores se ha utilizado para diferenciar sectores hidrogeológicos.

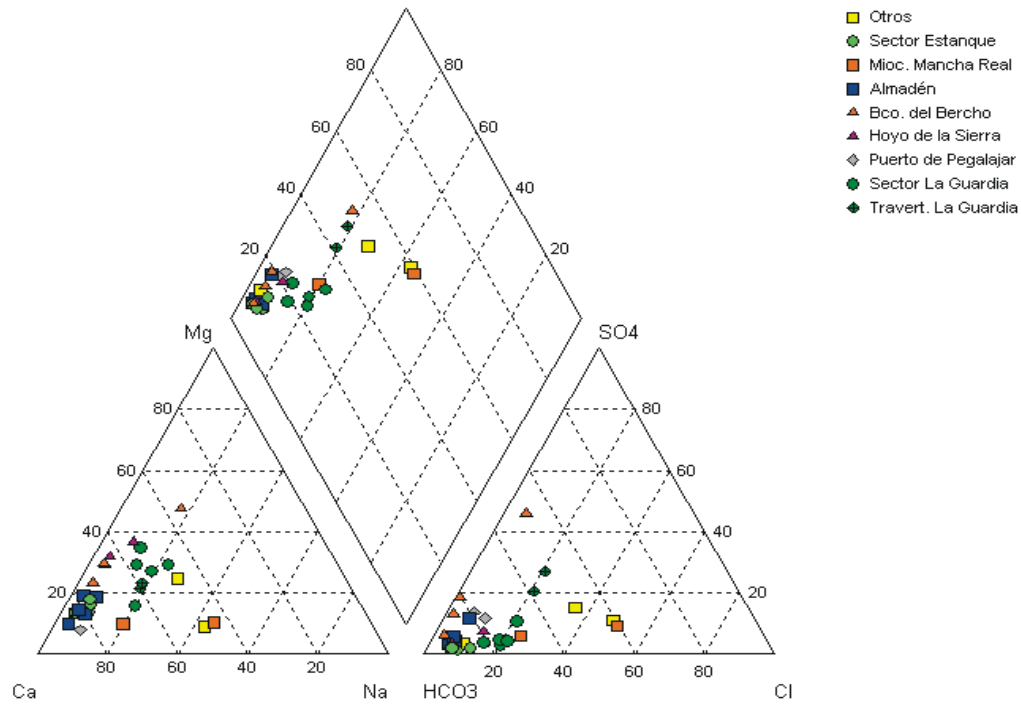


Figura 68. Diagrama de Piper general de la zona estudiada.

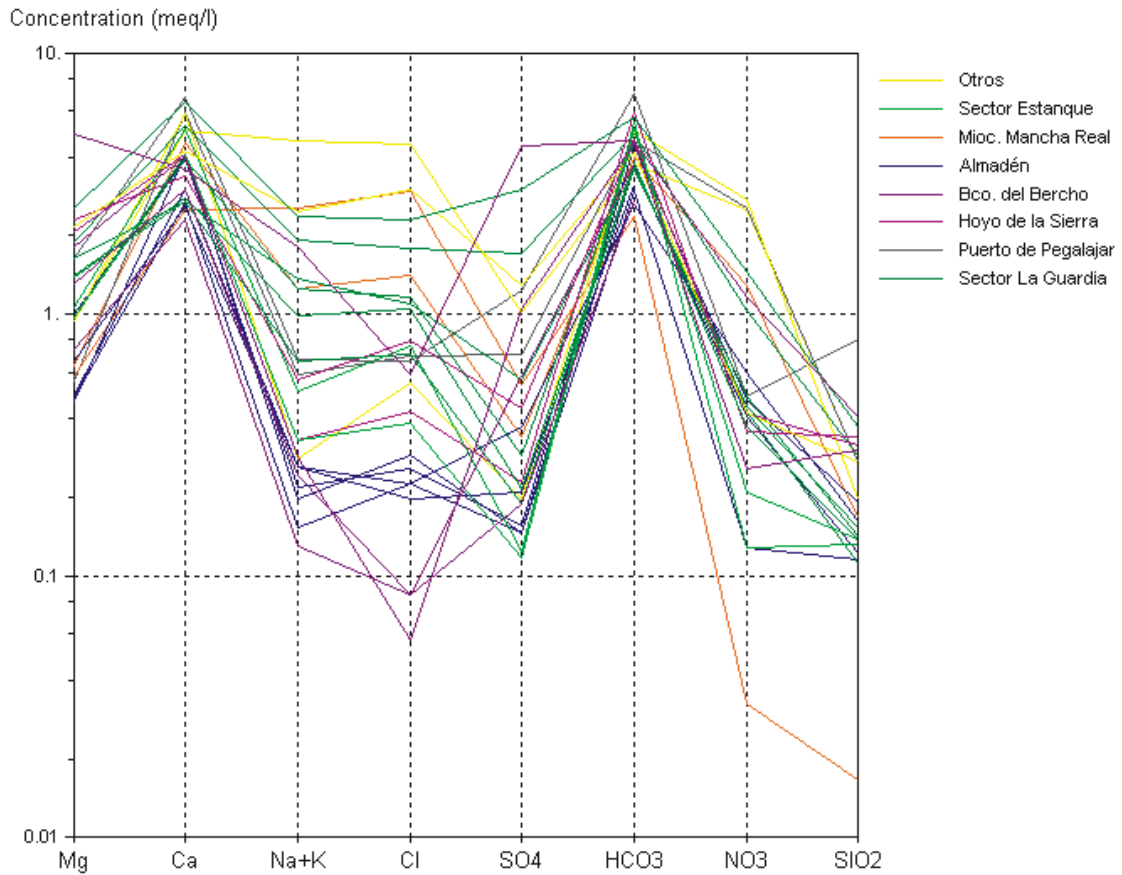


Figura 69. Diagrama de Shoeller general de la zona estudiada.

La aguas relacionadas exclusivamente con materiales carbonáticos (sectores del Estanque, La Guardia, Hoyo de la Sierra, algunos de los manantiales del sector del Arroyo del Bercho y acuífero de Almadén) presentan baja mineralización, con conductividades comprendidas entre 320 y 590 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y facies bicarbonatada cálcica o cálcico-magnésica. Las conductividades más bajas se registran en los manantiales asociados al acuífero jurásico de Almadén y en los sectores desconectados del acuífero cretácico principal tales como los manantiales del Arroyo del Bercho, posiblemente por corresponder a aguas con un periodo de circulación más corto y por tanto con un menor tiempo de residencia en contacto con los carbonatos. También las aguas relacionadas con el Acuífero Mioceno de Mancha Real presentan bajas conductividades (del orden de 570 $\mu\text{S}/\text{cm}$), si bien con una especial variabilidad en la facies, que evoluciona desde bicarbonatada cálcica hacia clorurada sódica, cuestión que es analizada más adelante.

Las conductividades más elevadas aparecen en manantiales relacionados con afloramientos detríticos miocenos o pliocenos situados en los bordes de los edificios carbonáticos, con las zonas distales de travertinos asociados a los principales manantiales y con la terraza cuaternaria del Guadalbullón; en todos ellos, el sustrato impermeable está constituido por la Unidad Olistostrómica. Los dos manantiales situados en el Puerto de Pegalajar y el manantial que drena el acuífero plioceno (manantial de Pulpite) presentan facies bicarbonatada cálcica y elevados contenidos en nitratos. En el resto de puntos no relacionados directamente con carbonatos cretácicos la facies tiende hacia clorurada o sulfatada por la influencia del sustrato de la Unidad Olistostrómica, en la que aparecen elementos de origen mayoritariamente triásico con presencia importante de evaporitas.

El diagrama de Shoeller (figura 69) muestra cómo en general los iones predominantes son el bicarbonato y el calcio, seguidos del magnesio. Los contenidos en cloro y sodio y, en menor medida en sulfato, presentan una mayor variabilidad y solo aparecen ocasionalmente con concentraciones elevadas. Por otra parte, también el nitrato es uno de los componentes principales en determinadas muestras como los manantiales de Las Pilas de La Guardia (nº 6), la Fuente Alta del Puerto (nº 13) y Pulpite (nº 29).

En la tabla 11 se expone la matriz de coeficientes de correlación para las medias de los principales parámetros analizados en los puntos muestreados. Con respecto a los cationes, se observa una fuerte correlación entre la conductividad y los contenidos en Ca^{2+} , Na^+ y K^+ , en cambio la correlación con el Mg^{2+} es muy baja. En cuanto a los

aniones, destaca la correlación entre conductividad y Cl^- y en menor medida con el NO_3^- y la baja correlación con el HCO_3^- y con el SO_4^{2-} . Esto último sugiere una escasa influencia de materiales evaporíticos de la Unidad Olistostrómica en la mineralización de las aguas de la mayoría de las muestras.

	COND μS/cm	Cl^- mg/L	SO_4^{2-} mg/L	HCO_3^- mg/L	NO_3^- mg/L	Na^+ mg/L	Mg^{2+} mg/L	Ca^{2+} mg/L	K^+ mg/L	SiO_2 mg/L
COND μS/cm	1,00	0,76	0,49	0,45	0,59	0,74	0,31	0,72	0,60	0,48
Cl^- mg/L		1,00	0,28	-0,10	0,38	0,96	0,10	0,20	0,39	0,03
SO_4^{2-} mg/L			1,00	0,39	0,31	0,45	0,81	0,27	0,62	0,53
HCO_3^- mg/L				1,00	0,18	-0,06	0,52	0,73	0,24	0,64
NO_3^- mg/L					1,00	0,42	0,06	0,58	0,24	0,22
Na^+ mg/L						1,00	0,24	0,16	0,41	0,11
Mg^{2+} mg/L							1,00	0,07	0,42	0,49
Ca^{2+} mg/L								1,00	0,36	0,56
K^+ mg/L									1,00	0,23
SiO_2 mg/L										1,00

Tabla 11. *Matriz de coeficientes de correlación de los principales parámetros analizados en la totalidad de las muestras. En negrita, valores significativos.*

En la tabla 12 se exponen los parámetros estadísticos que describen el conjunto de datos de las medias de los análisis empleados. Hay que destacar el elevado coeficiente de variación del cloruro, sulfato y sodio, que pone de manifiesto la existencia de diferentes orígenes para estos iones, cuestión que se debate más adelante. El nitrato también presenta un elevado coeficiente de variación, lo que es un indicio de la posible existencia de aportes no naturales y por tanto de la presencia de focos de contaminación. En cuanto al coeficiente de asimetría, el cloruro, sulfato, nitrato, sodio y magnesio presentan un valor elevado, con un sesgo importante hacia la izquierda y valores moderados en el bicarbonato, lo que indica una distribución más acampanada de las muestras.

Con el objetivo de poner de manifiesto las variaciones entre los distintos parámetros analizados he realizado un análisis de componentes principales (ACP) de las medias de los 29 puntos considerados. Este tipo de análisis es ampliamente utilizado ya que permite identificar los factores más importantes que influyen en la variabilidad del conjunto de datos. Son generalmente empleados para tratar de explicar la mineralización de las aguas y los procesos que influyen decisivamente en la misma, pero también pueden ser utilizados para distinguir grupos o familias de aguas dentro de la muestra disponible (Vallejos, 1997; Andreo, 1997).

	pH	COND μS/cm	Cl ⁻ mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	NO ₃ ⁻ mg/L	Na ⁺ mg/L	Mg ²⁺ mg/L	Ca ²⁺ mg/L	K ⁺ mg/L	SiO ₂ mg/L
Núm. de valores utilizados	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29
Mínimo	7,34	319,00	2,00	4,50	145,00	0,00	3,00	5,67	46,00	0,00	1,00
Primer cuartil	7,47	456,53	9,71	8,24	223,86	6,44	6,00	8,50	58,08	0,00	8,17
Mediana	7,61	546,00	23,50	13,84	276,00	13,00	13,00	12,16	81,00	0,50	10,07
Tercer cuartil	7,81	620,50	42,58	41,50	316,83	25,25	29,00	22,50	101,44	1,54	16,93
Máximo	8,10	1006,00	159,00	211,00	427,00	85,00	104,00	59,00	134,75	14,00	48,35
Rango	0,76	687,00	157,00	206,50	282,00	85,00	101,00	53,33	88,75	14,00	47,35
Suma	221,38	16399,68	1009,32	950,68	7831,70	593,73	610,93	480,04	2366,47	46,04	384,95
Media	7,63	565,51	34,80	32,78	270,06	20,47	21,07	16,55	81,60	1,59	13,27
Media geométrica	7,63	542,39	21,05	18,06	260,98		13,34	13,91	77,97		11,10
Media armónica	7,63	521,39	11,62	12,16	251,63		9,12	11,92	74,51		8,19
Curtosis (Pearson)	-0,72	0,51	2,68	6,32	-0,69	1,52	3,93	4,74	-0,90	7,20	6,59
Asimetría (Pearson)	0,25	0,98	1,76	2,52	0,17	1,62	1,92	1,91	0,44	2,80	2,24
Curtosis	-0,43	1,16	3,94	8,61	-0,39	2,45	5,54	6,59	-0,65	9,74	8,96
Asimetría	0,28	1,09	1,96	2,80	0,19	1,81	2,14	2,12	0,49	3,12	2,49
CV (desviación típica/media)	0,03	0,31	1,06	1,39	0,26	1,16	1,07	0,67	0,31	2,03	0,65
Varianza de muestra	0,04	29083,61	1305,98	2008,68	4735,14	544,08	491,06	119,03	608,81	10,00	72,64
Varianza estimada	0,04	30122,31	1352,62	2080,42	4904,25	563,52	508,60	123,28	630,55	10,35	75,23
Desviación típica de muestra	0,19	170,54	36,14	44,82	68,81	23,33	22,16	10,91	24,67	3,16	8,52
Desviación típica estimada	0,20	173,56	36,78	45,61	70,03	23,74	22,55	11,10	25,11	3,22	8,67
Desviación típica media	0,16	122,89	26,14	29,50	56,35	17,33	16,49	8,04	20,09	1,89	5,98
Desviación absoluta mediana	0,15	74,75	15,50	7,84	48,05	6,56	8,00	5,16	21,00	0,50	2,67
Desviación típica de la media	0,04	32,23	6,83	8,47	13,00	4,41	4,19	2,06	4,66	0,60	1,61

Tabla 12. Estadística descriptiva de los valores medios de la totalidad de las muestras utilizadas cuyos valores se incluyen en la tabla 10.

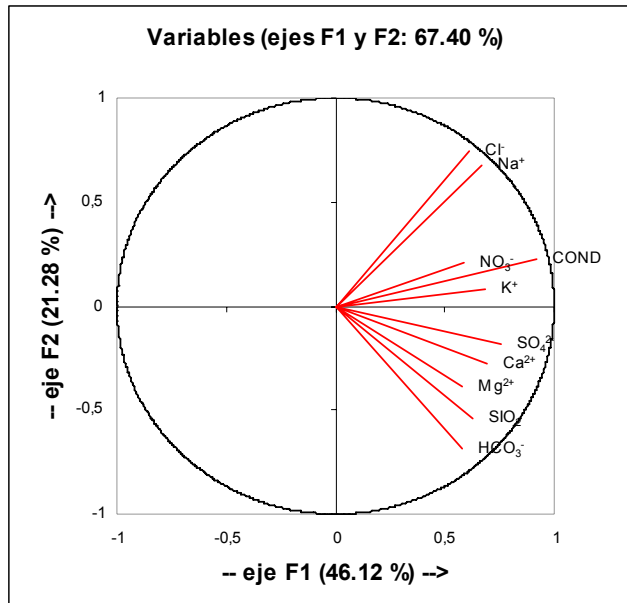


Figura 70. ACP de las variables consideradas.

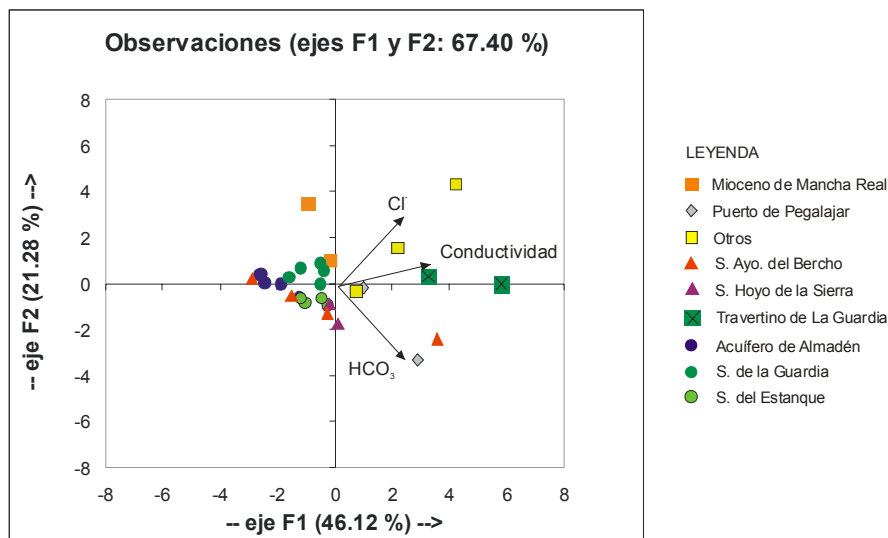


Figura 71. ACP de casos (puntos de muestreo).

En la figura 70 se muestra el ACP para las variables consideradas y en la figura 71 el de las muestras en el plano de los factores I y II. Ambos factores explican el 67% de la varianza total, con un peso del 46% para el factor I y del 21% para el factor II. El factor I representa la mineralización total, con todas la variables con pesos parecidos, si bien con una mayor influencia, como es lógico, de la conductividad (18%). El resto de las variables se sitúan entre el 12% y el 7%, correspondiendo el mayor peso al sulfato y al calcio, en cambio el menor se encuentra en el bicarbonato, magnesio y nitrato. El factor II refleja muy bien la influencia del sustrato evaporítico (Unidad Olistostrómica) en los sectores en que está presente; se muestra patente en algunas muestras y se manifiesta por variaciones importantes en el contenido en cloruro y sodio. En cambio

en la parte negativa, la variable de mayor peso es el bicarbonato, que está afectado por otro tipo de procesos.

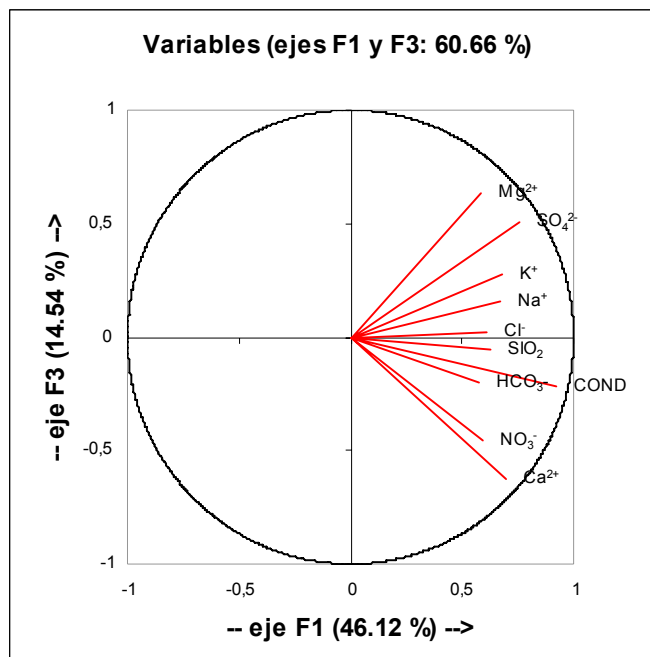


Figura 72. ACP de las variables consideradas.

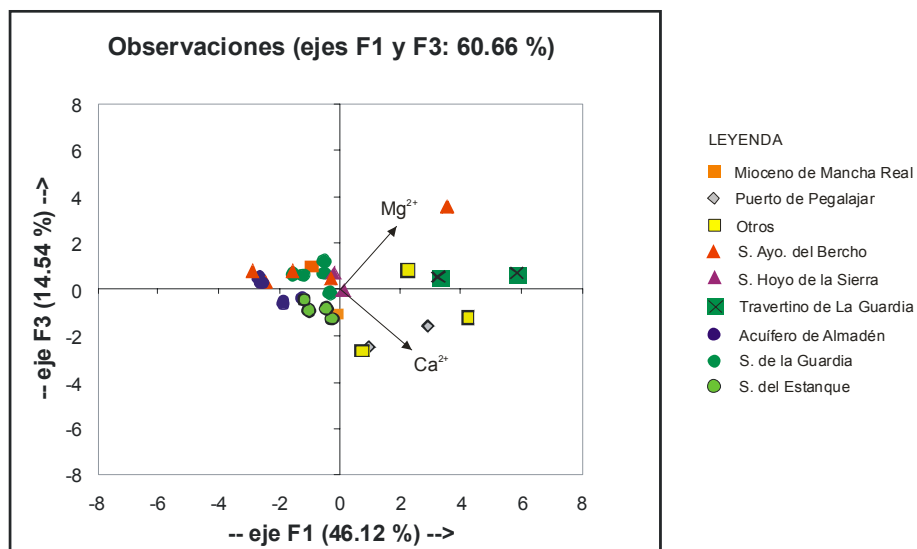


Figura 73. ACP de casos (puntos de muestreo).

En las figuras 72 y 73 se muestran los ACPs en el plano de los factores I y III para las variables y para las observaciones. La suma de ambos factores explica el 60,66 % de la varianza total con un peso del 14,54 % para el factor III. El factor III está influenciado básicamente por la variación en el contenido de Mg^{2+} en la parte positiva del eje con un peso del 28 % y del Ca^{2+} en la parte negativa con un 27 %, con lo que quedan bien reflejadas las modificaciones en el contenido en estos cationes, que muchas veces

diferencian aguas con un mayor o menor tiempo de residencia en el acuífero. También el sulfato en la parte positiva del eje y el nitrato en la negativa tienen una influencia importante.

Los ACPs obtenidos para la media de las muestras consideradas, representadas sobre el plano de los factores I-II y I-III, permiten identificar las aguas atribuidas a los distintos sectores hidrogeológicos considerados. Así, se puede observar cómo el factor I diferencia las aguas del acuífero jurásico de Almadén de las del acuífero cretácico, a causa de la menor mineralización de las primeras. Los factores II y III en cambio diferencian los sectores del Estanque y La Guardia, en función de los cambios, por una parte en el contenido en cloruro, indicativo de la evolución del agua subterránea en el sentido de flujo. Por otra parte el contenido en bicarbonato es también un factor de diferenciación, ya que en el sector de La Guardia es inferior que en el del Estanque. Puesto que se considera que hay conexión hidráulica entre ambos sectores, se debe suponer la existencia de procesos de precipitación de calcita en el sentido de flujo que, como se debate en los capítulos que siguen, parecen ser consecuencia de procesos de disolución incongruente de dolomita. También hay una diferenciación en función del Ca^{2+} y el Mg^{2+} entre ambos sectores, lo que apoya esta última hipótesis.

En la figura 74 se muestran los histogramas de frecuencias de los componentes químicos más significativos para las medias de la totalidad de las muestras analizadas. Los histogramas correspondientes al cloruro y al sodio presentan notables similitudes, con valores máximos de frecuencia en los intervalos más bajos, menos de 40 mg/L para el primero e inferior a 20 para el segundo, y escasa representación del resto de clases, aunque con un rango de variación elevado. El bicarbonato, en cambio, presenta una variabilidad sustancialmente mayor entre las concentraciones de 140 y 380 mg/L, sin máximos netamente definidos; algo parecido le ocurre al calcio pero, en su caso, los máximos valores de frecuencia se concentran entre los intervalos de 50 y 120 mg/L. El sulfato presenta un claro máximo entre 0 y 25 mg/L con un rango de variación elevado pero con muy pocos valores de frecuencia en el resto de clases, su comportamiento es muy similar al del cloruro y el sodio. Los valores de frecuencia de magnesio se sitúan casi en su totalidad entre los 0 y 30 mg/L, con un importante sesgo a la izquierda. El nitrato aparece mayoritariamente con valores inferiores a 20 mg/L aunque con algunos puntos con concentraciones elevadas, como ya se indicó anteriormente. Finalmente se ha incluido un histograma de conductividad que muestra un claro máximo en el intervalo de 500 y 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ que es el margen en el que se sitúan las aguas del acuífero principal.

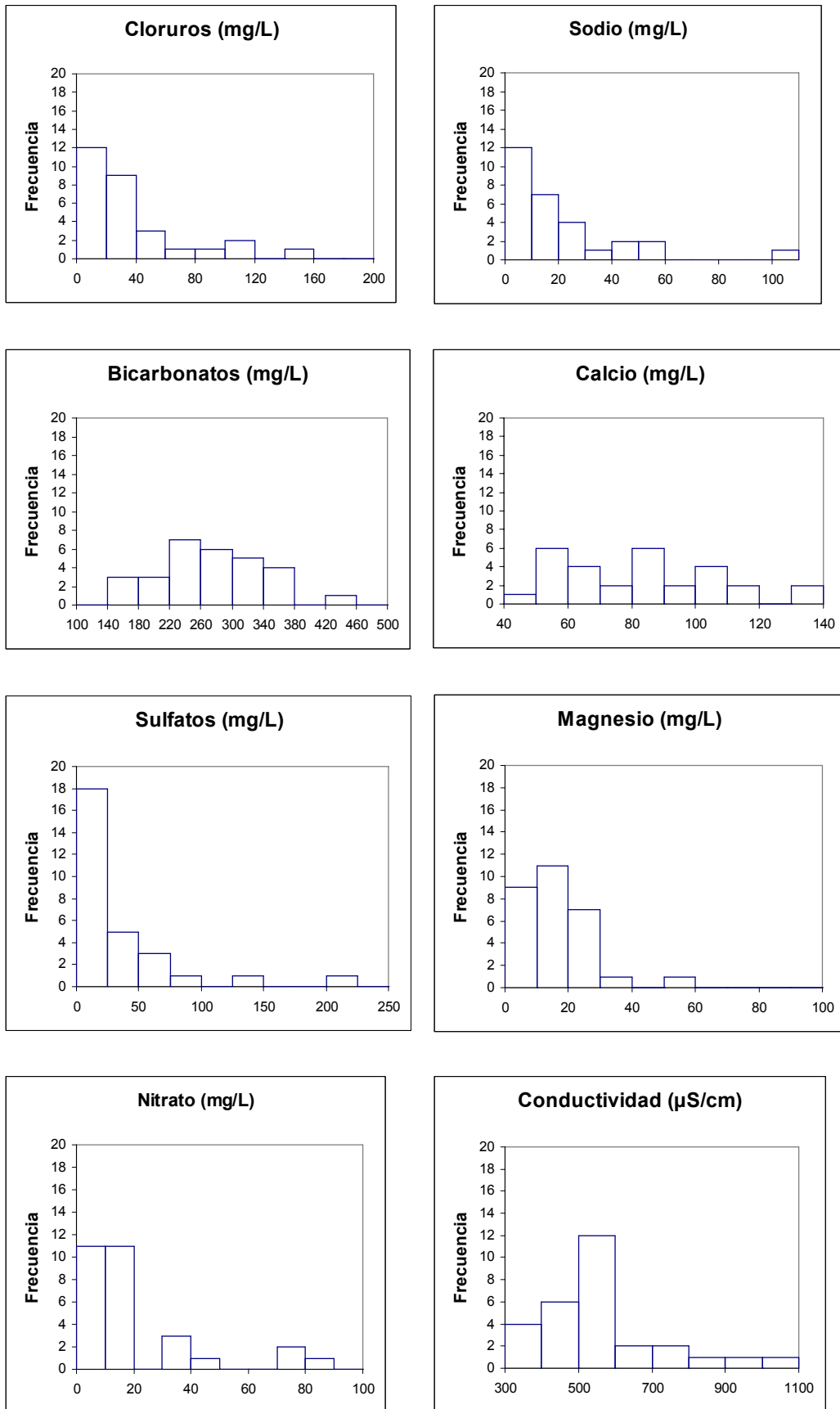


Figura 74. Histogramas de frecuencias de los componentes químicos más significativos.

A partir de los datos expuestos se puede realizar una primera interpretación del origen de las especies químicas presentes en el agua:

- a. De la distribución del cloruro y el sodio puede deducirse un origen similar. En ambos casos aparece un máximo en la clase de valores de frecuencia más bajos, lo que sugiere una procedencia meteórica por aportes del agua de lluvia concentrada por evapotranspiración antes de la infiltración. En cambio, los valores más elevados tienen una clara procedencia litológica. Estos valores solo aparecen en los manantiales relacionados con el travertino de La Guardia, en el acuífero Mioceno de Mancha Real, en el manantial de Las Pilas de la Guardia (nº 2), y en el Molino Viejo (nº 21), es decir, todos aquellos puntos en los que el sustrato está constituido por la Unidad Olistostrómica y que no están directamente relacionados con las zonas saturadas de los acuíferos carbonáticos jurásico o cretácico.
- b. El sulfato aparece en contenidos elevados en los mismos puntos que el cloruro y el sodio, pero además se detectan valores importantes en los manantiales del Mioceno del Puerto de Pegalajar y algunos de los manantiales del arroyo del Bercho, los más alejados de los afloramientos carbonáticos. En algunos de estos puntos se detectan elevados contenidos en nitratos (nº 5 y 27), por lo que parte del sulfato podría provenir del uso de fertilizantes en agricultura, en cambio en otros, el origen debe ser meteórico. Los puntos relacionados con la zona saturada de los carbonatos presentan bajos valores y su origen puede achacarse a los aportes del agua de lluvia.
- c. El origen del nitrato puede interpretarse mayoritariamente por aportes naturales, tales como la descomposición de materia orgánica (de origen vegetal) en la superficie de los afloramientos permeables; sin embargo, en puntos concretos, se deduce una procedencia no natural que se interpreta como consecuencia de la lixiviación de fertilizantes utilizados en el cultivo de olivar o de huertas en las zonas cercanas a los núcleos de población, como en la fuente de Pulpite (nº 9), el manantial de las Pilas de la Guardia (nº 2), la Fuente Alta del Puerto (nº 5) y los manantiales del travertino de La Guardia.

En los diferentes diagramas de las figuras 67, 68, 69, 71 y 73 he utilizado un código de colores que corresponde a los distintos sectores que he considerado, y que responde a zonas con claras diferenciaciones desde el punto de vista hidroquímico e hidrológico, apoyadas por observaciones sobre la cota a la que se sitúan los puntos principales de descarga y otras de tipo estructural. En los apartados que siguen, se analizan los

resultados de los datos hidroquímicos obtenidos para cada uno de los sectores considerados y se describen las razones fundamentales, desde el punto de vista hidroquímico, que han llevado a la diferenciación de los mismos.

2.2 CARACTERIZACIÓN POR SECTORES

2.2.1 SECTOR DEL ARROYO DEL BERCHO

En el diagrama de Stiff de la figura 67 he diferenciado en la zona suroriental del acuífero, en color rosa claro, un grupo de puntos de agua relacionados con un sector de carbonatos del Cenomaniense inferior que aparece a cotas elevadas y desconectado, desde el punto de vista hidrogeológico, del sector principal del Estanque. El drenaje de este sector se produce a favor de pequeños manantiales que descargan mayoritariamente hacia el arroyo del Bercho, aunque también hay pequeñas descargas hacia la cabecera del barranco de los Charcones (figura 75).

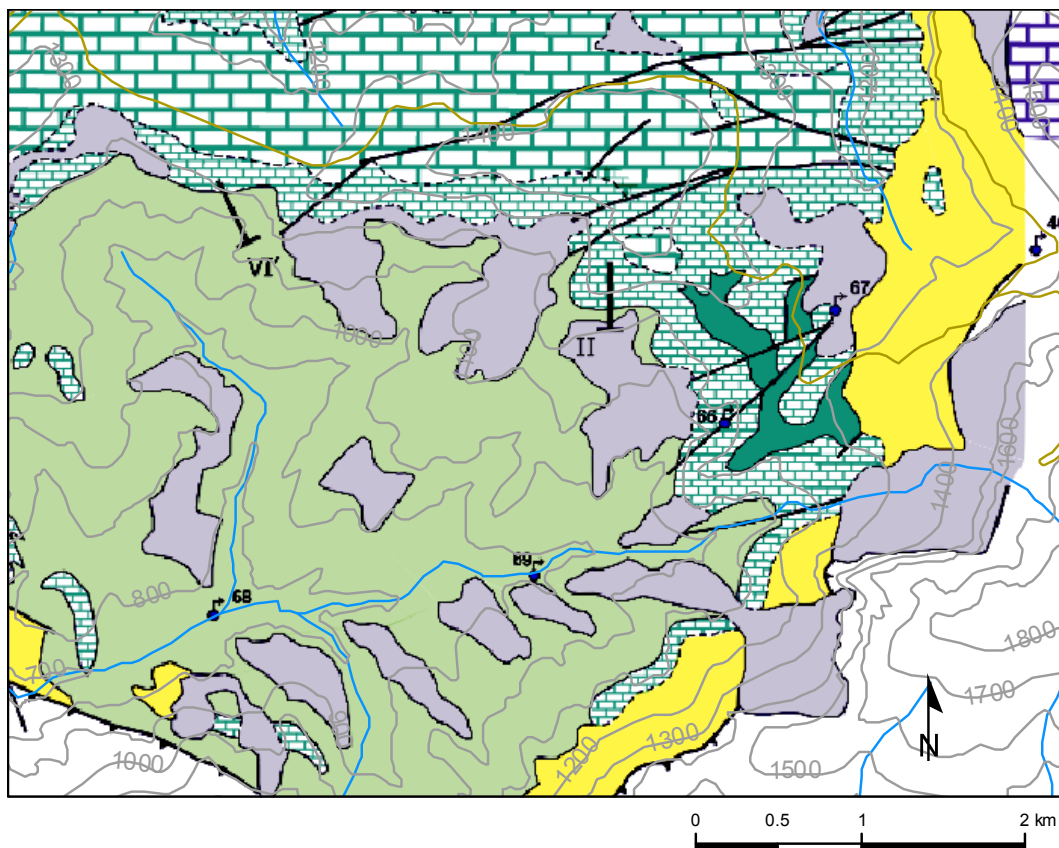


Figura 75. Plano hidrogeológico del sector del arroyo del Bercho. Leyenda similar a la del plano de la figura 26.

El manantial del Cortijo de Almajar (nº 67) es el que se sitúa a mayor cota; a lo largo del Arroyo del Bercho, aguas abajo, existen otros tres manantiales cuyas aguas muestran una relación con este manantial, como puede deducirse del diagrama de Piper de la figura 76 en el que he representado exclusivamente las aguas drenadas por los puntos atribuidos a este sector. En el diagrama se observa como paulatinamente, aguas abajo del afloramiento cretácico, las aguas van evolucionando desde facies bicarbonatada cálcica hacia sulfatada magnésica. Al mismo tiempo van adquiriendo una mayor mineralización, con conductividades desde unos 340 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 470 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 540 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y finalmente 894 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en el manantial de menor cota, enriqueciendo especialmente su contenido en sulfato y magnesio, que van sustituyendo al bicarbonatos y al calcio como anión y catión dominantes. Esto último se observa aún con mayor claridad en los diagramas de la figura 77. En el de la izquierda se representa el % de meq/L de Ca^{2+} en relación al % de meq/L de Mg^{2+} y en el de la derecha el de HCO_3^- en relación con el SO_4^{2-} .

El incremento en el contenido de magnesio con respecto al calcio parece indicar la descarga de aguas con mayor tiempo de residencia en el acuífero, lo que es lógico que suceda en manantiales de menor cota relacionados con una misma área de recarga.

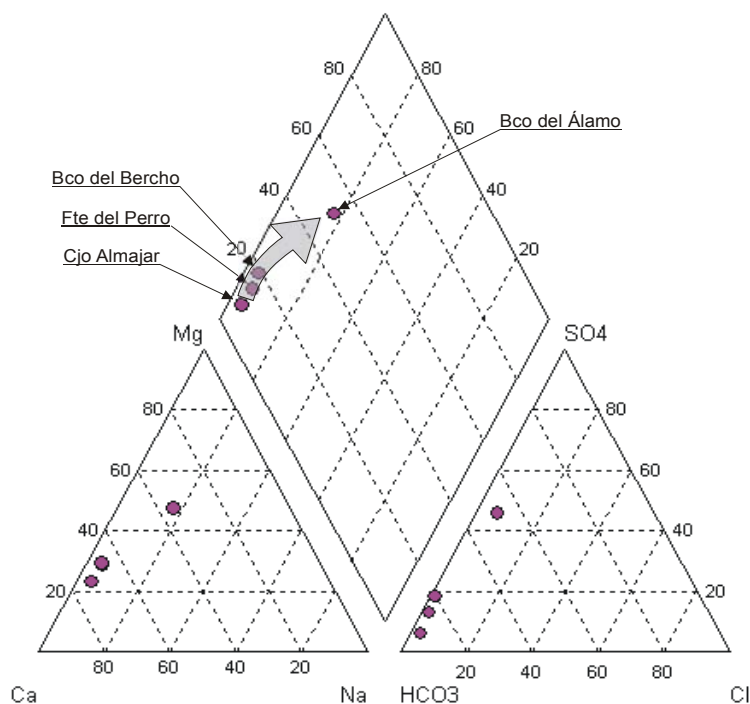


Figura 76. Diagrama de Piper para las aguas del sector del Ayo. del Bercho.

El incremento en sulfato se produce en los manantiales que surgen directamente en las margocalizas cretácicas, que constituyen el sustrato del acuífero carbonático, con un incremento muy significativo desde 50 mg/L en el manantial del Barranco del Bercho (nº 69) a 211 mg/L en el del Barranco del Álamo (nº 68). Los nitratos también presentan un incremento similar desde valores de 8 mg/L a 36 mg/L en los mismos manantiales, lo que sugiere la creciente influencia de fertilizantes utilizados en el olivar aguas abajo del área de recarga.

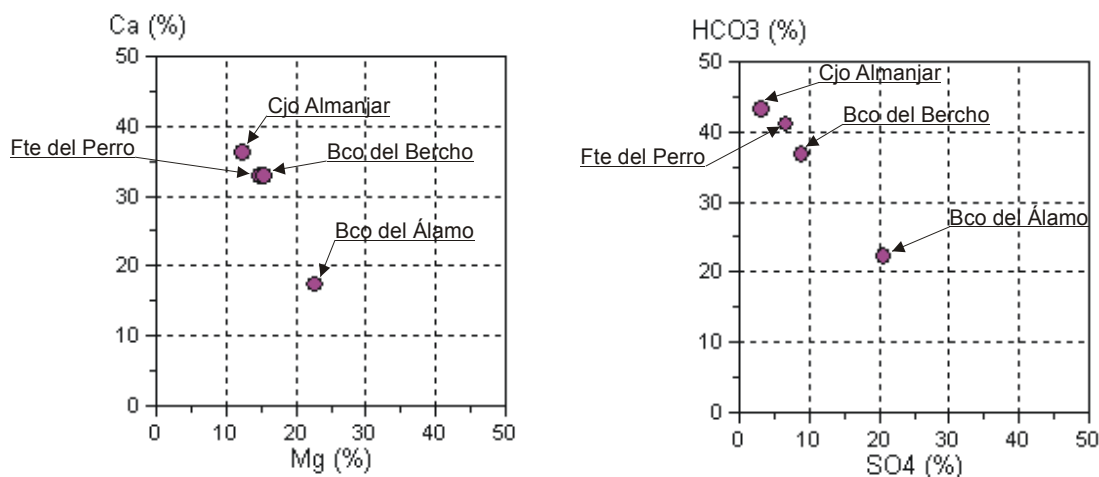


Figura 77. Diagrama de Ludwig-Langelier en el que se muestra la relación entre el contenido en Mg^{2+} y Ca^{2+} (izquierda) y SO_4^{2-} y HCO_3^- en los manantiales del Arroyo del Bercho.

2.2.2 SECTOR DE ALMADÉN

En la figura 67 de diagramas de Stiff modificado, además de los manantiales relacionados con los acuíferos de las Sierras de Mancha Real-Pegalajar, he representado cuatro manantiales que drenan carbonatos jurásicos del vecino acuífero de Almadén (figura 78), con el que, como se indicó en el capítulo IV, podría estar relacionado el manantial de Los Charcones (nº 25), en lugar de con el acuífero cretácico en cuyos materiales surge. Esta última es la interpretación tradicionalmente asumida en todos los trabajos anteriores (IGME, 1983, 1988a; López-Geta *et al.*, 1991; ITGE, 1990, 1991; DGOH 1992, 1994; DGOH-ITGE, 1996; ITGE-Diputación de Jaén, 1997), la cual se tratará de rebatir en esta tesis doctoral.

Los manantiales del acuífero de Almadén estudiados son los denominados Alberca Charcón (nº 41) (1084 m s.n.m.), Fuente Alta (nº 26) (1077 m s.n.m.), Navaparís (nº 31) (1192 m s.n.m.) y Fuente del Médico (nº 40) (1335 m s.n.m.). Los dos primeros se

sitúan a cotas similares a la del manantial de los Charcones (1047 m s.n.m.), el tercero más alejado y a cotas más elevadas que los dos anteriores, y el último es el que surge a mayor cota, en la cabecera del barranco de los Charcones y posiblemente drena un nivel colgado dentro de los carbonatos jurásicos.

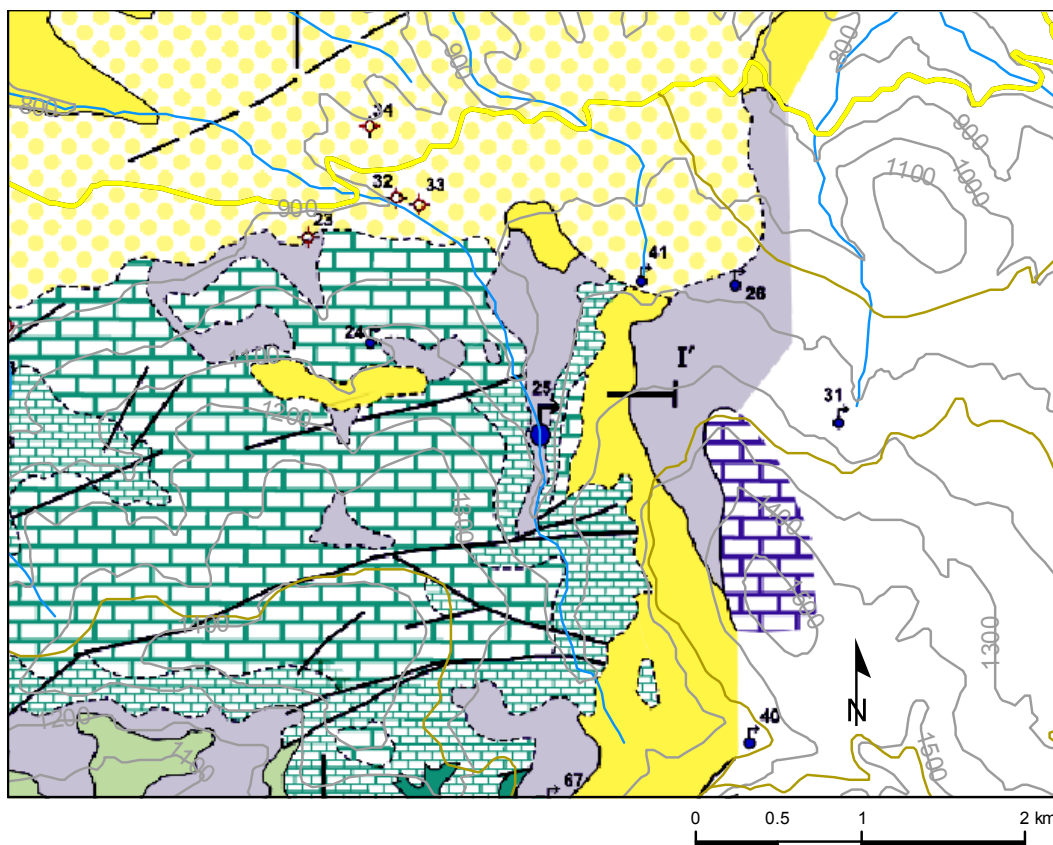


Figura 78. Plano hidrogeológico del sector de Almadén. Leyenda similar a la del plano de la figura 26.

De estos manantiales, la Fuente Alta es la que presenta mayores similitudes con el manantial de Los Charcones, no solo desde el punto de vista hidroquímico, como se verá a continuación, sino que su cota de descarga es muy similar, aunque ligeramente más elevada, por lo que sus caudales medios son inferiores, del orden de 5 L/s, frente a una media en torno a 20 L/s en Los Charcones.

El objeto del estudio de estos manantiales ha sido el de tratar de poner de manifiesto la relación entre las aguas drenadas por el manantial de los Charcones con el acuífero jurásico que conforma el Cerro del Saladillo (Unidad de Almadén), en lugar de con el acuífero cretácico de Mojón Blanco como había sido interpretado anteriormente. Esta diferenciación es importante, ya que la relación con uno u otro acuífero tiene trascendentes consecuencias en la distribución de los balances hídricos, y por tanto,

como se verá posteriormente, en la discusión sobre la existencia o no de una explotación por encima de sus recursos en el sector principal del acuífero cretácico, que ha sido el argumento principal mantenido para la declaración de sobreexplotación del acuífero (DGOH-ITGE, 1996; CHG, 2006a).

Los diagramas de Stiff modificado de la figura 67 muestran con claridad la similitud entre el quimismo de las aguas del manantial de Los Charcones y de los manantiales de Almadén, y el contraste con los puntos relacionados con el acuífero cretácico (sector del Estanque) que aparecen más mineralizados. Tanto las aguas del acuífero jurásico como cretácico presentan facies bicarbonatada cálcica, en cambio la conductividad de las aguas del acuífero jurásico presenta valores comprendidos entre 320 y 440 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y en el cretácico entre 490 y 590 $\mu\text{S}/\text{cm}$, apreciablemente superiores.

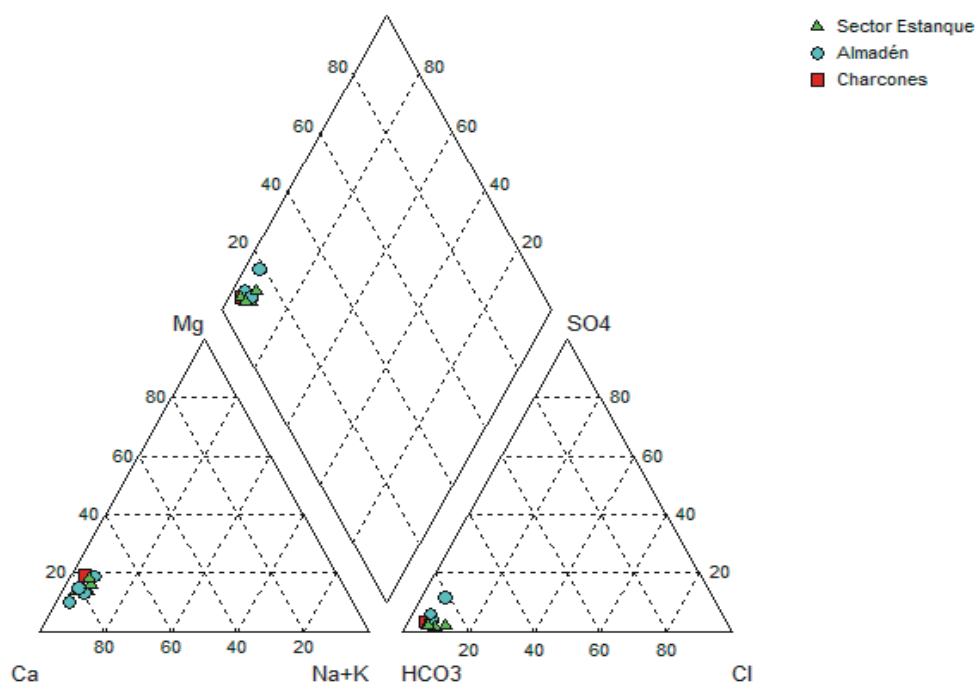


Figura 79. Diagrama de Piper que muestra la relación entre el manantial de los Charcones y los puntos de agua del acuífero de Almadén y del sector del Estanque.

El valor de la conductividad en el manantial de los Charcones es de 442 $\mu\text{S}/\text{cm}$, más cercano a los registrados en el acuífero jurásico.

En el diagrama de Piper de la figura 79 he representado exclusivamente los datos del manantial de los Charcones junto a los de los manantiales relacionados con el acuífero del Almadén y con los puntos de agua del sector del Estanque, que corresponden a la

zona saturada principal de los carbonatos cretácicos. El diagrama no discrimina las aguas con respecto a la mineralización total, y al presentar facies hidroquímicas similares no expone diferencias apreciables. En cambio, en el diagrama de Schoeller, de la figura 80, que indica la relación entre las diferentes concentraciones iónicas, se observa cómo las aguas del manantial de los Charcones se ajustan mejor a los valores de los manantiales del acuífero jurásico.

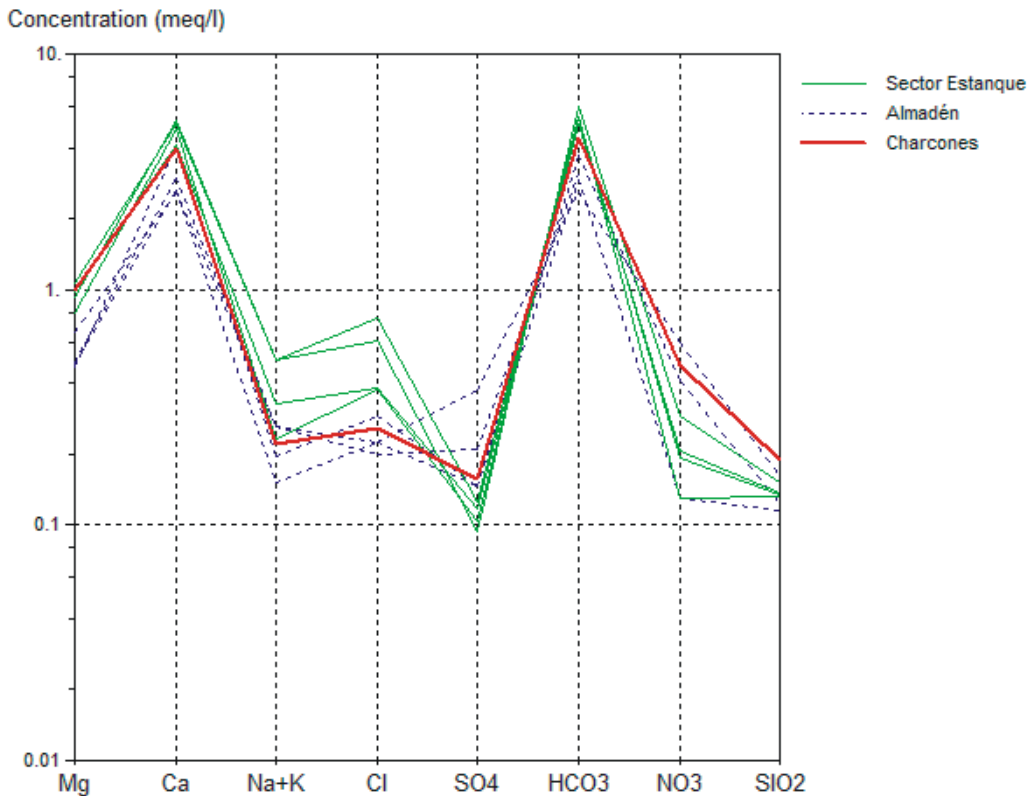


Figura 80. Diagrama de Schoeller que compara las aguas muestreadas en el manantial de los Charcones y los puntos de agua del acuífero de Almadén y del sector del Estanque.

Los diagramas de dispersión de la figura 81 muestran cómo las relaciones entre la conductividad eléctrica y los aniones diferencian con claridad las aguas de los acuíferos cretácico y jurásico, y cómo los valores de las aguas drenadas por el manantial de los Charcones se ajustan a los valores del acuífero jurásico, si bien, se observa una cierta influencia de los carbonatos cretácicos en los que surge. En los diagramas se indica el punto que representa Fuente Alta, que es sistemáticamente el que mayor semejanza presenta con Los Charcones, especialmente en lo que respecta a la relación Cond/Cl^- y $\text{Cond}/\text{SO}_4^{2-}$. También se ha incluido el diagrama de dispersión entre la conductividad y la sílice, que muestra un comportamiento similar.

En la figura 82 se expone, en el diagrama de la izquierda, la relación entre el contenido en NO_3^- y la conductividad del agua, y en el de la derecha, la relación NO_3^- con la cota a la que se sitúa el manantial o a la que se sitúa el nivel piezométrico (se ha considerado la fecha de mayo de 2003) para las muestras procedentes de sondeos.

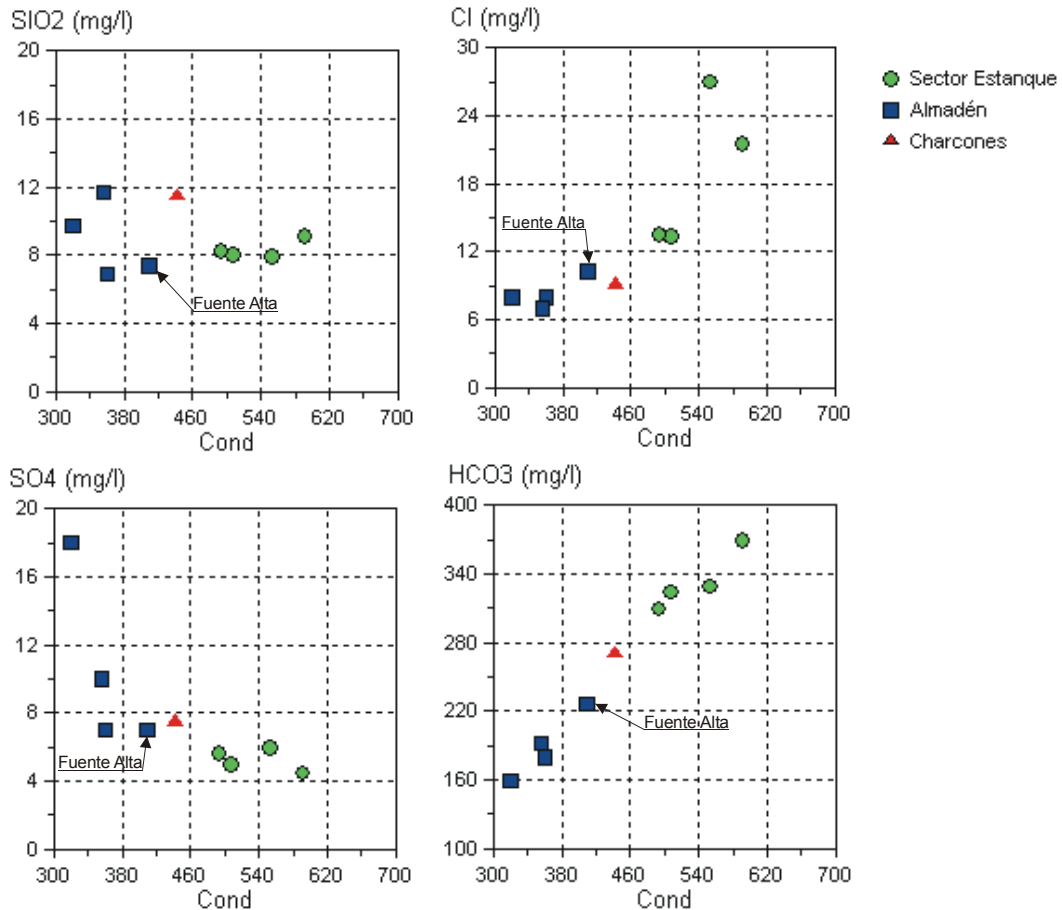


Figura 81. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre la conductividad eléctrica (expresada en $\mu\text{S}/\text{cm}$ a $25\text{ }^\circ\text{C}$) los aniones y la sílice de los puntos de agua muestreados en el acuífero jurásico de Almadén, el acuífero cretácico (sector del Estanque) y el manantial de Los Charcones.

La relación que muestran los NO_3^- con la posición del nivel piezométrico es muy indicativa de la procedencia de las aguas. En el gráfico de la izquierda se observa cómo los valores de conductividad diferencian claramente las aguas de los acuíferos cretácico y jurásico, y el valor del nitrato está relacionado, en el acuífero jurásico, con la cota a la que se sitúa el manantial siendo menor a mayor cota, mientras que en el cretácico los valores de todos los puntos presentan un contenido similar, al ser todos representativos de una misma zona saturada y no existir procesos de contaminación.

El manantial de Los Charcones se ajusta, especialmente bien al manantial de Fuente Alta, y en menor medida al Alberca Charcón, ambos representan descargas de la misma zona saturada, si bien en Alberca Charcón el mayor contenido en nitratos podría estar relacionado con una influencia de contaminación por fertilizantes utilizados en olivar. En cambio, los manantiales de Navaparís y Fuente del Médico representan descargas de zonas saturadas desconectadas de la anterior y situadas a mayor cota, si bien están relacionadas con unas mismas áreas de recarga.

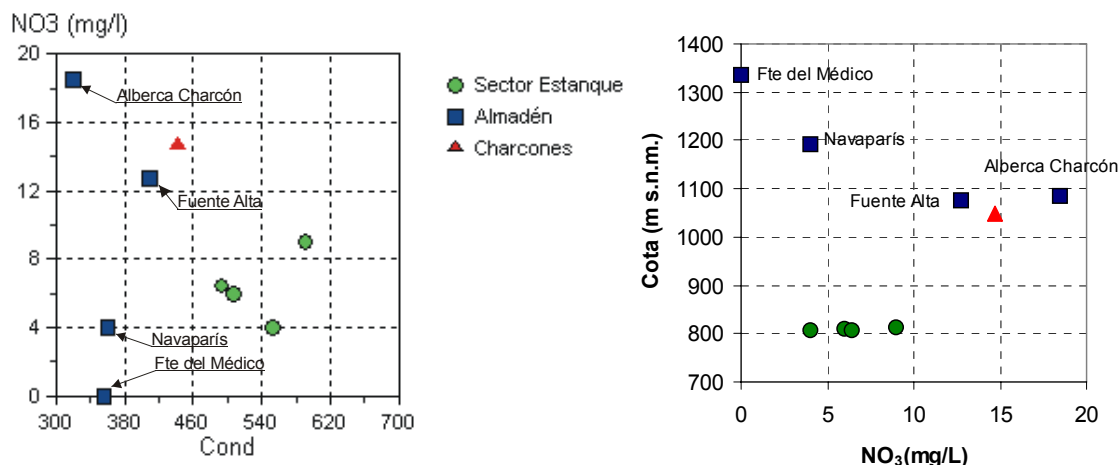


Figura 82. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre el contenido en nitratos con la conductividad eléctrica (expresada en $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 25°C) y con la cota de agua de los puntos relacionados con el acuífero jurásico de Almadén, el acuífero cretácico (sector del Estanque) y el manantial de Los Charcones.

Los gráficos de dispersión conductividad/cationes de la figura 83 reflejan nuevamente las diferencias entre las aguas del acuífero jurásico y cretácico, y la gran similitud entre las aguas de Fuente Alta y Los Charcones, con la excepción de la relación conductividad/ Mg^{2+} .

El magnesio es el único ión presente en las aguas del manantial de Los Charcones, cuyas concentraciones se ajustan mejor al acuífero cretácico. Según algunos autores (Moral, 2005), la relación $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ puede ser utilizada como indicativo de aguas con mayor tiempo de residencia en el acuífero, lo que significa que la mayor concentración de Mg^{2+} que aparece en el manantial de los Charcones, en relación al resto de manantiales del acuífero de Almadén, sugiere una circulación más compleja para este manantial. Por otra parte, esto es lo que se observa, ya que el agua ha de pasar desde el acuífero jurásico hacia el cretácico hasta alcanzar el punto de surgencia, lo que no ocurre en el resto de manantiales.

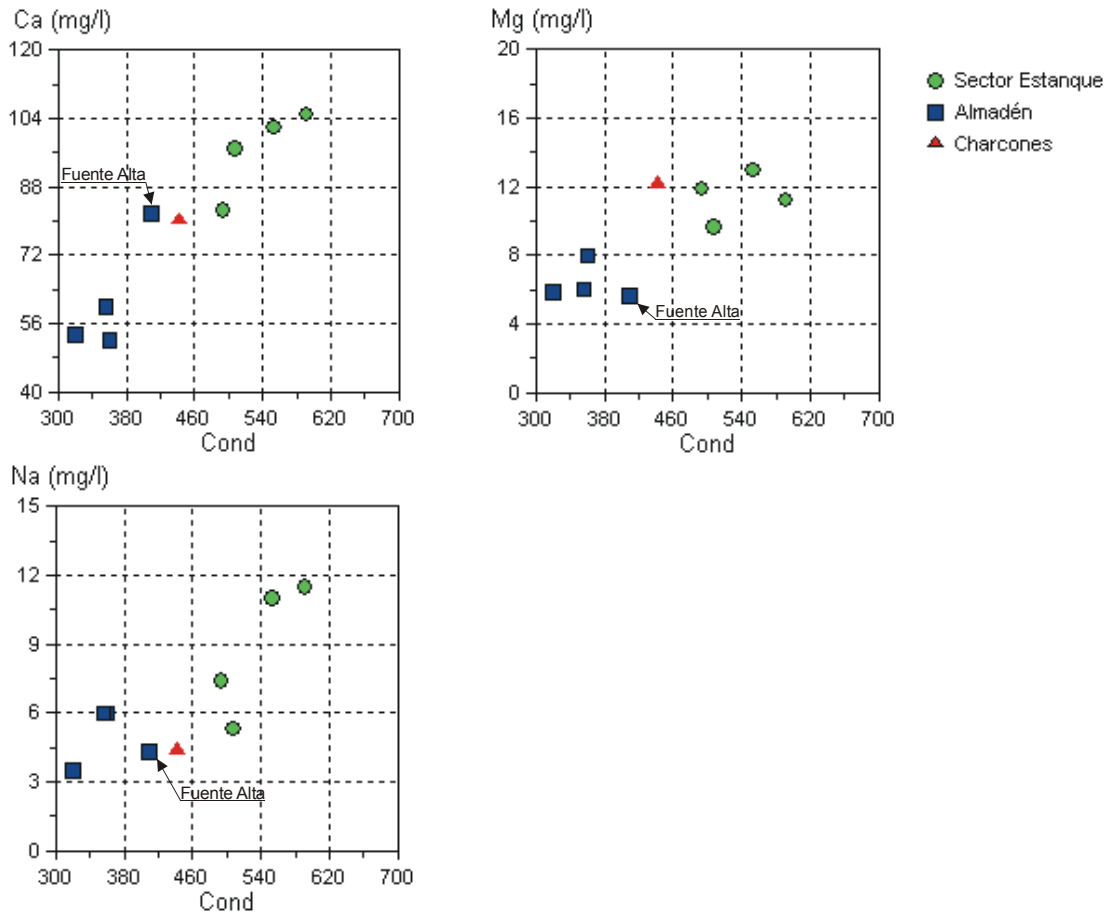


Figura 83. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre la conductividad eléctrica (expresada en $\mu\text{S}/\text{cm}$ a $25\text{ }^\circ\text{C}$) y los cationes de los puntos de agua muestreados en el acuífero jurásico de Almadén, el acuífero cretácico (sector del Estanque) y el manantial de Los Charcones.

En la figura 84 se han incluido también los gráficos de dispersión que relacionan los principales aniones y cationes presentes en las aguas. En los gráficos quedan claramente diferenciadas las aguas de ambos acuíferos. Las relaciones $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$, $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}$, y Cl^-/Na^+ muestran una total similitud entre el manantial de Los Charcones y Fuente Alta y con valores más acordes a los del acuífero jurásico; en cambio, las relaciones que incluyen al Mg^{2+} nuevamente muestran valores para el manantial de Los Charcones más cercanos a los del acuífero cretácico.

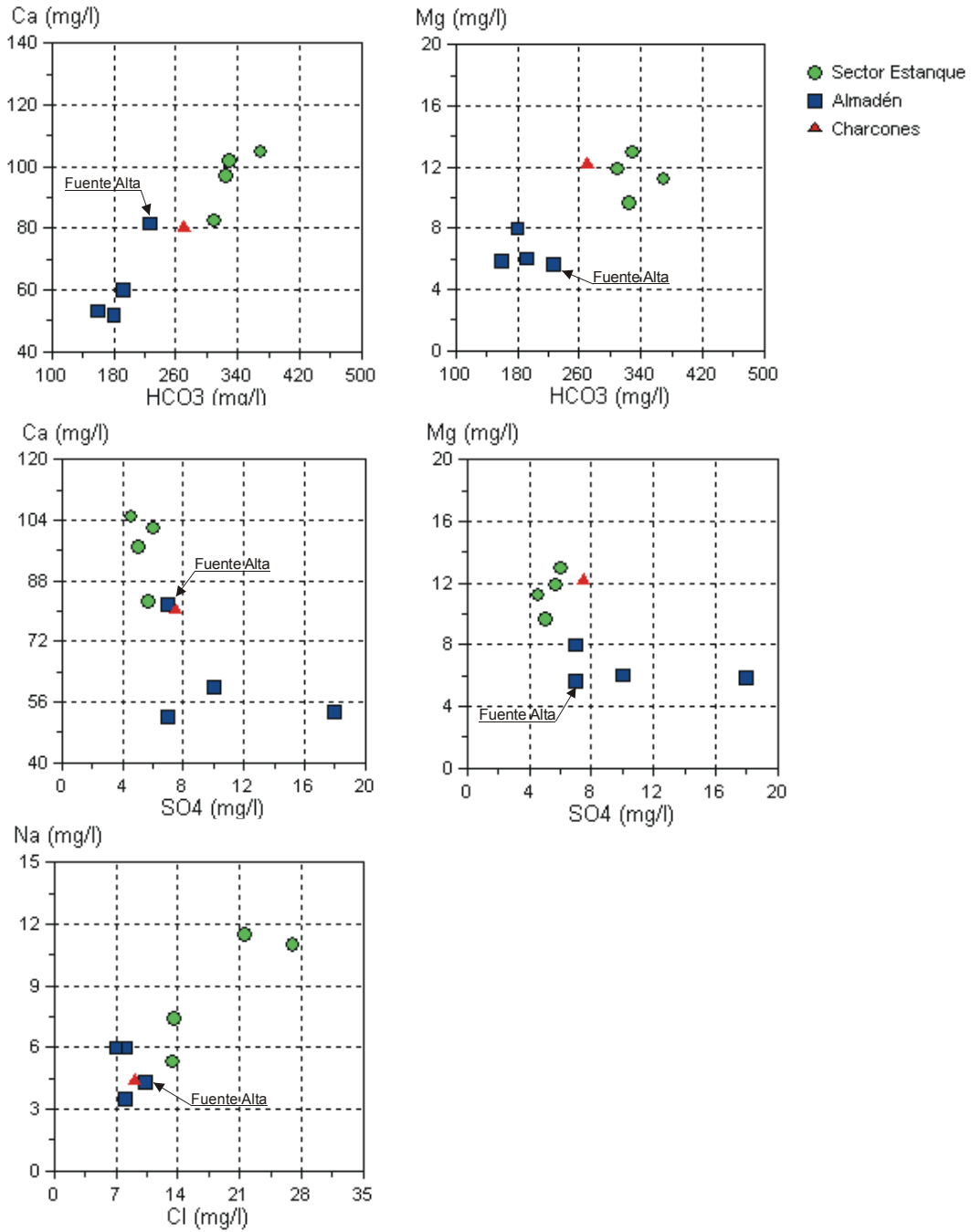


Figura 84. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre los principales cationes y aniones de los puntos de agua muestreados en el acuífero jurásico de Almacén (Cerro del Saladillo), el acuífero cretácico (sector del Estanque) y el manantial de Los Charcones.

2.2.3 SECTORES DEL ESTANQUE Y LA GUARDIA

Las aguas de los puntos situados en el sector del Estanque se relacionan con la zona saturada principal del acuífero cretácico, cuyo punto de descarga más importante es el manantial de La Reja (nº 49), en el centro urbano de Pegalajar. En la figura 67, los diagramas de Stiff modificado de los puntos de agua pertenecientes a este sector se han coloreado en verde claro, y en verde oscuro los pertenecientes al sector de La Guardia, que incluye la zona saturada del flanco norte de la Serrezuela de Pegalajar y del afloramiento cretácico sobre el que se asienta parte del casco urbano de La Guardia. También se han incluido dos manantiales que se sitúan en el entorno de La Guardia a cotas inferiores al nivel piezométrico principal marcado por los sondeos del Castillo, y relacionados con el travertino sobre el que se sitúa parte del núcleo urbano de La Guardia, son los manantiales de Fuente La Fría (nº 47) y El Mengogil (nº 65) (figura 85).

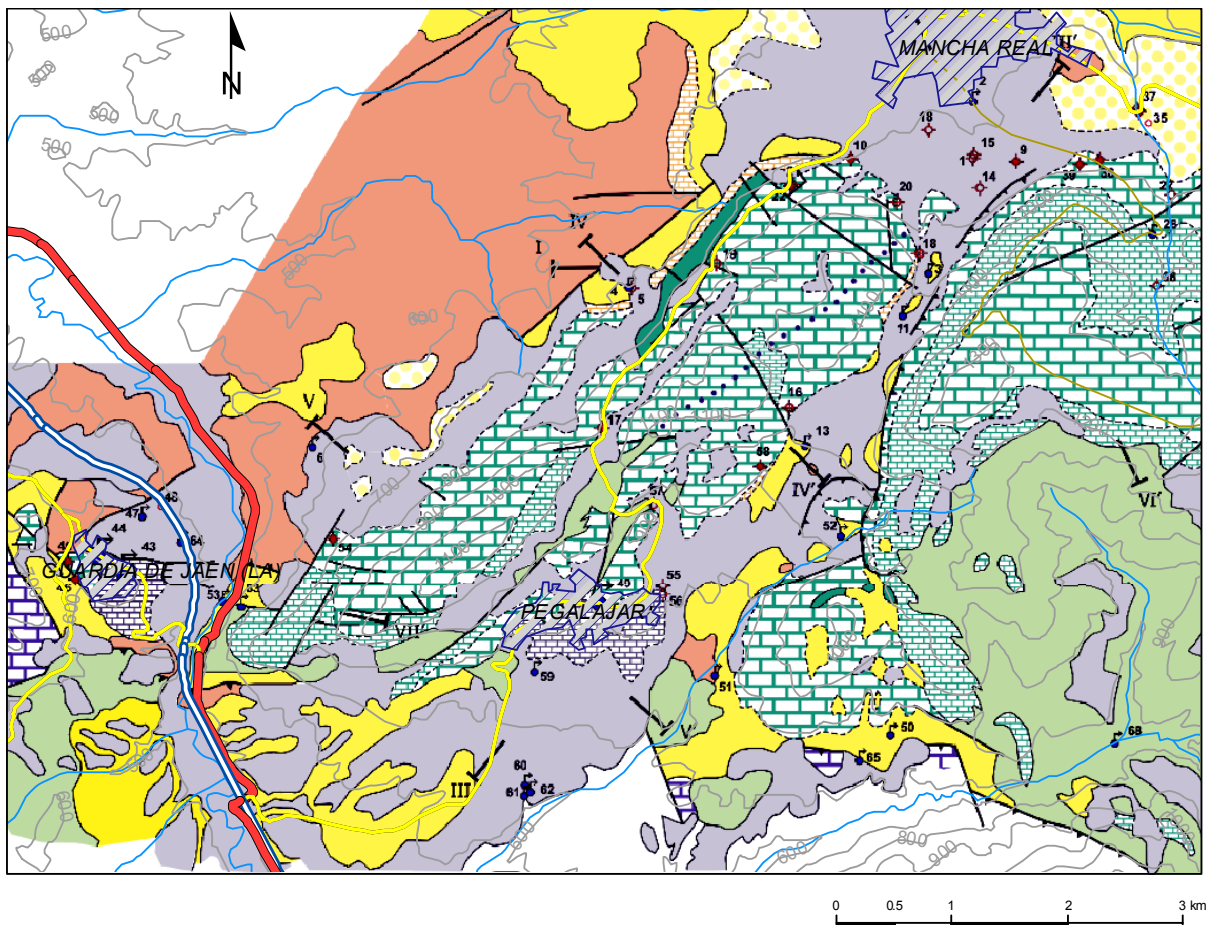


Figura 85. Plano hidrogeológico del sector del Estanque y La Guardia. Leyenda similar a la del plano de la figura 26.

La morfología de los diagramas de Stiff muestra claras diferencias en los puntos de los sectores del Estanque y La Guardia, ya que si bien la mineralización total es similar, con la excepción de los manantiales relacionados con el travertino de La Guardia, se observa un mayor contenido en Mg^{2+} y en Cl^- en el segundo sector y un menor contenido en Ca^{2+} .

En la figura 86 se muestra un diagrama de Piper en el que se han representado los puntos de los dos sectores. En el sector del Estanque las aguas presentan facies bicarbonatada cálcica, observándose una evolución desde los puntos más cercanos a la zona de recarga (sondeos de La Cantera y Los Pinos) a la de descarga (manantial de La Reja) hacia un ligero incremento en el contenido en magnesio y de cloruros.

El incremento en Cl^- continua con la misma tendencia hacia los puntos situados en el flanco noroccidental de la Serrezuela de Pegalajar en el sector de La Guardia y finalmente hacia los hacia los sondeos que perforan el afloramiento cretácico de la Guardia. En cambio, el contenido en Mg^{2+} se incrementa de forma más brusca en los puntos del sector de La Guardia con respecto a los del Estanque.

La tendencia continuada en el incremento en Cl^- apoya la existencia de una relación hídrica entre todos estos puntos. Este tipo de tendencia es la que se produce normalmente en aguas cada vez más evolucionadas en el acuífero y, según algunos autores (Custodio, en Custodio y Llamas, 1983) es debido a que el ión Cl^- nunca llega a alcanzar la saturación en el medio subterráneo, por lo que las aguas incrementan su contenido en función de la distancia al lugar de infiltración simplemente como consecuencia de pequeñas cantidades que pudiera aportar el terreno por el que circula.

En cuanto al comportamiento de los iones Ca^{2+} y Mg^{2+} , ya se ha sugerido anteriormente la posible existencia de precipitación de calcita como consecuencia de de procesos de disolución incongruente de dolomita, deducida a partir de los ACPs realizados en el apartado 2.1. Esta cuestión es debatida más ampliamente en capítulos posteriores.

La relación hídrica entre los sectores del Estanque y La Guardia ya fue sugerida en las conclusiones obtenidas a partir del análisis piezométrico realizado en el capítulo IV. En el sector de la Guardia las aguas pasan a ser mayoritariamente de facies

bicarbonatada cálcico-magnésica, con una mineralización total similar a la del Estanque.

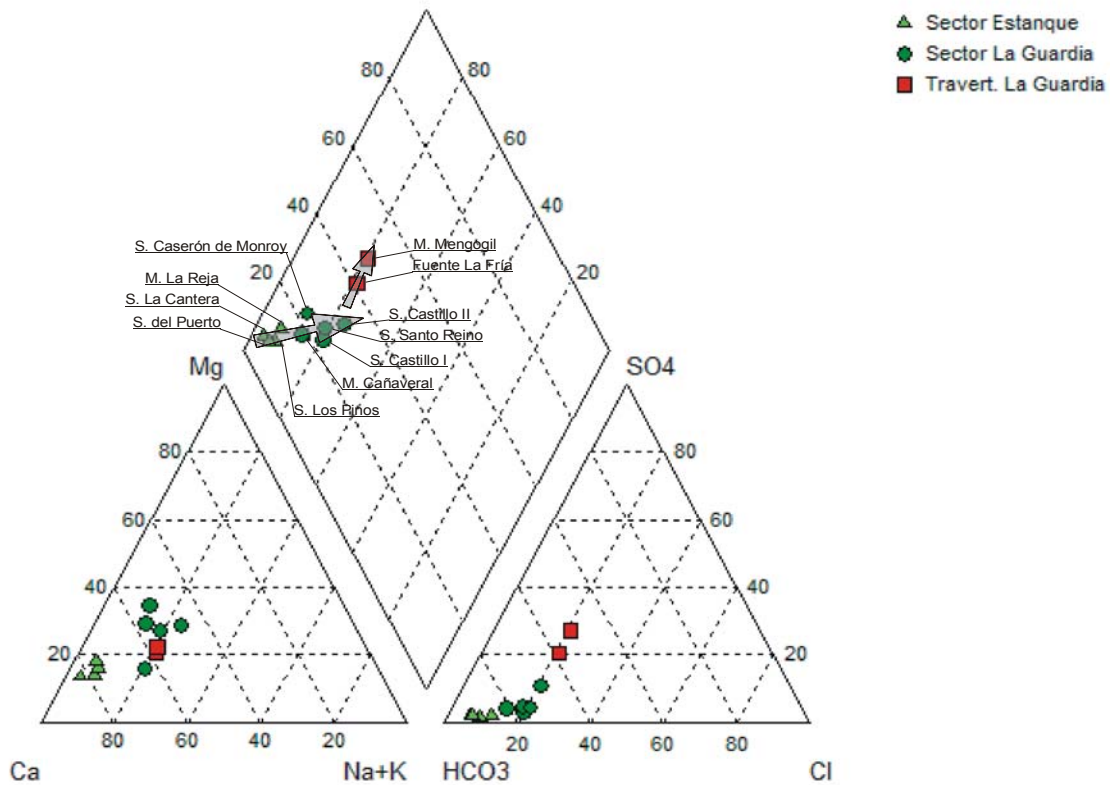


Figura 86. Diagrama de Piper que compara las aguas muestreadas en el sector del Estanque, el sector de la Guardia y los manantiales del travertino de La Guardia.

En el entorno del núcleo de la Guardia se han estudiado dos manantiales que surgen en el edificio travertínico sobre el que se asienta el pueblo. Tanto el diagrama de Piper como los de Stiff modificado muestran cómo estos manantiales incrementan notablemente su conductividad con respecto a las aguas captadas por los sondeos del Castillo desde valores en torno a 500-600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ hacia valores de 800 y cerca de 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y también su contenido en magnesio, sulfato, cloruro y sodio. Además se registran fuertes incrementos en nitrato, lo que sugiere la influencia del retorno de aguas de regadío en las huertas cercanas al pueblo y que se sitúan sobre el travertino. El agua utilizada para el riego procede en su mayor parte del río Guadalbullón con alta conductividad e importantes contenidos en sulfato, ya que el río discurre por materiales yesíferos de origen triásico. Su uso podría condicionar de forma importante el quimismo de estos manantiales, si bien no hay que descartar la posible influencia del sustrato sobre el que se asienta el travertino, en gran parte constituido por estos mismos materiales salinos.

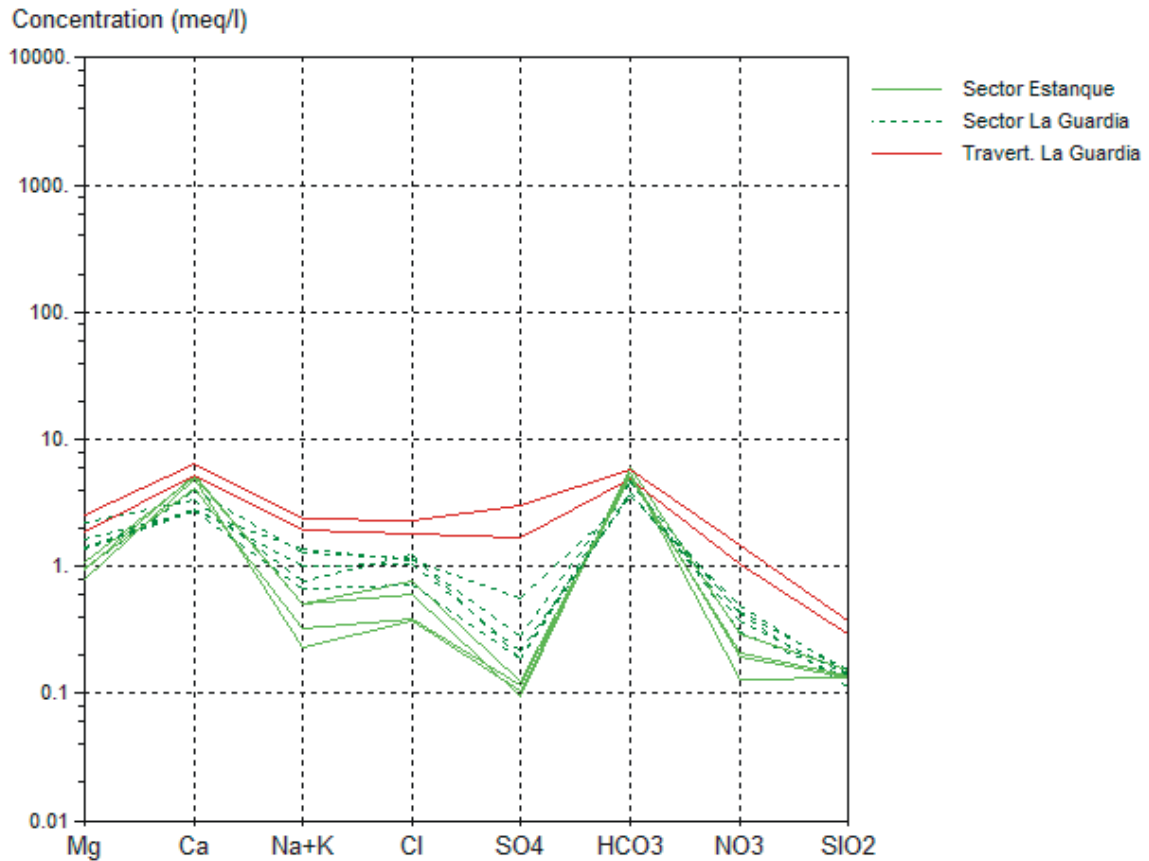


Figura 87. Diagrama de Schoeller que compara las aguas muestreadas en los puntos de agua de los Sectores del Estanque y La Guardia y los manantiales del travertino de La Guardia.

La figura 87 muestra un diagrama de Schoeller en la que se han representado, con diferente simbología, los valores correspondientes a los sectores del Estanque y La Guardia y los manantiales de los travertinos de La Guardia. El diagrama muestra cómo el valor del bicarbonato se mantiene similar en todos los puntos, aunque con un ligero descenso en los situados en el sector de La Guardia; el contenido en sílice es del mismo orden y solo se registra un incremento en los manantiales del travertino de La Guardia; el calcio disminuye desde el Sector del Estanque hacia el de La Guardia y luego se incrementa ligeramente en los manantiales del travertino; en el magnesio, sodio, cloruro, sulfato y nitrato hay un incremento desde el sector del Estanque hacia el de La Guardia y hacia los manantiales del travertino.

En la figura 88 se muestran los diagramas de dispersión que relacionan la conductividad con los aniones, y en la figura 89 con los cationes y la sílice.

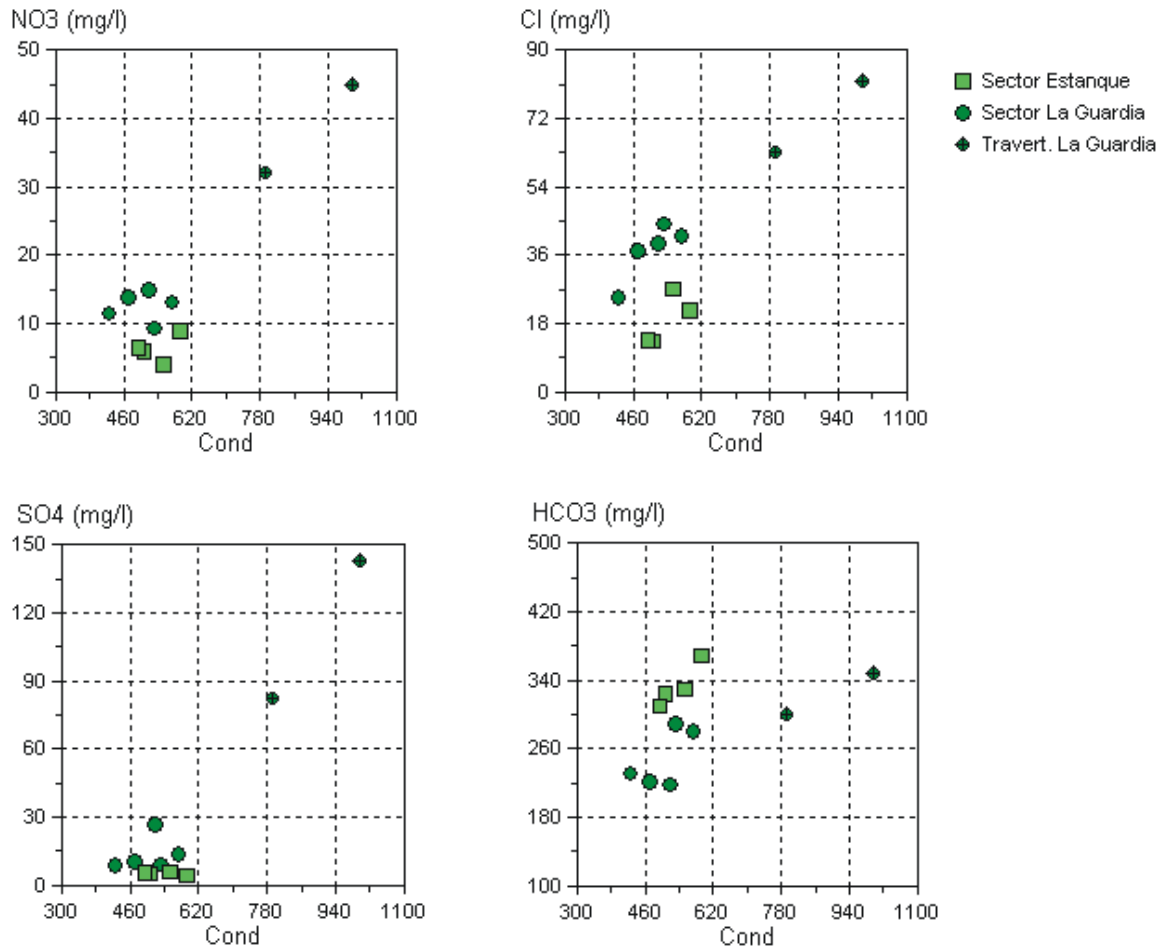


Figura 88. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre la conductividad eléctrica (expresada en $\mu\text{S}/\text{cm}$ a $25\text{ }^\circ\text{C}$) y los aniones de los puntos de agua muestreados en los sectores del Estanque y La Guardia y los manantiales del travertino de La Guardia.

Los valores de conductividad son similares en todos los puntos de los sectores del Estanque y La Guardia, por lo que la dispersión se realiza en función del contenido en aniones o cationes. En todos los diagramas se observa un incremento desde el sector del Estanque hacia el de La Guardia, excepto en el bicarbonato y el calcio, en el que hay una disminución, y en los valores de sílice que se mantienen similares. Esto nuevamente sugiere la existencia de precipitación de carbonato cálcico en el paso de las aguas desde el sector del Estanque hacia el de La Guardia.

En la figura 90 se muestran los diagramas de dispersión que relacionan los principales aniones y cationes, que ilustran aún mejor los procesos descritos. Especialmente significativos son los que relacionan el bicarbonato con el calcio y el cloruro con el sodio. Este último se ha representado con mayor detalle y en meq/L en la figura 91, en la que se indican también los nombres de los puntos correspondientes. La relación

bicarbonato/calcio muestra un descenso lineal en ambos iones desde el sector del Estanque hacia el de La Guardia.

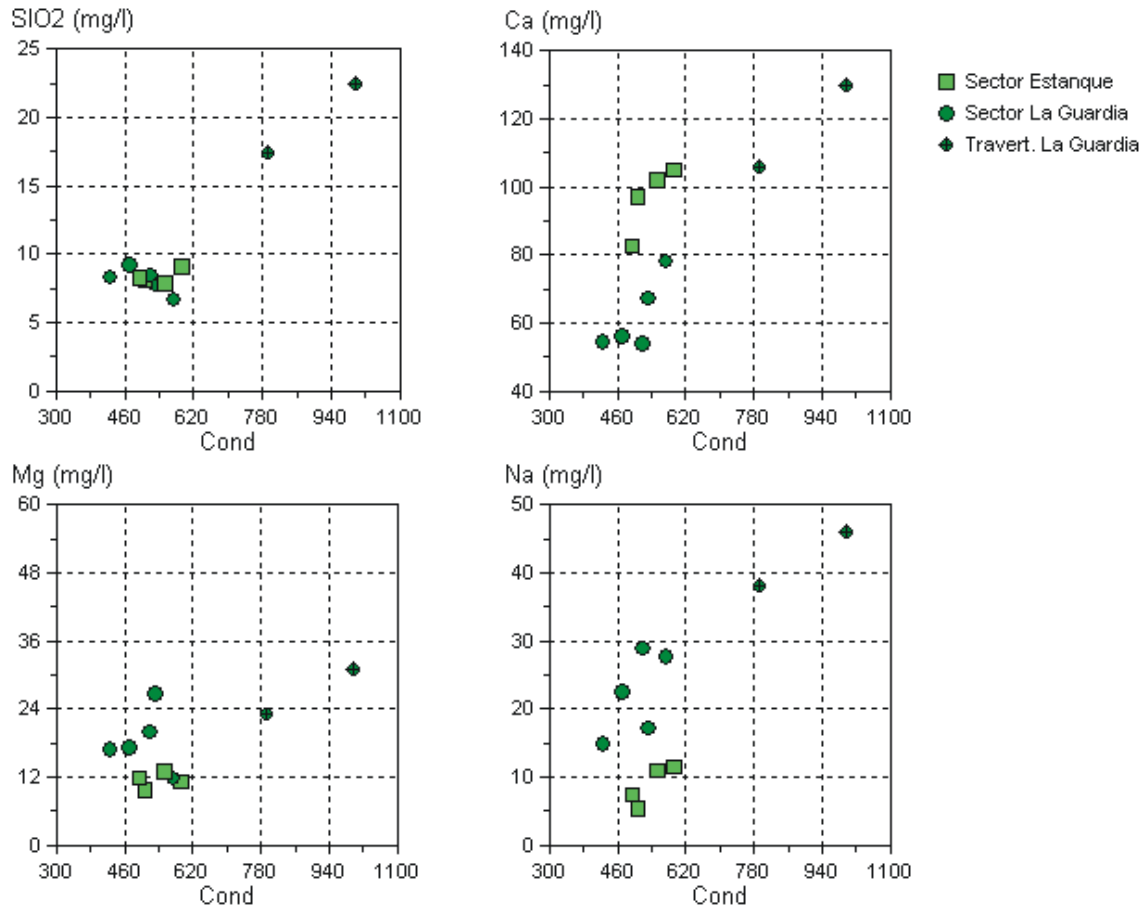


Figura 89. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre la conductividad eléctrica (expresada en $\mu\text{S}/\text{cm}$ a $25\text{ }^\circ\text{C}$) los cationes y la sílice de los puntos de agua muestreados en los sectores del Estanque y La Guardia y los manantiales del travertino de La Guardia.

La figura 91 muestra una relación lineal con paulatino incremento del cloro y el sodio del agua subterránea desde las áreas más alejadas del manantial de la Reja en el sector del Estanque, hacia este manantial y desde este manantial hacia el flanco septentrional de la Serrezuela de Pegalajar, y finalmente hacia los sondeos del afloramiento cretácico de La Guardia y los manantiales asociados. Esto sugiere la existencia de una relación hídrica entre todas estas zonas y que el río Guadalbullón como podría suponerse, no implica una barrera al flujo hídrico sino que el agua pasa bajo el mismo hacia la zona de descarga situada en el núcleo de La Guardia.

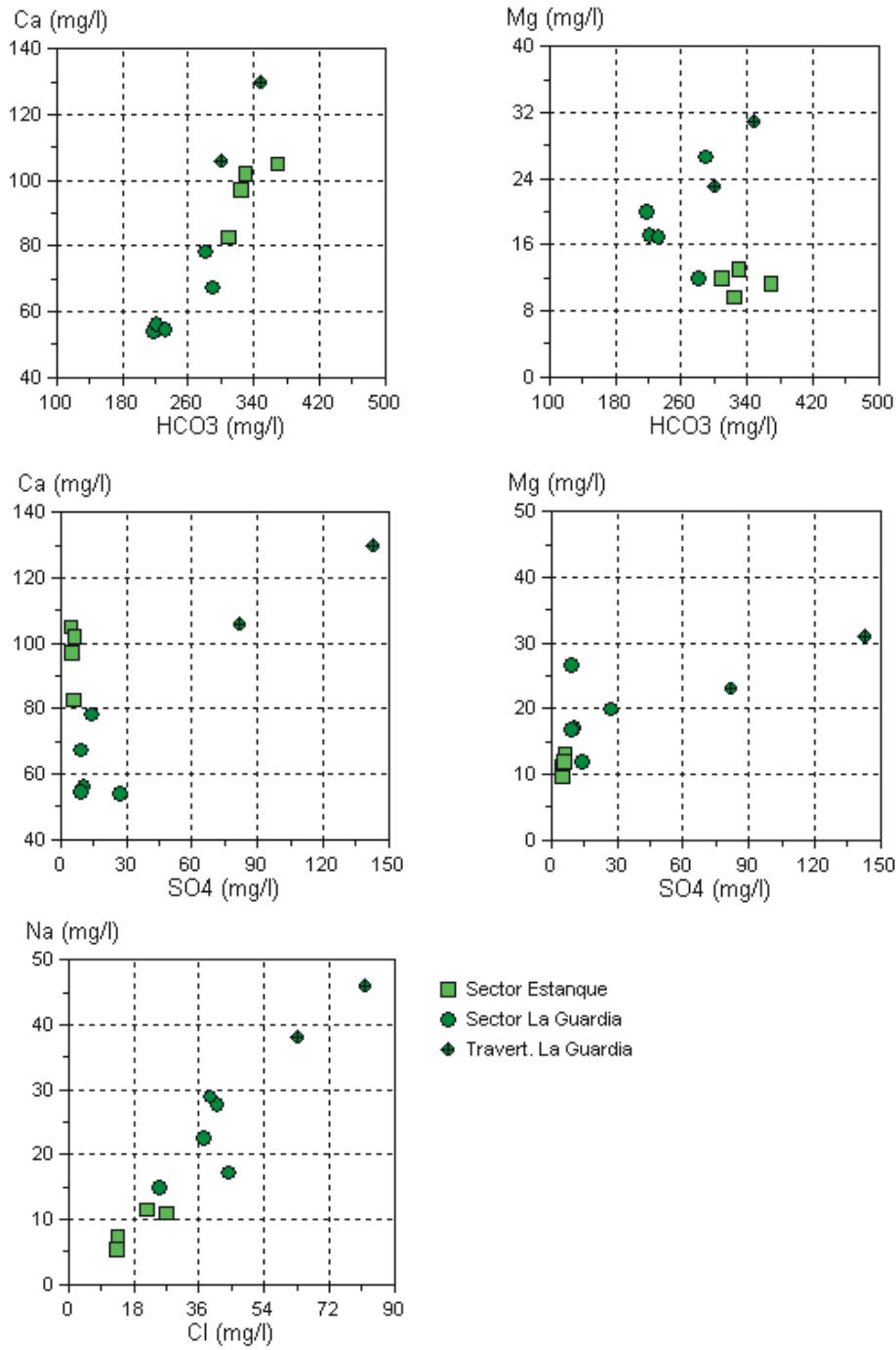


Figura 90. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre los principales cationes y aniones de los puntos de agua muestreados los sectores del Estanque y La Guardia y los manantiales del travertino de La Guardia.

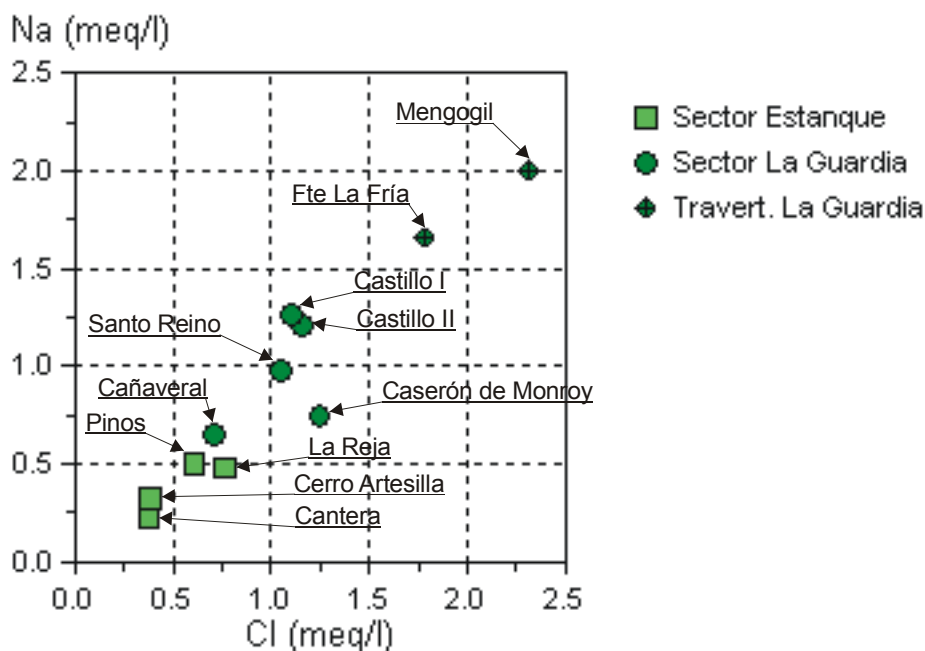


Figura 91. Diagrama de dispersión que relaciona el contenido en meq/L de Cl^- y Na^+ de las aguas de los sectores del Estanque y La Guardia.

2.2.4 SECTOR HOYO DE LA SIERRA

Al este del núcleo de Pegalajar se encuentra un promontorio carbonático cretácico de planta redondeada y que aparece conectado al afloramiento principal de Mojón Blanco por un estrecho pasillo. Asociados a este afloramiento aparecen diversos pequeños manantiales cuya cota de surgencia es apreciablemente inferior a la que presenta el sector del Estanque, que es el que conforma la zona principal de almacenamiento de agua subterránea en el conjunto de carbonatos cretácicos (figura 92).

Para caracterizar este sector desde el punto de vista hidroquímico he podido estudiar dos manantiales, si bien solo dispongo de aguas de crecida, pues en estiaje se encontraban secos. Se trata de los manantiales de El Albercón (nº 50) que se sitúa a 760 m s.n.m. y de Fuente Hornillos (nº 51), a 740 m s.n.m.. El principal punto de descarga del sector del Estanque, el manantial de la Reja, se sitúa a 796 m s.n.m., del orden de 50 m más elevado.

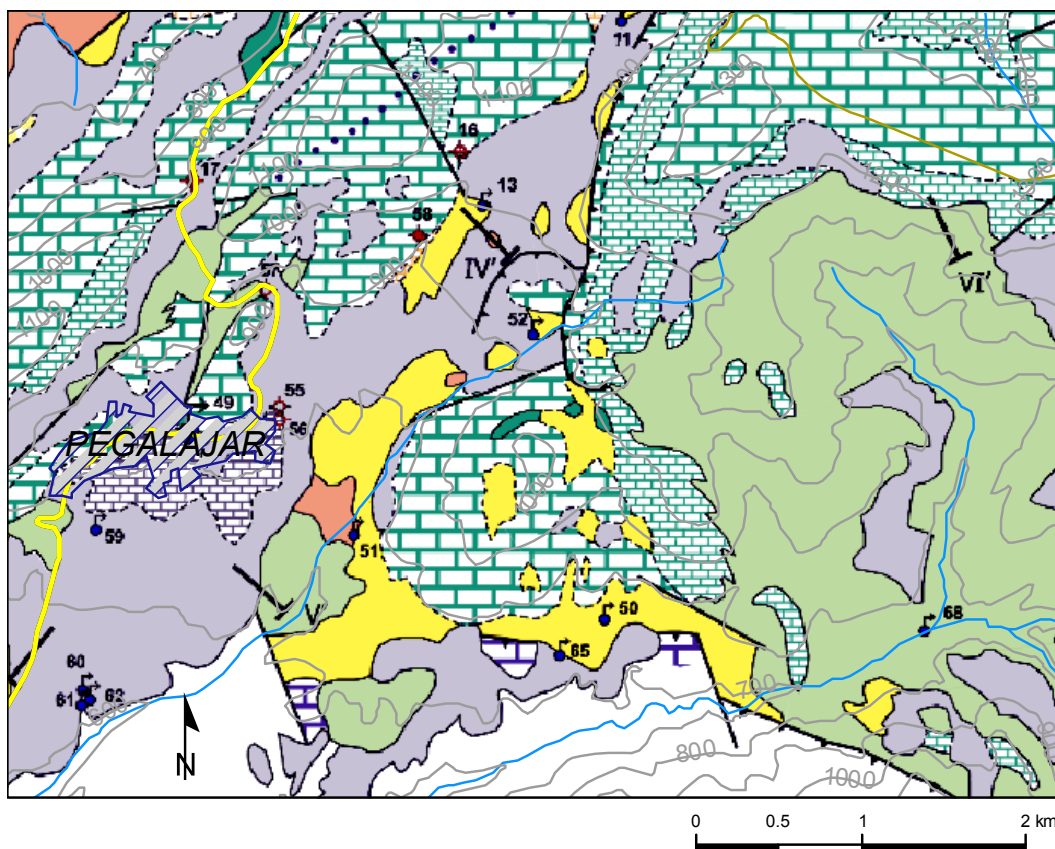


Figura 92. Plano hidrogeológico del sector del Hoyo de la Sierra. Leyenda similar a la del plano de la figura 26.

De la disposición geométrica de los afloramientos y de las cotas de surgencia parece deducirse la existencia de una desconexión hidráulica entre ambos sectores; sin embargo, si se analiza la información histórica sobre el caudal drenado por los manantiales se observa una afección a los mismos, sin que exista explotación alguna en el sector. Los dos manantiales estudiados han pasado de tener un caudal permanente a surgir solo en épocas de crecida, lo que parece indicar la existencia de algún tipo de relación con el sector del Estanque, donde sí se ha producido en las últimas décadas una fuerte explotación del agua subterránea.

He abordado el estudio de este sector a partir de la comparación de las características hidroquímicas del agua del sector del Estanque y de los dos manantiales del Hoyo de la Sierra. En ambos casos he utilizado exclusivamente los resultados de las muestras recogidas en aguas de crecida, pues a estas fechas pertenecen las únicas disponibles de los manantiales del Albercón y Hornillos.

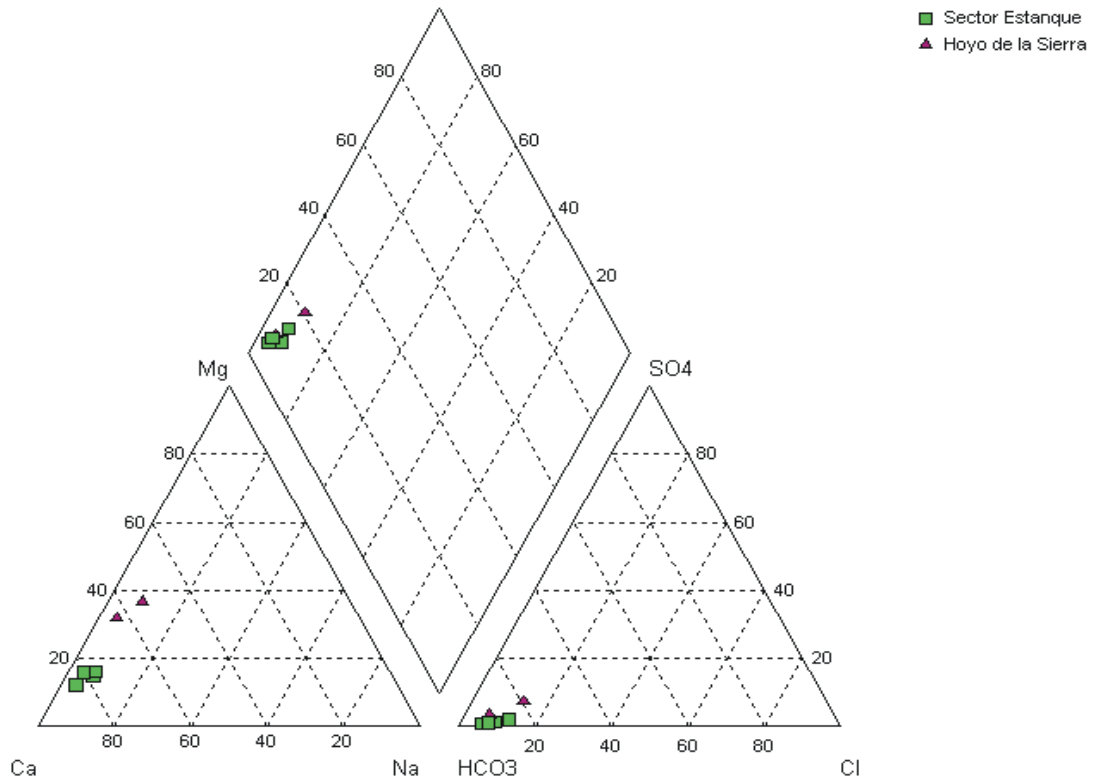


Figura 93. Diagrama de Piper que compara las aguas muestreadas en la primavera de 2003 el sector del Hoyo de la Sierra y el sector del Estanque.

En la figura 93 se han representado conjuntamente los puntos pertenecientes al sector Hoyo de la Sierra y al sector del Estanque. Las aguas del sector del Estanque son de facies bicarbonatada cálcica, en cambio, en el sector Hoyo de la Sierra presentan facies bicarbonatada cálcico-magnésica. Ambos tipos de aguas aparecen claramente diferenciadas en el campo de los cationes como consecuencia de las diferentes proporciones en magnesio y calcio.

En la figura 94 se presenta un diagrama de Shoeller de estos mismos puntos. El diagrama muestra valores similares en ambos sectores en bicarbonato, cloruro y sodio; valores superiores en Hoyo de la Sierra en magnesio, nitrato, sulfato y sílice; y valores ligeramente inferiores en calcio. A pesar de estas diferencias, la morfología de las líneas es similar y parece sugerir algún tipo de relación entre las aguas de ambos sectores.

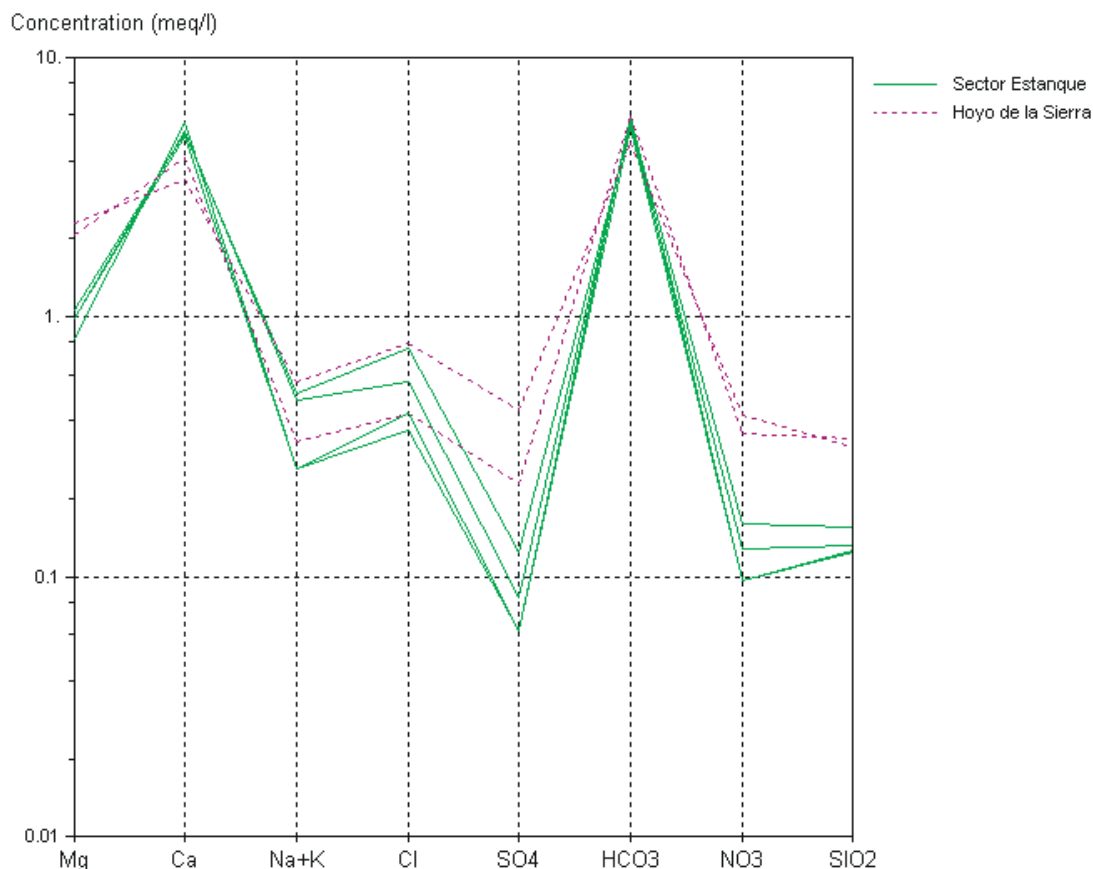


Figura 94. Diagrama de Schoeller que muestra las relaciones entre los puntos de agua de los Sectores del Hoyo de la Sierra y El Estanque.

En la figura 95 se muestran los diagramas de dispersión que relacionan la conductividad de ambos sectores con los aniones. No se observan tendencias en el caso del bicarbonato y el cloruro, pues los puntos se agrupan en una misma nube, con la excepción de Fuente Hornillos, el manantial de menor cota, que presenta también el menor contenido en bicarbonato. Tanto en el nitrato como en el sulfato se observa una clara diferenciación en función del mayor contenido en estos aniones en los puntos del Hoyo de la Sierra, pero con una conductividad similar. En los dos casos, los contenidos más elevados aparecen en Fuente Hornillos, que es la de menor cota. El comportamiento de ambos aniones es similar, lo que sugiere que el incremento observado con respecto al sector del Estanque podría tener un origen común, tal vez relacionado con procesos de contaminación agrícola y/o ganadera. En este sentido hay que indicar que los afloramientos carbonáticos aparecen parcialmente recubiertos por una delgada capa de margas miocenas, sobre la que se asientan cultivos de olivar; además, en el centro del afloramiento se sitúa la Cueva del Hoyo de la Sierra cuya entrada es una amplia galería que tradicionalmente ha sido utilizada como refugio del

ganado, por lo que el suelo aparece recubierto por una gruesa capa de excrementos que constituyen un foco potencial de contaminación.

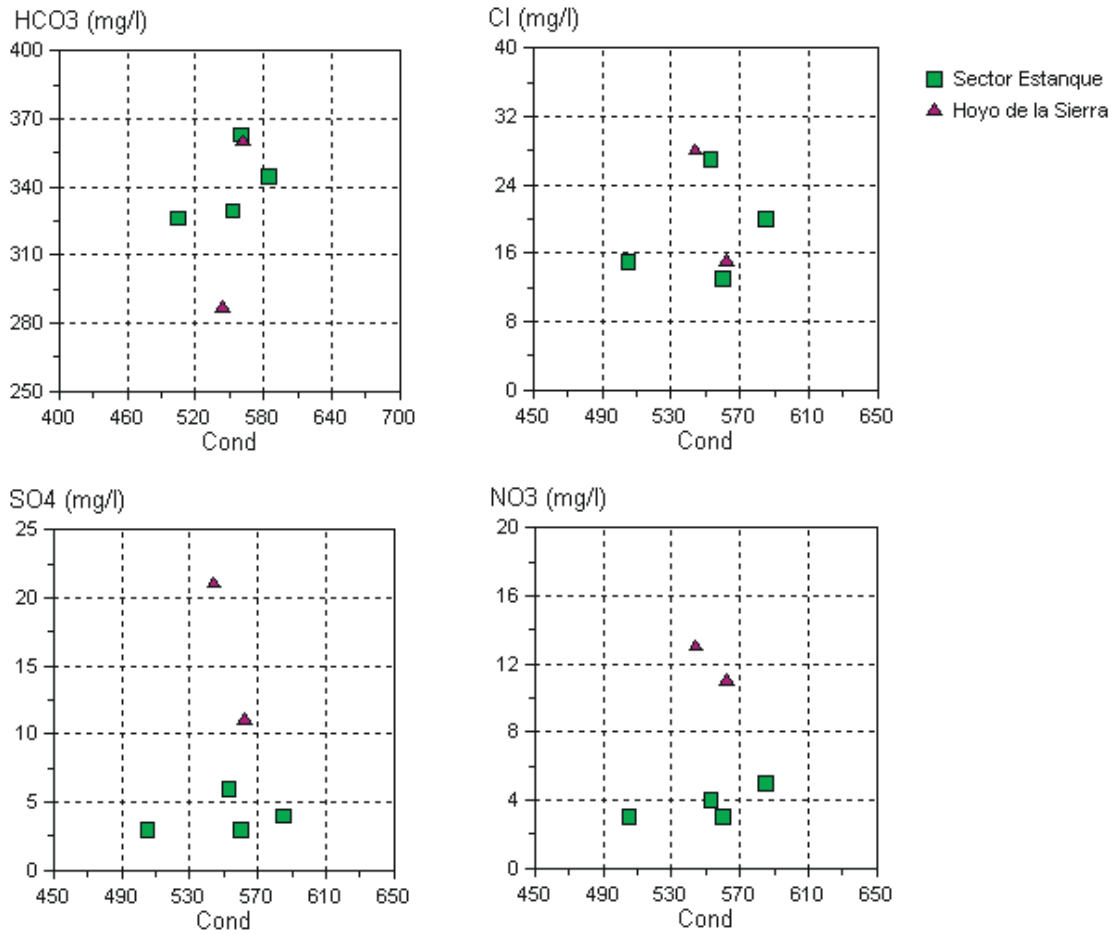


Figura 95. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre la conductividad eléctrica (expresada en $\mu\text{S}/\text{cm}$ a $25\text{ }^\circ\text{C}$) y los aniones de los puntos de agua muestreados en la primavera de 2003 en los sectores del Hoyo de la Sierra y El Estanque.

La figura 96 muestra la relación de la conductividad con el calcio y con el magnesio. Los diagramas indican cómo, por una parte, los puntos de Hoyo de la Sierra se sitúan por debajo de los de El Estanque en el caso del calcio, y de forma similar pero por encima en el caso del magnesio; en los dos casos, Fuente Hornillos es el más alejado. Esto sugiere una relación entre el descenso de calcio y el incremento en magnesio, lo que parece otra vez relacionar las aguas del Estanque y del Hoyo de la Sierra.

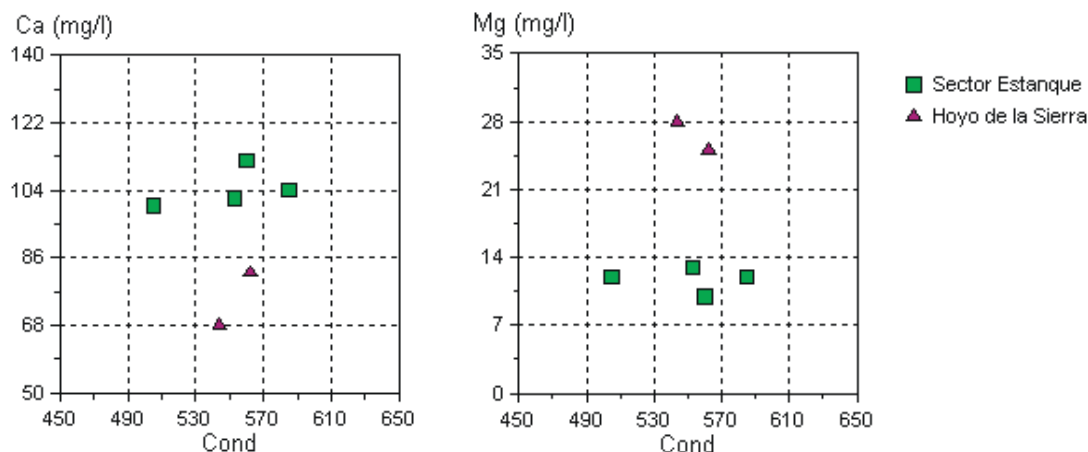


Figura 96. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre la conductividad eléctrica (expresada en $\mu\text{S}/\text{cm}$ a $25\text{ }^\circ\text{C}$) y el calcio y el magnesio de los puntos de agua muestreados en la primavera de 2003 en los sectores del Hoyo de la Sierra y El Estanque.

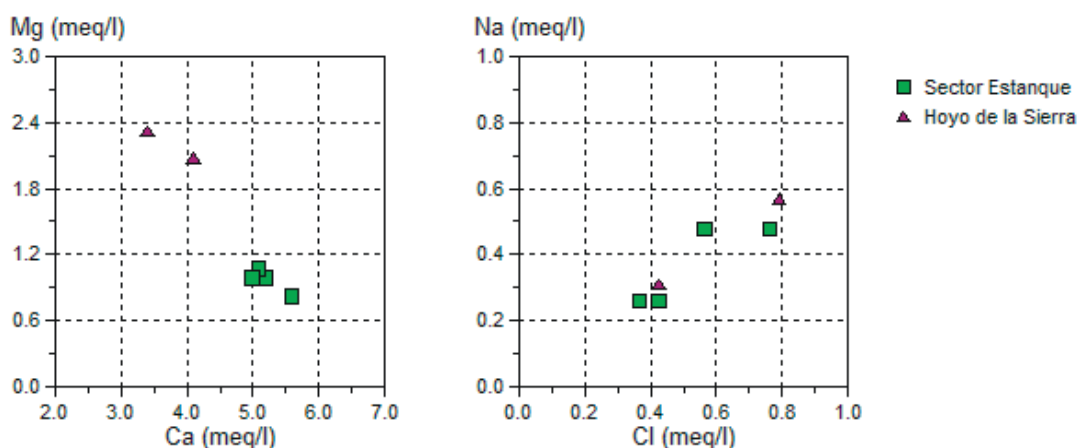


Figura 97. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre el contenido en magnesio y en calcio (izquierda) y en cloruros y sodio (derecha) en meq/L de los puntos de agua muestreados en la primavera de 2003 en los sectores del Hoyo de la Sierra y El Estanque.

Los diagramas de dispersión que relacionan el calcio y el magnesio, y el cloruro y el sodio de la figura 97 muestran cómo todos los puntos aparecen alineados; si bien con sentidos inversos, es decir, la disminución de calcio está relacionada con el incremento en magnesio; por otra parte, un incremento en cloruro se traduce en un incremento en sodio. La relación $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ crece en el sentido supuesto de flujo desde el sondeo de la Cantera, en el que aparecen los valores más bajos, hasta Fuente

Hornillos, la de menor cota, en la que aparecen los valores más elevados. Esta misma tendencia no es tan clara en el caso de la relación entre el cloruro y el sodio.

2.2.5 MIOCENO DE MANCHA REAL Y CONGLOMERADOS PLIOCENOS

En el capítulo IV en el que se estudiaron las evoluciones piezométricas en los sondeos situados en el acuífero Mioceno de Mancha Real, se concluye la existencia de una recarga externa que solo puede proceder de los carbonatos cretácicos.

También se ha especulado sobre la posibilidad de existencia de descargas ocultas desde los carbonatos cretácicos hacia los conglomerados pliocenos drenados por el manantial de Pulpite (nº 29)

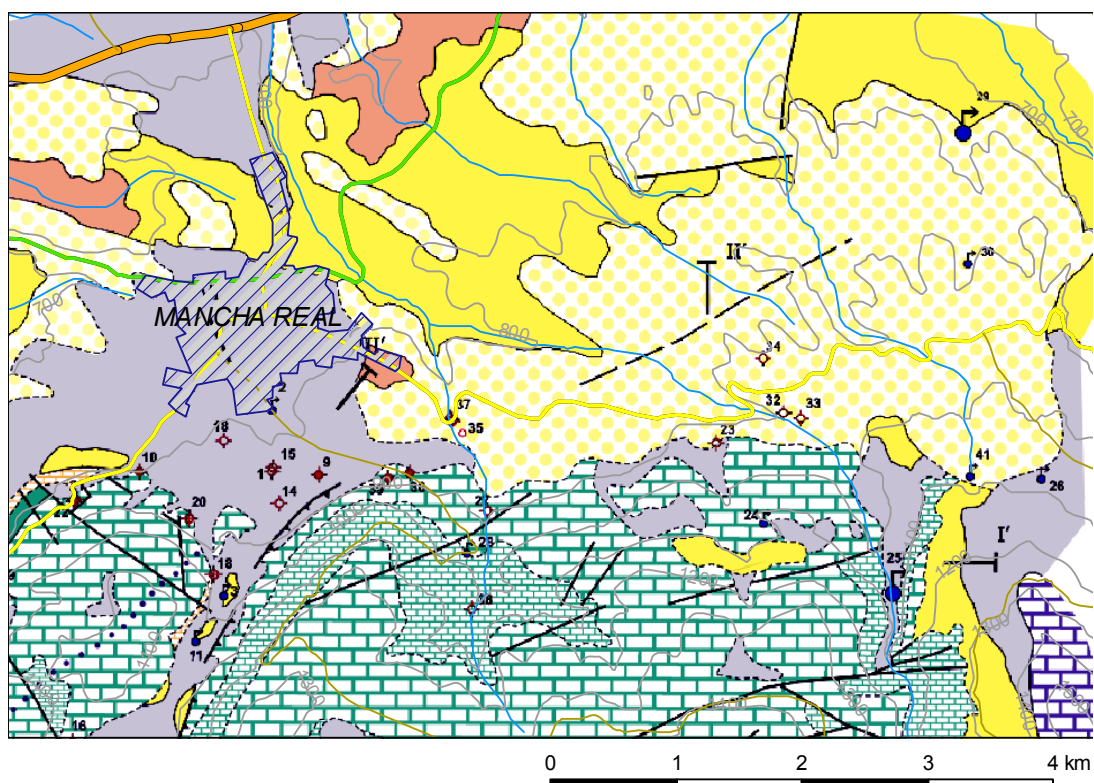


Figura 98. Plano hidrogeológico del acuífero mioceno de Mancha Real y de los conglomerados pliocenos. Leyenda similar a la del plano de la figura 26.

Se dispone de información hidroquímica de dos de los sondeos que perforan el acuífero mioceno, los sondeos Barrena II (nº 15) y Peña del Águila (nº 9) (figura 98). En el sondeo Barrena II existe un análisis de una muestra extraída con un tomamuestras con el sondeo en reposo, pues actualmente no está instalado. La

muestra se tomó en noviembre de 1999 previa al inicio de la experiencia de recarga artificial que se realizó en esas fechas (IGME-COPTJA, 2000), con el nivel piezométrico situado a unos 80 m de profundidad. Anteriormente, en 1991, se tomó otra muestra cuando el nivel piezométrico en el sondeo se encontraba a 166 m de profundidad. La muestra se tomó con botella lastrada entre 166 y 184 m de profundidad (ITGE, 1991; Rubio-Campos *et al.*, 1995) tras un registro de conductividad que demostró la existencia de aguas muy salinas en el fondo del sondeo (ver apartado 6.2). Esta salmuera es consecuencia de la presencia de materiales evaporíticos de la Unidad Olistostrómica que el sondeo corta en su parte final.

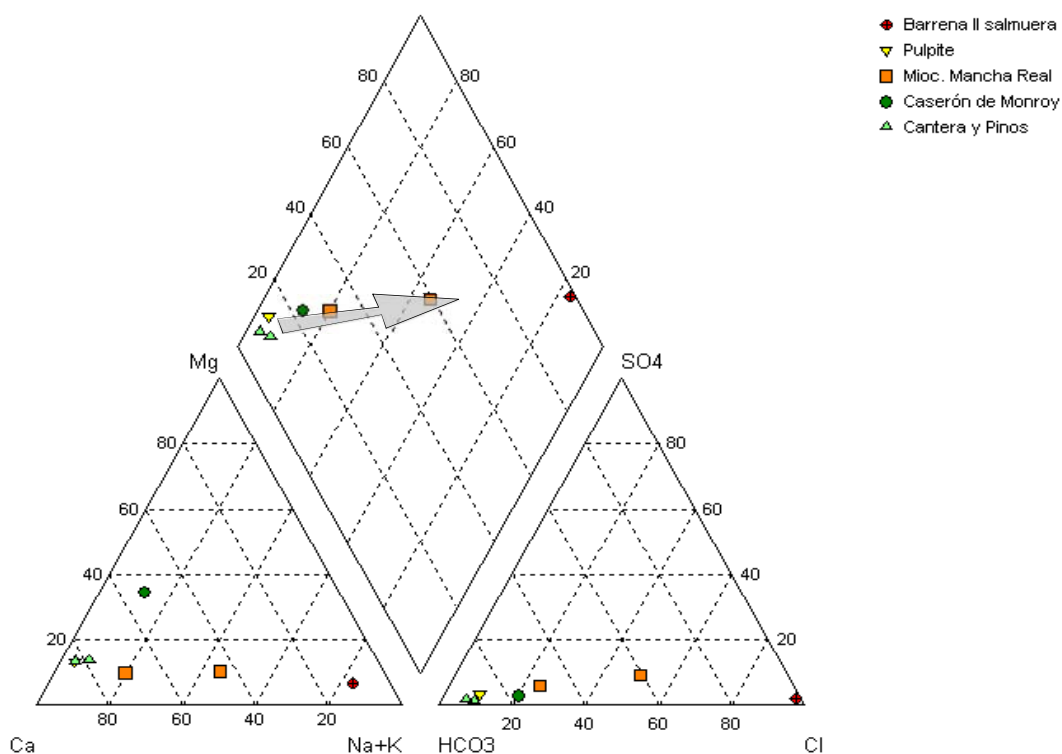


Figura 99. Diagrama de Piper que compara las aguas muestreadas en el Acuífero Mioceno de Mancha Real, conglomerados pliocenos y de los sectores del Estanque y La Guardia.

En el sondeo Peña del Águila se dispone de tres análisis. El más antiguo es de la misma fecha que el del sondeo Barrena II (1999); la muestra fue extraída con ayuda de la bomba instalada en el sondeo, puesta en funcionamiento solo para este fin. En este sondeo y en todo el acuífero no había explotación alguna desde el año 1996. Los otros dos análisis proceden de dos muestras extraídas por mí para la elaboración de este trabajo y se tomaron a la entrada del agua procedente del sondeo al depósito de distribución, pues el sondeo ya se explotaba desde el año 2000. La profundidad del nivel piezométrico en ambas fechas es similar, sin embargo las condiciones de explotación del acuífero son muy diferentes.

La figura 99 muestra un diagrama de Piper en el que he representado los valores medios de las concentraciones iónicas observadas en los sondeos Barrena II y Peña del Águila, junto a los correspondientes al sondeo Caserón de Monroy (nº 10), punto más cercano al acuífero Mioceno pero perteneciente al sector de La Guardia, en los sondeos de Los Pinos (nº 36) y La Cantera (nº 39), que son los más cercanos incluidos en el sector del Estanque y el manantial de Pulpite en los conglomerados pliocenos. También he incluido la muestra de la salmuera obtenida en el sondeo Barrena II en 1991.

Del gráfico parece deducirse una evolución del agua desde el sector del Estanque hacia el Mioceno de Mancha Real desde facies bicarbonatada cálcica hacia bicarbonatada-clorurada cálcica en el sondeo Peña del Águila, hasta clorurada-bicarbonatada sódico-cálcica en el sondeo Barrena II y clorurada sódica en la salmuera. Esta evolución parece ser consecuencia de una influencia creciente de la salmuera en el quimismo de las aguas del acuífero mioceno en el sentido de flujo. El diagrama muestra cómo, con respecto al contenido en cationes, las aguas del sector de la Guardia (sondeo Caserón de Monroy) se alejan del resto al ser claramente más magnésicas, lo que sugiere que la entrada de agua desde el acuífero cretácico al mioceno se produce exclusivamente desde el sector del Estanque.

Las aguas del manantial de Pulpite presentan facies bicarbonatada cálcica con proporciones iónicas similares a las observadas en los sondeos Cantera y Pinos.

En la figura 100 se han representado los diagramas de dispersión que relacionan los principales iones entre sí. La relación entre el bicarbonato con el calcio y el magnesio, refleja un decrecimiento en el contenido en bicarbonato desde el acuífero cretácico hacia el acuífero mioceno, que interpreto debido a la existencia de precipitación de calcita, como consecuencia de la mezcla de aguas con elevado contenido en calcio procedente de la disolución de yesos del sustrato (efecto de ión común). Esto se aprecia aún mejor en el diagrama que relaciona el bicarbonato con el sulfato, donde se observa una relación lineal entre el decrecimiento en bicarbonato y el incremento en sulfato. Así mismo, el diagrama que muestra la relación del sulfato con los mismos cationes indica un incremento en el contenido en sulfatos junto a una disminución del contenido en calcio y magnesio.

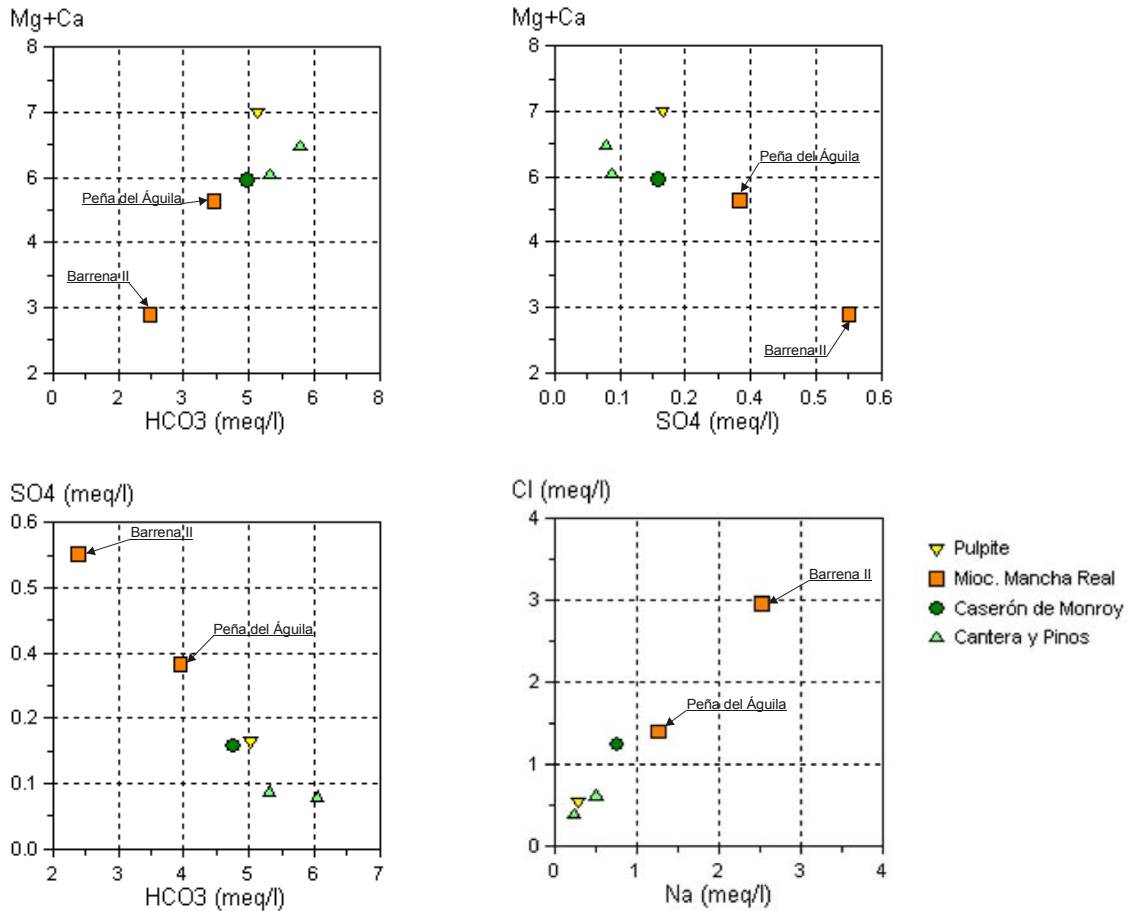


Figura 100. Diagramas de dispersión que comparan las relaciones entre los principales cationes y aniones de los puntos de agua relacionados con el acuífero Mioceno de Mancha Real y los sectores del Estanque y La Guardia.

El diagrama que relaciona el cloruro y el sodio muestra el incremento lineal que se produce desde el acuífero cretácico hacia el mioceno, con un importante salto en el sondeo Barrena II, que es en el que se han registrado aguas estratificadas fuertemente salinas.

La muestra del Caserón de Monroy se alinea con los sondeos Pinos y Cantera, si bien, en mi opinión, se debe a la existencia también de relación hídrica, como se explica en el apartado anterior, entre los sectores del Estanque y La Guardia, sin que exista relación con el mioceno. Las diferentes concentraciones en Mg²⁺ (figura 99) entre el agua muestreada en el sondeo Caserón de Monroy y el acuífero mioceno parecen ser argumento suficiente para descartar esta relación, pues la tendencia del agua en el sentido de flujo suele ser hacia el incremento en este ión y no al contrario.

El manantial de Pulpite muestra un ligero incremento en la relación bicarbonato-sulfato con respecto a los puntos del sector del Estanque y también un aumento en el contenido en calcio y magnesio. En cambio, los valores de cloruros y sodio son prácticamente idénticos. Se observa que no existe influencia de los materiales evaporíticos de la Unidad Olistostrómica en el quimismo de las aguas de los conglomerados pliocenos. Por otra parte, estos datos no descartan la posibilidad de existencia de descargas ocultas desde el sector del Estanque hacia los conglomerados pliocenos.

3 CARACTERIZACIÓN HIDROQUÍMICA DEL ESTIAJE Y LA CRECIDA

3.1 ASPECTOS GENERALES

A continuación se realiza un estudio de los muestreos específicos realizados para este trabajo en octubre de 2002 y mayo-junio de 2003 que pueden asimilarse a condiciones de estiaje (con ausencia de recarga) y crecida (niveles piezométricos en su cota anual más elevada) respectivamente. Entre las muestras estudiadas en estiaje se ha incluido una tomada en noviembre de 2005 en el sondeo Castillo II (nº 46) y otra en noviembre de 1999 en el manantial de los Charcones (nº 25), ambas en condiciones de estiaje similares a las de los muestreos del 2002. Además, se ha incluido otra tomada en enero de 2005 en el sondeo Castillo I (nº 45) que se ha asimilado a condiciones de aguas altas. En la tabla 13 se incluyen los resultados obtenidos.

En la figura 101 se muestran los diagramas de Stiff modificado para el estiaje y la crecida de los puntos muestreados. En tres de los manantiales solo hay diagrama de crecida ya que en estiaje se encontraban secos, en otros dos (Charcones y Castillo I) solo de estiaje y en Castillo II solo en crecida por los motivos ya indicados.

En general los resultados de los muestreos son muy similares con escasas diferencias entre ambas situaciones. En el acuífero jurásico de Almadén, el manantial de Fuente Alta presenta valores de conductividad prácticamente idénticos en crecida y en estiaje, si bien son ligeramente superiores en crecida (439 frente a 435 $\mu\text{S}/\text{cm}$); las principales diferencias se registran en el valor del calcio de 85 mg/L en estiaje y 100 mg/L en crecida, y en el nitrato que es de más del doble en estiaje (16 mg/L) que en crecida (7 mg/L).

Nº DE ORDEN	DENOMINACIÓN	pH	COND µS/cm	TEMP. °C	CAUDAL L/s	Cl ⁻ mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	NO ₃ ⁻ mg/L	Na ⁺ mg/L	Mg ²⁺ mg/L	Ca ²⁺ mg/L	K ⁺ mg/L	SiO ₂ mg/L	FECHA	OBSERVACIONES
3	Pilar del Puerto	7,79	750	15,2	0,1	23	58	458	16	16	18	132	0	50	16/10/2002	Mioceno del Puerto
		7,42	770	13,8	0,04	24	60	397	14	15	22	138	0	47	14/05/2003	
6	Mant. Las Pilas	8,05	987	17,5	0,3	164	31	232	76	105	9	91	1	16	16/10/2002	Mio-Plioceno
		7,57	1025	17,3	0,5	154	67	226	80	103	14	111	4	17	14/05/2003	
9	Sond. Peña del Águila	7,41	709			79	16	290	38	45	6	100	0	12	17/10/2002	Mioceno Mancha Real
		7,45	691			68	17	259	45	40	8	109	0	12	06/06/2003	
10	Sond. Caserón de Monroy	7,58	517			33	6	284	13	17	17	71	0	7	17/10/2002	Sector de La Guardia
		7,51	500			33	5	275	5	14	16	79	0	7	14/05/2003	
13	Fte. Alta del Puerto	7,61	654	16,5	0,15	27	23	305	74	14	5	117	0	17	16/10/2002	Mioceno del Puerto
		7,35	663	14,9	0,5	22	45	259	84	13	9	122	0	16	14/05/2003	
25	Manant. Los Charcones	7,50	474			8	13	279	14	4	10	91	1	10	19/11/1999	Jurásico de Almadén
26	Fuente Alta	7,82	435	12,4	2,5	12	6	253	16	4	6	85	0	7	17/10/2002	Jurásico de Almadén
		7,55	439	12,5	3,5	13	5	256	7	5	6	100	0	8	14/05/2003	
29	Mant. de Pulpite	7,52	598	15,6	3	20	7	339	54	7	13	104	0	12	16/10/2002	Mio-Plioceno
		7,16	702	15,8	25	19	12	274	116	6	10	131	0	11	14/05/2003	
36	Sond. Los Pinos	7,59	597			23	5	393	13	12	10	106	0	9	17/10/2002	Sector del Estanque
		7,16	585			20	4	345	5	11	12	104	0	9	14/05/2003	
39	Sond. La Cantera	7,45	564	14,8		17	4	378	11	7	7	110	0	8	17/10/2002	Sector del Estanque
		7,16	560	15,9		13	3	363	3	6	10	112	0	8	14/05/2003	
41	Alberca Charcón	7,88	285	13,3	0,1	10	13	198	0	4	5	54	0	9	17/10/2002	Jurásico de Almadén
45	Sond. Castillo I	8,10	573			41	14	281	13	28	12	78	2	7	28/01/2005	Sector de La Guardia
46	Sond. Castillo II	7,90	517	22,4		39	27	218	15	29	20	54	4	9	18/10/2005	Sector de La Guardia
49	La Reja	7,34	553	16,6	50	27	6	329	4	11	13	102	1	8	15/05/2003	Sector del Estanque
50	Fte. del Albercón	7,47	562	17,4	2	15	11	360	11	7	25	82	1	21	14/05/2003	Hoyo de la Sierra
51	Fte. Hornillos	7,46	544	16,5	0,2	28	21	287	13	13	28	68	0	19	14/05/2003	Hoyo de la Sierra
53	Manant. Molino Viejo	7,73	876		0,5	120	67	265	16	61	25	84	2	17	16/10/2002	Terraza Guadalbullón
		7,46	782			94	57	244	10	50	28	84	2	16	06/06/2003	
54	Sond. Santo Reino	7,82	487	17,2		39	7	229	17	21	16	56	0	9	16/10/2002	Sector de La Guardia
		7,73	468	17,6		39	7	220	8	21	19	65	1	9	06/06/2003	
58	Sond. Cerro de la Artesilla	7,56	516	15,6		15	6	351	9	7	11	91	0	7	17/10/2002	Sector del Estanque
		7,33	505	15,5		15	3	326	3	6	10	94	0	8	15/05/2003	
63	Fte. del Cañaverál	7,80	427	16,4	0,5	27	9	220	17	17	16	53	0	8	16/10/2002	Sector de La Guardia
		7,97	423	17,2	2	23	9	244	6	13	18	56	1	8	14/05/2003	

Tabla 13. Resultados de las campañas de muestreos estacionales.

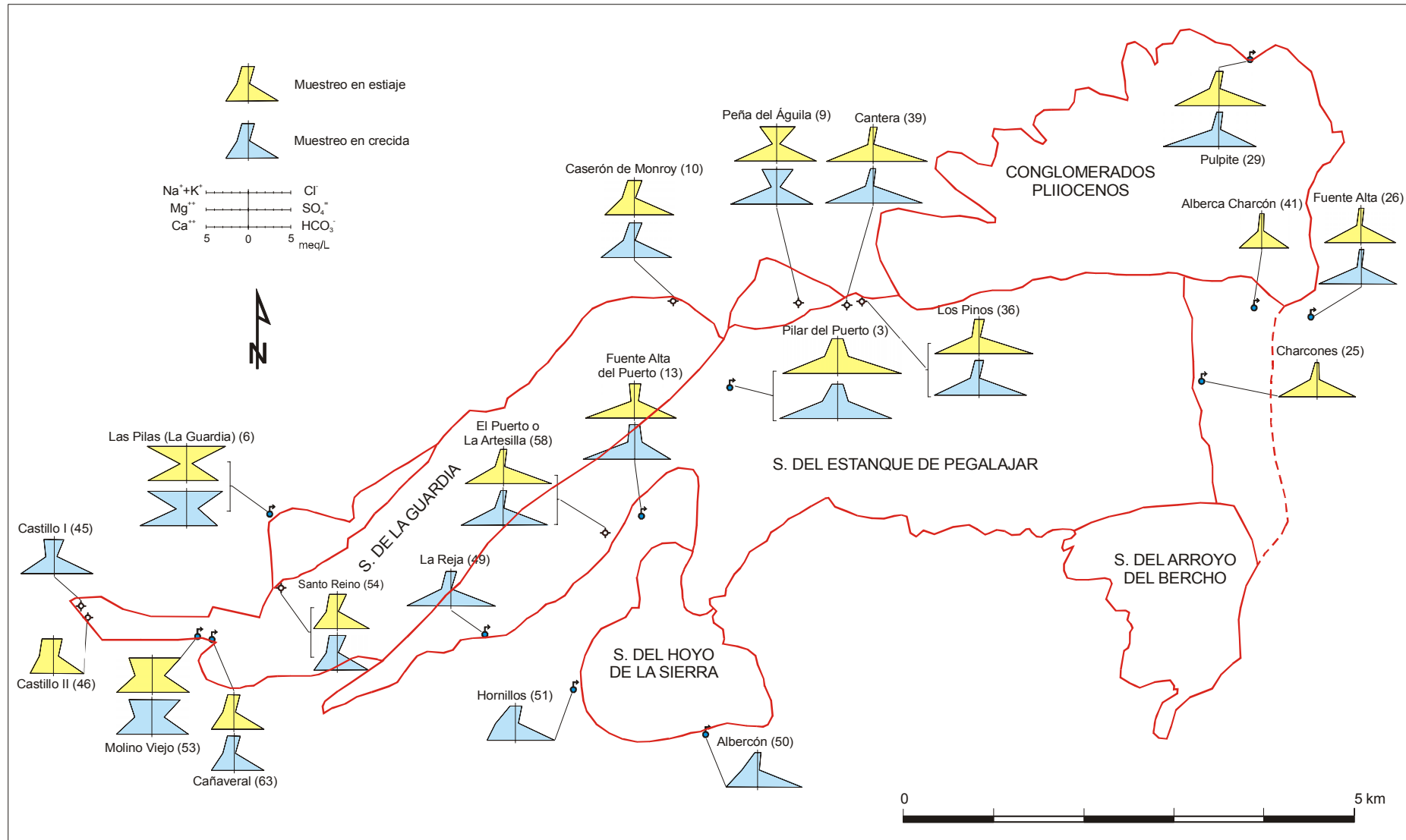


Figura 101. Diagramas de Stiff modificados para los muestreos realizados en estiaje y crecida.

Igualmente la variabilidad es muy baja en el acuífero cretácico y se produce de forma similar en los sectores del Estanque y La Guardia. Los valores de conductividad son parecidos, aunque siempre ligeramente superiores en estiaje que en crecida, estando comprendidos entre 423 y 597 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La principal variabilidad en la mayoría de los puntos se registra en el contenido en bicarbonato y nitrato; el valor del bicarbonato es sistemáticamente superior en estiaje que en crecida, con la única excepción del manantial del Cañaveral (nº 63), en que ocurre lo contrario. Las diferencias entre el estiaje y la crecida se encuentran comprendidas entre 10 y 50 mg/L sobre contenidos que oscilan entre un mínimo de 218 mg/L en Castillo II y un máximo de 393 mg/L en Los Pinos (nº 36).

En todos los puntos excepto en los sondeos Castillo los valores del nitrato en estiaje duplican e incluso triplican a los registrados en crecida, con valores totales moderados, comprendidos entre los 3 mg/L de crecida del sondeo del Cerro de la Artesilla (nº 58) y los 17 mg/L del estiaje del manantial del Cañaveral y del Santo Reino (nº 54).

Estos datos parecen indicar la existencia de una ligera dilución del agua almacenada en el acuífero cretácico en épocas de crecida como consecuencia de la llegada de aguas recientemente recargadas, aunque sin que se aprecien diferencias significativas en el quimismo.

En el sondeo Peña del Águila (nº 9), representativo del Acuífero Mioceno de Mancha Real, la conductividad es también superior en estiaje que en crecida, con valores de 709 y 691 $\mu\text{S}/\text{cm}$ con importante variación en el contenido en bicarbonatos, unos 30 mg/L más en estiaje. El nitrato es apreciablemente más elevado que en el acuífero cretácico, con valores en torno a 40 mg/L en el sondeo Peña del Águila frente a valores de unos 10 mg/L en los sondeos Pinos y Cantera, lo que pone de manifiesto una clara afección antrópica con un posible origen en la fertilización del olivar. Al contrario que en el acuífero cretácico, el valor del nitrato es inferior en estiaje (38 mg/L) que en crecida (45 mg/L), lo que indica la existencia de lavado de la zona no saturada en la superficie cultivada de olivar.

El manantial de Pulpite (nº 29) es el que presenta mayor variabilidad, como también lo es su caudal, que pasó de 3 L/s en estiaje a 25 L/s en crecida. La conductividad en estiaje fue de 598 $\mu\text{S}/\text{cm}$ frente a 702 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en crecida, y las principales diferencias se registran en el bicarbonato (339 mg/L en estiaje y 274 mg/L en crecida), el calcio (104-131 mg/L) y nuevamente el nitrato en el que los valores pasan de 54 mg/L en

estiaje hasta 116 mg/L en crecida (aguas arriba del punto de surgencia del manantial se sitúan importantes superficies cultivadas de olivar). En el sector de los conglomerados pliocenos que drena este manantial se aprecia claramente la influencia del lavado del suelo en épocas de recarga, que se manifiesta por un aporte importante de nitratos procedentes de los cultivos olivareros.

En el manantial de Las Pilas de La Guardia (nº 6), que drena un pequeño afloramiento de conglomerados pliocenos que bordean el acuífero cretácico, también la conductividad es inferior en estiaje que en crecida (987-1025 mg/L) con incrementos significativos en calcio (91-111 mg/L), magnesio (9-14 mg/L) y sulfato (31-67 mg/L). El nitrato en cambio, se mantiene en valores similares aunque elevados (76-80 mg/L). Por el contrario se registra un descenso en el bicarbonato (232-226 mg/L) y en el cloruro (164-154 mg/L). En este caso la presencia de un sustrato evaporítico y el moderado espesor de los conglomerados sugiere la existencia de lavado de evaporitas en crecidas.

En los dos manantiales relacionados con retazos de arenas y limos miocenos que afloran en el Puerto de Pegalajar, los manantiales del Pilar del Puerto y la Fuente Alta del Puerto, se registra la misma variabilidad, y aunque ambos se sitúan a cotas similares (alrededor de 1000 m s.n.m.), el primero lo hace en la vertiente norte del Puerto y el segundo en la vertiente sur. Los dos manantiales presentan una conductividad del mismo orden (entre 650 y 770 $\mu\text{S}/\text{cm}$) ligeramente inferior en estiaje que en crecida, con la particularidad de que el contenido en bicarbonato es superior en estiaje, al contrario de lo que ocurre con el calcio. El contenido en nitrato es mucho más elevado en la Fuente Alta del Puerto, poniendo de manifiesto la existencia de posibles focos de contaminación agrícola o ganadera. En cuanto a la temperatura de surgencia, ambos manantiales presentan una variabilidad importante, lo que es indicio de la superficialidad de la capa freática, acorde con las condiciones de los afloramientos a los que se asocian ambos manantiales; aunque también podría deberse a las condiciones de medida en estiaje, que podrían no ser suficientemente representativas debido al escaso caudal de descarga que presentaban ambos manantiales.

Finalmente, el manantial del Molino Viejo, que surge en las terrazas del río Guadalbullón muy cerca del cauce del propio río. Sus aguas presentan elevados contenidos en cloruro y sulfato, acordes con la naturaleza de las aguas asociadas a estas terrazas. La variabilidad de la conductividad es notable, superando en más de

100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ la muestra de estiaje a la de la crecida. Por sus características no es descartable la existencia de mezcla de aguas de la propia terraza con otras procedentes del acuífero cretácico.

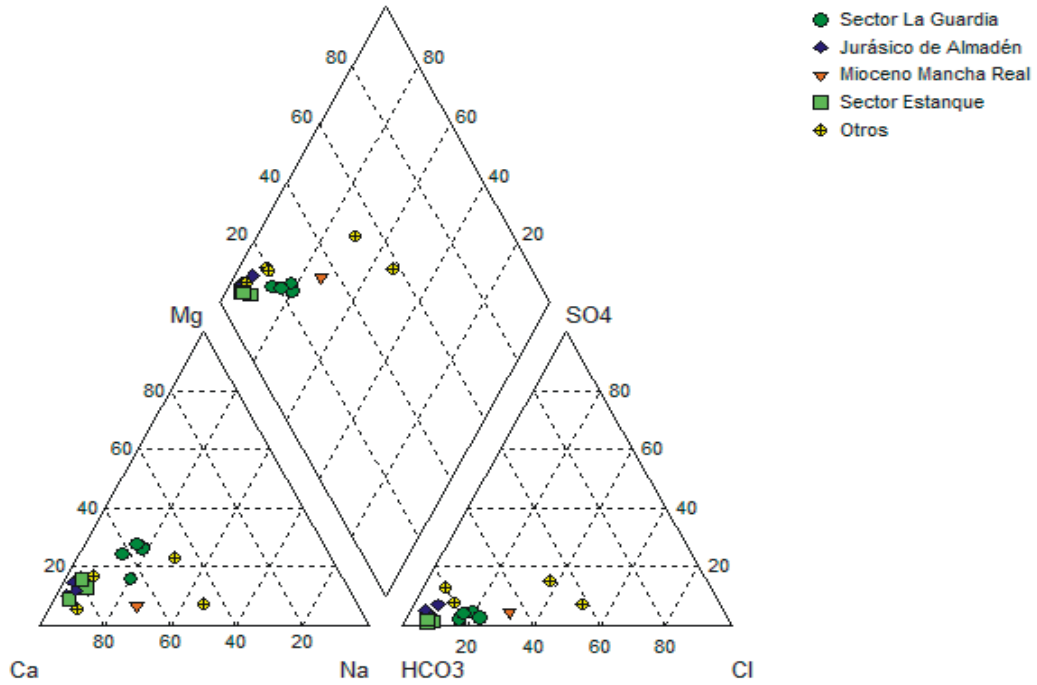


Figura 102. Diagrama de Piper para los puntos muestreados en estiaje.

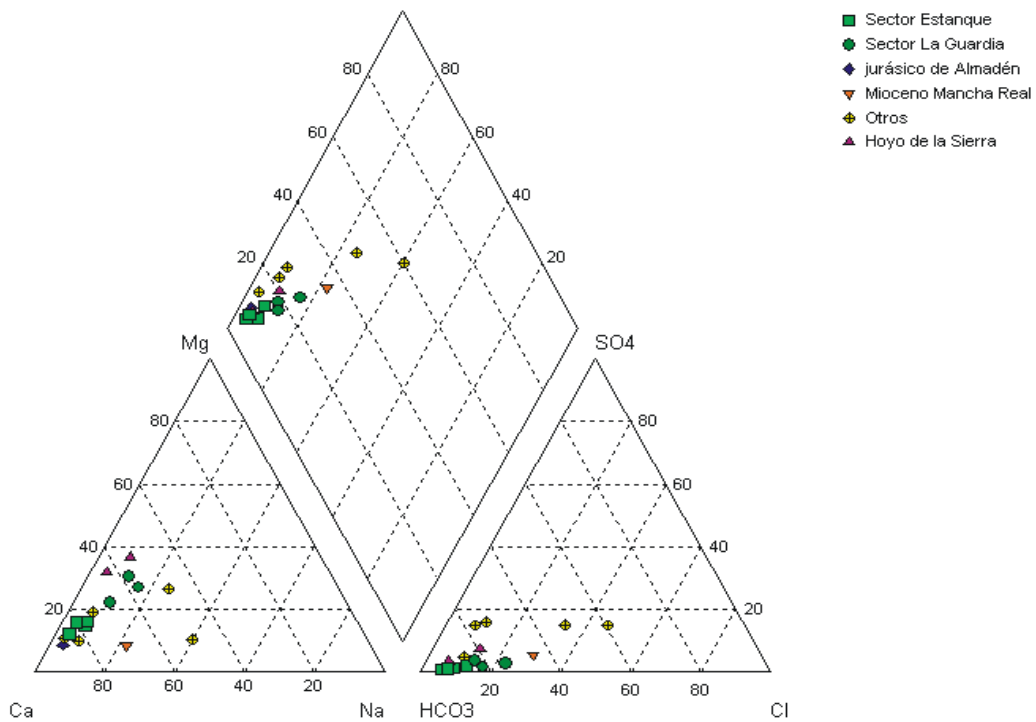


Figura 103. Diagrama de Piper para los puntos muestreados en crecida.

En las figura 102 y 103 se muestran los diagramas de Piper para el estiaje y la crecida en los que se reflejan las relaciones entre los diversos sectores, similares a las descritas anteriormente para los valores medios de concentraciones iónicas del conjunto de puntos de agua.

Como se puede observar, las diferencias son poco significativas y no hay cambios apreciables en las relaciones entre los distintos puntos, lo que sugiere una cierta estabilidad en las condiciones hidráulicas del acuífero cretácico, y parece que las variaciones en el nivel piezométrico del acuífero cretácico se manifiestan solo por una ligera dilución del agua durante las crecidas.

3.2 ANÁLISIS MULTIVARIANTE DEL ESTIAJE Y LA CRECIDA EN EL ACUÍFERO CRETÁCICO

Para caracterizar la variabilidad de las aguas del acuífero cretácico y estudiar la evolución en su composición química, se han realizado sendos ACPs para las muestras obtenidas en estiaje y en crecida. Las figuras 104 y 105 muestran los gráficos correspondientes a las variables y a las observaciones para cada periodo. En el grupo de variables consideradas se ha incluido también el pH y no la temperatura pues no se disponía de datos para la totalidad de las muestras y en algunas, por las razones explicadas anteriormente, el valor tomado no se considera representativo. Todas las variables presentan una distribución normal.

En ambas situaciones, el factor 1 explica mayoritariamente la variabilidad de los datos: 68% en estiaje, y 62% en crecida. El factor 2 tiene una menor influencia en la muestra de estiaje que en la de crecida, con valores del 15% en el primer caso y del 24% en el segundo. Entre ambos factores se explica más del 80% de la varianza de los datos.

En las condiciones de estiaje, las variables que mayor contribución aportan a la componente 1 son por orden de importancia: pH, Na⁺, Mg²⁺, y Cl⁻ en sentido positivo, y con un peso similar pero en sentido negativo el bicarbonato y el calcio. Esto indica que la variabilidad de la mineralización en las aguas del acuífero cretácico está regida, por una parte, por la variabilidad de contenido en cloruro y sodio, y por otra, por la variabilidad del contenido en bicarbonato, calcio y magnesio, que a su vez está directamente relacionada con la variación del pH.

Como se observa en el gráfico correspondiente a las observaciones, estas variaciones definen el comportamiento hidrodinámico desde las áreas de recarga principal en Mojón Blanco (sondeos Cantera y Pinos) hacia los puntos situados en el sector de la Guardia (Caserón de Monroy, Santo Reino y Cañaverál). Este comportamiento solo se rompe para los sondeos del Castillo debido a la influencia del factor 2 que está regido básicamente por el contenido en sulfato (22%) y la conductividad (24%) sin que ambos estén correlacionados.

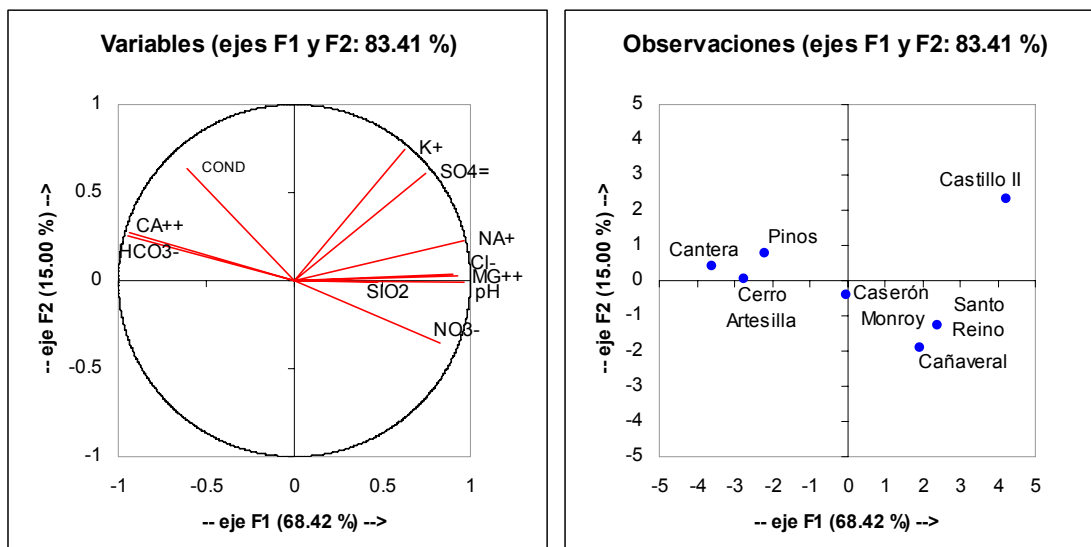


Figura 104. ACP de variables y observaciones correspondientes a las muestras de estiaja del acuífero cretácico.

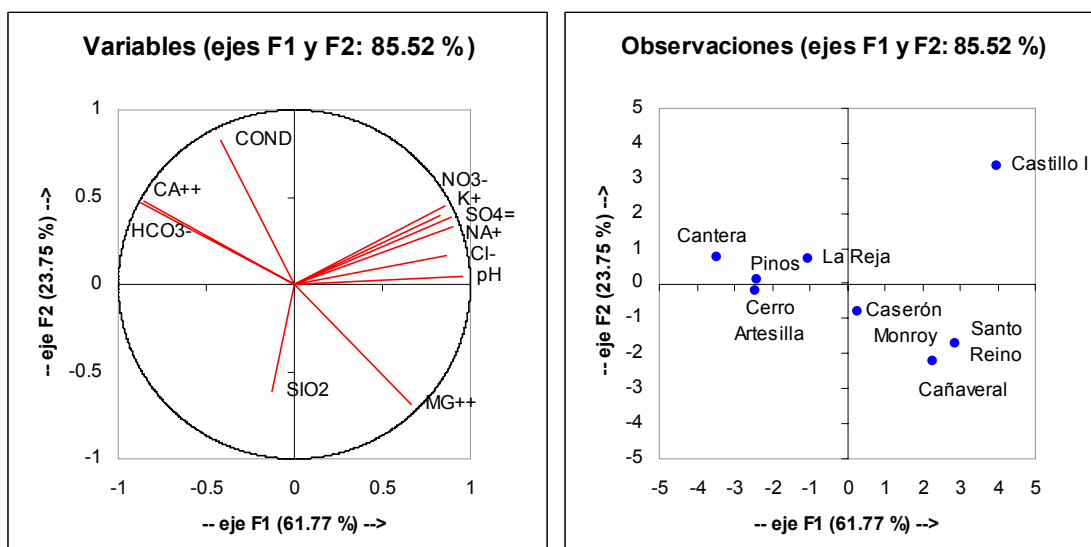


Figura 105. ACP de variables y observaciones correspondientes a las muestras de crecida del acuífero cretácico.

El contenido en cloruro procede, en gran parte de los aportes del agua de precipitación infiltrada y su variabilidad esta condicionada por las variaciones altitudinales de las áreas de recarga y por el tiempo de contacto agua roca.

Las variaciones en el bicarbonato sugieren la existencia de precipitación de carbonato cálcico, que se produciría en el paso del agua desde el sector del Estanque hacia el de La Guardia según el modelo de funcionamiento hidrogeológico propuesto en el capítulo sobre piezometría, con aumento del pH y enriquecimiento en el contenido en Mg^{2+} . Se produce también un decrecimiento en la conductividad directamente relacionado con el descenso en el contenido en bicarbonato y calcio por precipitación de calcita, ya que el cloruro continúa incrementándose, lo que es congruente con un mayor tiempo de contacto agua-roca y por tanto con el modelo hidrogeológico propuesto.

La muestra de crecida refleja los mismos procesos, aún más marcados por la inclusión de los datos del manantial de la Reja (nº 49). En ambos casos los sondeos de la Guardia participan de estos procesos, si bien, reflejan la existencia de un aporte extra de sulfato que, según el modelo de funcionamiento propuesto, debe producirse en el paso de las aguas bajo el cauce del río Guadalbullón, tal vez procedente de las margas miocenas que confinarían el acuífero.

4 ESTADO DE SATURACIÓN DE LAS AGUAS EN EL ACUÍFERO CRETÁCICO

Del estudio de las especies químicas presentes en el agua subterránea y que están exclusivamente relacionadas con el acuífero cretácico, puede deducirse que los principales procesos hidrogeoquímicos que les afectan son los concernientes a disolución - precipitación de calcita y dolomita, ya que no hay aportes litológicos de importancia de otros iones, como el cloruro o el sulfato, excepto en manantiales marginales como Las Pilas de la Guardia o Molino Viejo y en el acuífero mioceno de Mancha Real. En este apartado se estudiarán exclusivamente las aguas contenidas en el acuífero carbonático cretácico, ya que es el que acapara la práctica totalidad de los recursos y de las reservas del agua subterránea existentes en la zona.

La investigación sobre el estado de saturación del agua en los diversos minerales se lleva a cabo habitualmente a partir del cálculo de su índice de saturación (IS), que se

define cómo la relación entre el producto de la actividad iónica de los iones involucrados (PAI) y el producto de solubilidad del mineral (K_{PS}).

$$IS = \log \frac{PAI}{K_{PS}}$$

Un $IS = 0$ indica aguas en equilibrio, un IS negativo aguas subsaturadas, y por tanto, con tendencia a disolver el mineral en cuestión, un IS positivo es indicio de aguas sobresaturadas.

Para su obtención es imprescindible disponer de mediciones de campo fiables de pH y temperatura, así cómo de la alcalinidad del agua, generalmente referida al contenido en bicarbonato. De las campañas realizadas en 2002 y 2003 existen diversos puntos en los que pudieron obtenerse datos de campo en estos tres parámetros; la campaña más completa corresponde a la de aguas altas de mayo-junio de 2003, ya que pudieron muestrearse diversos manantiales que a menudo se encuentran secos. De las muestras obtenidas directamente relacionadas con los sectores principales del acuífero cretácico (sectores del Estanque y La Guardia), hay datos válidos de los sondeos de la Cantera, Cerro de la Artesilla (abastecimiento a Pegalajar) y Santo Reino, además de los manantiales de la Reja y Cañaverl. Del manantial de la Reja solo se dispone del dato correspondiente a aguas altas, ya que en octubre de 2002 se encontraba seco. Además existe información de otros puntos no relacionados directamente con el acuífero cretácico.

Para el cálculo de los IS he utilizado el programa PHREEQC para Windows (v.2.12.04) el cual, a partir del comando SOLUTION permite calcular la distribución de las especies químicas en el agua y los índices de saturación; para ello he utilizado un coeficiente de actividad igual a 1 ($pe = 4$), que es el valor correspondiente a aguas con escaso contenido iónico (Custodio, en Custodio y Llamas, 1983; Vallejos, 1997). El programa también permite el cálculo de la presión parcial del CO_2 . En la tabla 14 se muestran los valores obtenidos para los IS de diversos minerales, tanto para aguas de crecida (aguas altas) como de estiaje (aguas bajas).

Es sobradamente conocida la importancia del papel que el CO_2 juega en los procesos de disolución de la calcita y la dolomita, y en resumen, en los procesos de karstificación de rocas carbonáticas. Existen numerosos documentos que detallan este papel, pueden citarse, por ejemplo, los trabajos de Bakalowicz (1979), White (1988), Langmuir (1997), Vallejos (1997) o Moral (2005). El CO_2 es aportado en primera

instancia por la atmósfera, procedente de la combustión del carbono orgánico o mineral, el contenido medio en la atmósfera generalmente admitido es del orden de 3×10^{-4} atm (Hutchinson, 1957; Bakalowicz, 1979; Catalán, 1981) con importantes variaciones en zonas urbanas industrializadas en las que es mayor, y menor en las cimas montañosas. Sin embargo, es en el suelo donde el agua incorpora la mayor parte de CO_2 , procedente de la descomposición de la materia orgánica presente y de la respiración de las raíces de las plantas. Según Drever (1997), el contenido en fracción gaseosa del suelo se sitúa entre $10^{-2,5}$ y $10^{-1,5}$ atm, de tal forma que el agua de precipitación infiltrada en el suelo disuelve dióxido de carbono hasta alcanzar el equilibrio con P_{CO_2} teóricas del orden de 10^{-2} atm.

AGUAS ALTAS

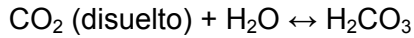
Punto	pH campo	T (°C)	IS calcita	IS dolomita	IS yeso	log PCO_2	Sector
Fuente Alta	7,55	12,5	0,31	-0,43	-2,71	-2,23	Almadén
La Cantera	7,16	15,9	0,16	-0,51	-2,93	-1,67	Estanque
Cerro de la Artesilla	7,33	15,5	0,21	-0,33	-2,98	-1,89	Estanque
La Reja	7,34	16,6	0,26	-0,13	-2,67	-1,89	Estanque
Santo Reino	7,73	17,6	0,32	0,35	-2,75	-2,45	La Guardia
Cañaverál	7,97	17,2	0,53	0,82	-2,69	-2,65	La Guardia
Fte Albercón	7,47	17,4	0,35	0,42	-2,5	-1,98	Hoyo de la Sierra
Hornillos	7,46	16,5	0,15	0,15	-2,29	-2,07	Hoyo de la Sierra
Pilar del Puerto	7,42	13,8	0,47	0,33	-1,61	-1,92	Mioceno del Puerto
Fuente Alta del Puerto	7,35	14,9	0,21	-0,5	-1,73	-2,02	Mioceno del Puerto
Las Pilas de La Guardia	7,57	17,3	0,33	0	-1,65	-2,29	Mio-Plioceno
Pulpite	7,16	15,8	0,1	-0,7	-2,28	-1,8	Mio-Plioceno

AGUAS BAJAS

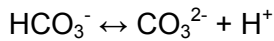
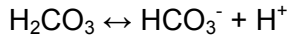
Punto	pH campo	T (°C)	IS calcita	IS dolomita	IS yeso	log PCO_2	Sector
Fuente Alta	7,82	12,4	0,51	0,04	-2,68	-2,51	Almadén
Alberca Charcón	7,88	13,3	0,31	-0,26	-2,49	-2,66	Almadén
La Cantera	7,45	14,8	0,44	-0,11	-2,81	-1,95	Estanque
Cerro de la Artesilla	7,56	15,6	0,45	0,21	-2,69	-2,09	Estanque
Santo Reino	7,82	17,2	0,36	0,42	-2,8	-2,52	La Guardia
Cañaverál	7,8	16,4	0,29	0,29	-2,7	-2,52	La Guardia
Pilar del Puerto	7,79	15,2	0,89	1,13	-1,65	-2,22	Mioceno del Puerto
Fuente Alta del Puerto	7,61	16,5	0,55	-0,08	-2,03	-2,2	Mioceno del Puerto
Las Pilas de La Guardia	8,05	17,5	0,75	0,74	-2,03	-2,76	Mio-Plioceno
Pulpite	7,52	15,6	0,45	0,21	-2,59	-2,07	Mio-Plioceno

Tabla 14. Índices de saturación y P_{CO_2} calculados para las muestras de aguas altas de mayo-junio de 2003 y aguas bajas de octubre de 2002 y datos de campo de pH y T.

El dióxido de carbono disuelto en el agua reacciona con la propia molécula de agua formando ácido carbónico neutro.

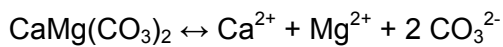
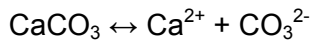


A su vez, el ácido carbónico neutro se disocia para dar hidrogeniones y bicarbonato, parte del cual también se disocia generando más hidrogeniones y carbonato.



La ionización del ácido carbónico libera iones hidrógeno, con lo que genera un medio ácido.

Por otra parte, la calcita y la dolomita son sales iónicas que en agua pura se disocian en sus constituyentes iónicos.



Los iones carbonato se hidratan en contacto con el agua.



La conexión entre esta reacción y las anteriores en las que se producen hidrogeniones es la disociación del agua.



Esto significa que un aporte de hidrogeniones desplaza la reacción de la hidratación del carbonato hacia la derecha, pues ocasiona la desaparición de OH^- al generar moléculas de agua.

Por lo tanto, el contenido en CO_2 del agua de infiltración es de gran importancia, hasta tal punto que es considerado el motor generador de las reacciones químicas que llevan a la disolución de carbonatos (Bakalowicz, 1979).

En la figura 106 se muestra un gráfico en el que se relaciona el pH medido en campo con el logaritmo de la presión parcial de CO₂ calculado para las muestras relacionadas exclusivamente con los sectores principales de los carbonatos cretácicos. La gráfica muestra un incremento constante del pH en el sentido de flujo del agua subterránea, siguiendo el modelo de funcionamiento propuesto en el capítulo sobre hidrogeología, y una consecuente disminución en el contenido en CO₂, desde los puntos más cercanos a la Sierra de Mojón Blanco, hacia el manantial de la Reja en la Serrezuela de Pegalajar, y hacia el flanco norte de la Serrezuela en el Sector de la Guardia, donde se produce un salto significativo.

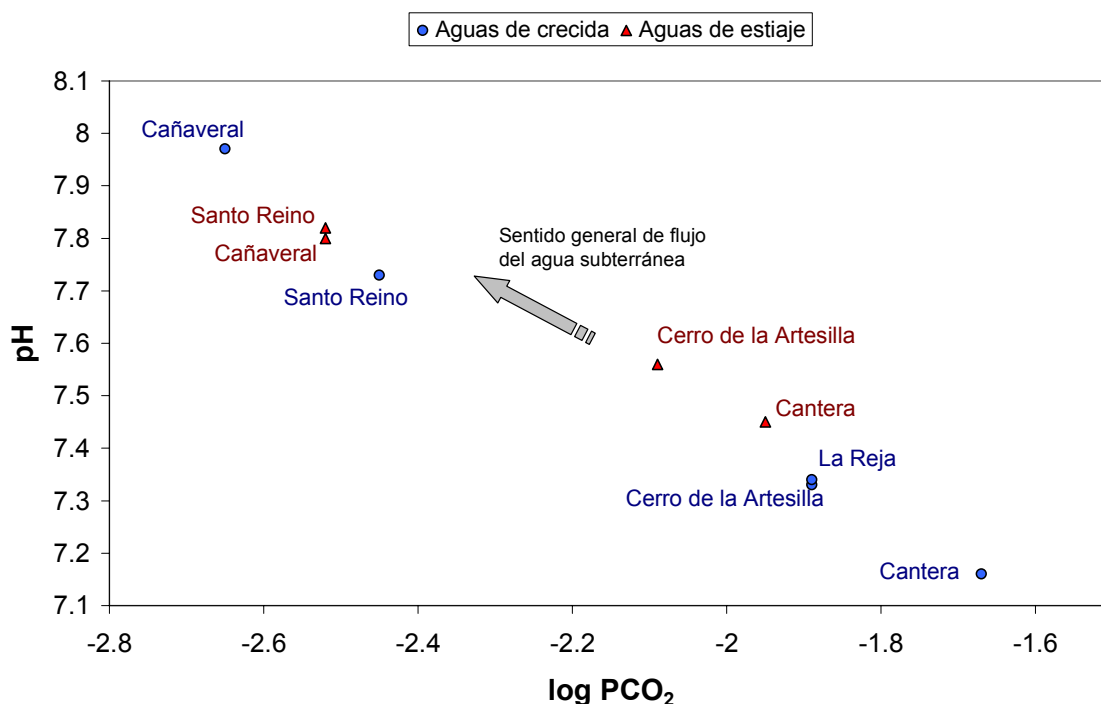


Figura 106. Relación entre el pH medido en campo y la presión parcial de CO₂ calculada en las muestras de aguas de crecida y estiaje de los sectores principales del acuífero cretácico.

En aguas de crecida, el contenido en CO₂ en los sectores principales del acuífero cretácico está comprendido entre un mínimo de 10^{-2.69} en el manantial del Cañaverál y un máximo de 10^{-1.67} en el sondeo de La Cantera, observándose una paulatina disminución en el sentido de circulación del agua subterránea. En aguas de estiaje, los valores para esos mismos puntos, con la excepción del manantial de La Reja, están comprendidos entre 10^{-2.52} en el Cañaverál y 10^{-1.95} en La Cantera, con la misma gradación aunque con valores muy similares en el Sector de La Guardia (Cañaverál y Santo Reino), que corresponde a las aguas con mayor tiempo de residencia.

La figura 107 muestra la relación entre la dureza del agua expresada en mg/L de CaCO_3 y la presión parcial de CO_2 , parámetros que aparecen estrechamente relacionados, de tal forma que a mayor disponibilidad de CO_2 mayor dureza.

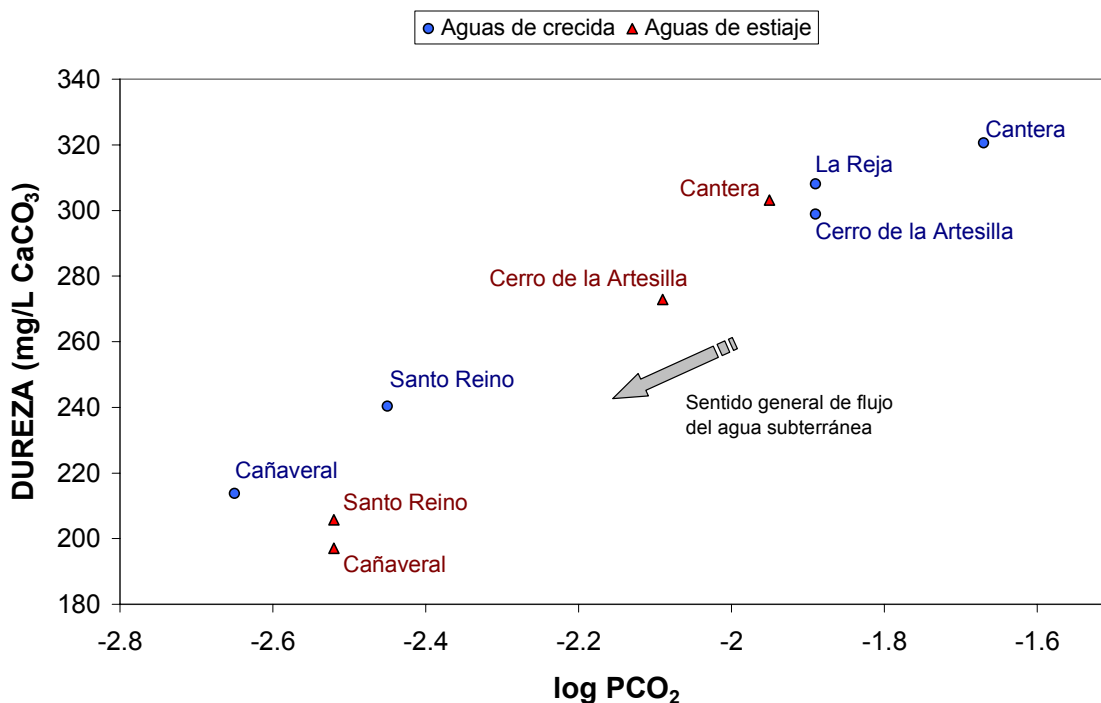


Figura 107. Relación entre la dureza del agua y la presión parcial de CO_2 calculada en las muestras de aguas de crecida y estiaje de los sectores principales del acuífero cretácico.

La figura 108 expone la relación entre los IS en calcita y dolomita y la presión parcial de CO_2 para las aguas de crecida, ambos índices muestran una perfecta correlación con el contenido en CO_2 , de tal forma que a mayor índice de saturación menor es el contenido en dióxido de carbono; situación que ha sido también observada por Moral (2005) en la Sierra del Segura y por Cardenal (1993) en la Sierra de Lújar. Por otra parte, el ajuste de los datos presenta una mayor pendiente en el caso de la dolomita que en el de la calcita, lo que tal vez esté en relación con la mayor velocidad de disolución de la calcita con respecto a la dolomita.

Según Langmuir (1971), una solución está en equilibrio con respecto a la calcita si el IS está comprendido entre $\pm 0,1$; para la dolomita en cambio se admite un rango de incertidumbre de $\pm 0,5$ (Plummer *et al.*, 1990). En este sentido, las aguas de crecida del acuífero cretácico aparecen ligeramente sobresaturadas con respecto a la calcita en el sector del Estanque y claramente sobresaturadas en el sector de La Guardia. En cuanto a la dolomita, en el sector del Estanque aparecen aguas subsaturadas en la

zona de Mojón Blanco (Cantera), en la Serrezuela (Cerro de la Artesilla y La Reja) tienden hacia el equilibrio y sobresaturadas en el sector de La Guardia (figura 103). Estos cambios en los índices de saturación se van produciendo a medida que se consume el CO₂ disuelto en el agua por lo que hay que concluir que la circulación del agua subterránea en la zona saturada del acuífero cretácico se produce en un sistema cerrado con respecto al CO₂, coherente además con la presencia de una zona de vegetación más densa en Mojón Blanco que en el resto de sectores.

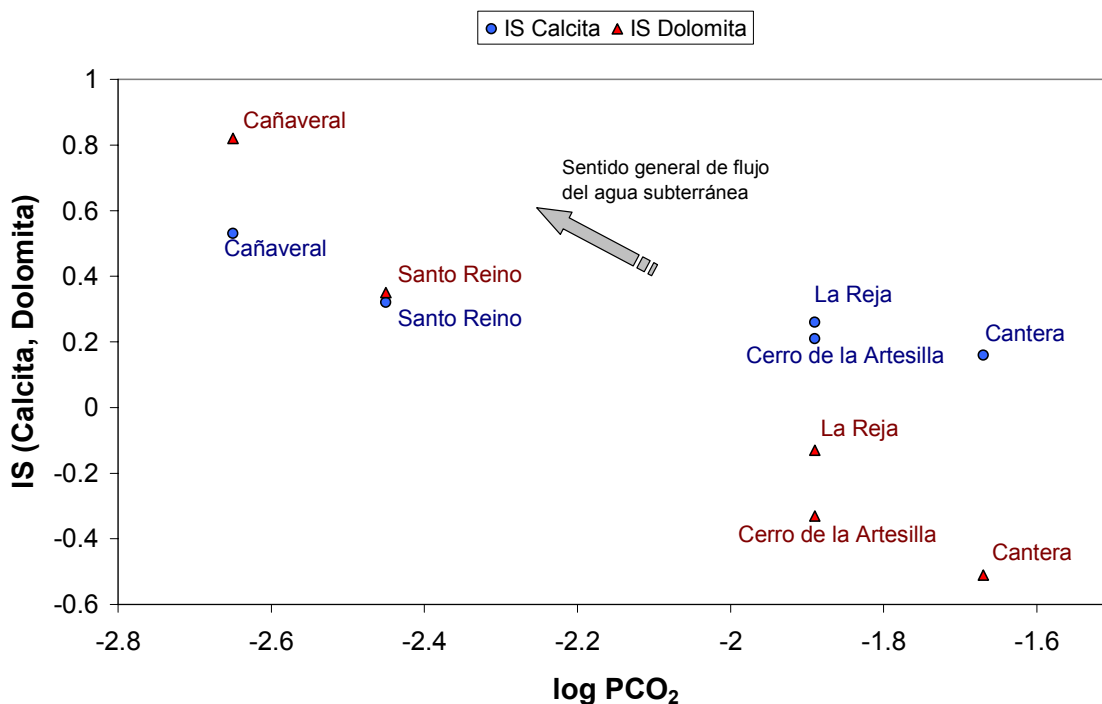


Figura 108. Relación entre los índices de saturación de calcita y dolomita y la presión parcial de CO₂ calculada en las muestras de aguas de crecida de los sectores principales del acuífero cretácico.

En la figura 109 se muestra la relación entre los IS en calcita y dolomita. En aguas de crecida se observa un crecimiento paulatino en el sentido de circulación del agua subterránea en ambos índices, en cambio, en aguas de estiaje se observa un claro descenso en el IS en calcita en el paso del agua del sector del Estanque al de La Guardia mientras que el IS de la dolomita continua creciendo. Estos hechos, como se detalla en el capítulo siguiente, pueden ser explicados por procesos de disolución incongruente de dolomita y dedolomitización, especialmente importantes en el sector de la Guardia, donde al mismo tiempo que se produce la disolución de dolomita hay precipitación de calcita.

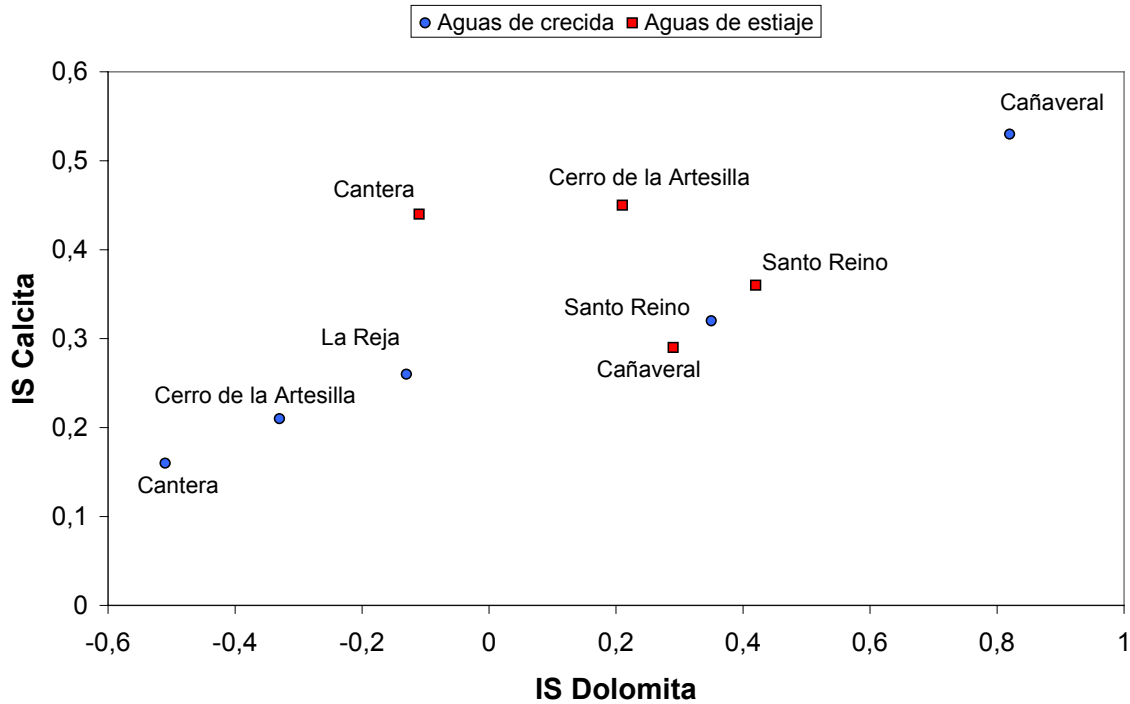


Figura 109. Relación entre los índices de saturación de calcita y dolomita en las muestras de aguas de crecida y estiaje de los sectores principales del acuífero cretácico.

5 MODELIZACIÓN HIDROQUÍMICA

La principal zona de infiltración deducida de los datos isotópicos aportados por los puntos de agua de los sectores del Estanque y la Guardia se sitúa a cotas entre 1250 y 1300 m s.n.m (ver capítulo VI), esta altitud coincide con la altiplanicie que ocupa la totalidad de las cumbres del afloramiento de Mojón Blanco, con una importante superficie de afloramiento. En esta zona la temperatura media podría situarse en torno a 14°C y aunque en parte los afloramientos de carbonatos aparecen desnudos, desprovistos de suelo y modelados por un lapiaz cavernoso, otra parte importante está recubierta por un denso bosque de pinar que asegura un aporte substancial de CO₂ al suelo.

El afloramiento de Mojón Blanco, tal y como se describió en el capítulo sobre estratigrafía, esta constituido por calizas cretácicas entre las que ocasionalmente, y sobre todo a muro, pueden aparecer delgadas intercalaciones de margas. No se han descrito en este afloramiento sectores dolomitizados, por lo que la dolomita es un mineral secundario dentro de la formación carbonática.

A raíz de las observaciones piezométricas e hidroquímicas se deduce una conexión hídrica entre este afloramiento y el afloramiento vecino de la Serrezuela de Pegalajar, estableciéndose un flujo subterráneo desde el primero al segundo. Se deduce también la conexión hidráulica entre el flanco meridional y septentrional del pliegue anticlinal que conforma la Serrezuela de Pegalajar, con un sentido de flujo del agua subterránea desde el primero al segundo. El flanco septentrional de dicho anticlinal es la única zona de todo el acuífero en la que se han descrito amplios sectores dolomitizados (figura 8). Finalmente, también se ha deducido la relación hídrica entre el flanco septentrional de la Serrezuela y el afloramiento cretácico de la margen izquierda del río Guadalbullón, sobre el que se sitúa el núcleo de la Guardia.

Del estudio del estado de saturación del agua en el acuífero cretácico puede concluirse que la evolución hidrogeoquímica en condiciones de aguas altas está regida, en primera instancia, por una rápida disolución de calcita hasta alcanzar la saturación, proceso que debe producirse en el propio suelo. La dolomita en cambio, no llega a alcanzar condiciones de equilibrio prácticamente hasta que el agua subterránea llega al flanco septentrional de la Serrezuela, donde aparece incluso sobresaturada. La disolución de la dolomita se produce muy lentamente en el primer trayecto de circulación subterránea, entre la zona de recarga de Mojón Blanco y el manantial de la Reja, sin embargo se hace notable en el sector de La Guardia, probablemente gracias a la mayor presencia de este mineral en esta zona. La saturación en dolomita lleva consigo la precipitación de calcita por efecto de ión común, al incorporarse calcio y CO_3^{2-} a la solución procedente de la dolomita disuelta, es lo que se conoce como disolución incongruente de la dolomita. Este proceso se observa en los puntos del sector de La Guardia, en los que consecuentemente a un incremento en el ión magnesio se produce un descenso en el bicarbonato y en el calcio, lo que implica precipitación de calcita.

Todo el proceso está también influenciado por el paulatino incremento en la temperatura del agua conforme desciende por el acuífero, desde su principal área de recarga con unos 14°C hasta superar los 17°C en el manantial del Cañaveral. El paso del agua bajo el río Guadalbullón hacia el afloramiento de La Guardia supone un nuevo incremento de temperatura hasta alcanzar condiciones termales, con 22°C.

Con el objetivo de discutir en detalle el modelo hidrogeoquímico descrito y para estudiar su viabilidad, he modelizado todo el proceso y comparado sus resultados con los datos de los puntos más representativos en la línea de evolución del agua

subterránea. Como puntos representativos he utilizado los datos procedentes de los sondeos Cantera, Cerro de la Artesilla y Santo Reino en condiciones de aguas altas, no he tratado de modelizar el paso del agua hacia el afloramiento de La Guardia, ya que desgraciadamente no he podido disponer de datos de campo fiables de pH en los puntos de esta zona (sondeos Castillo I y II), aunque sí dispongo de datos de temperatura.

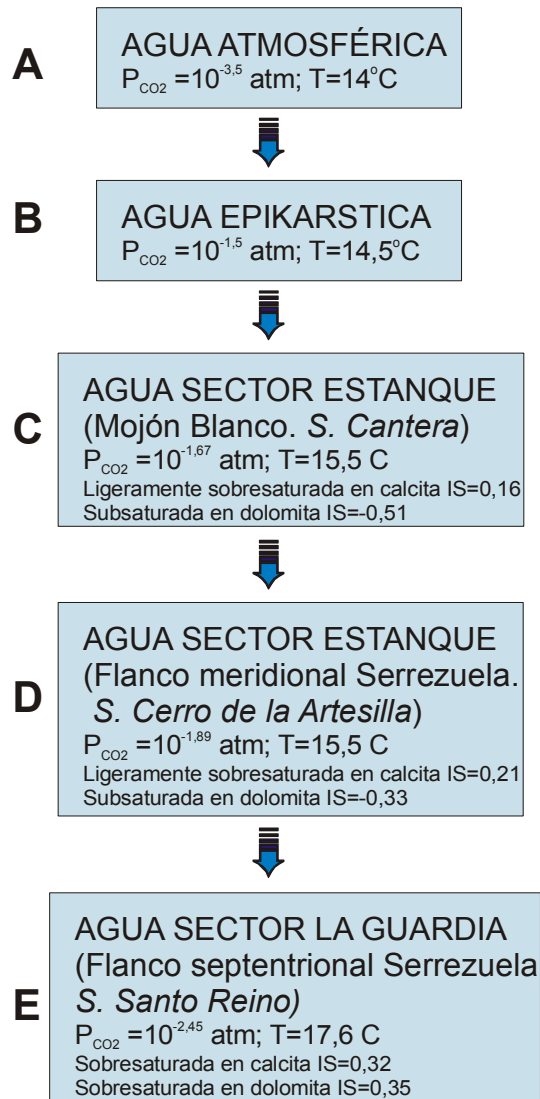


Figura 110. Esquema seguido para la modelización de la circulación del agua en los principales sectores del acuífero cretácico en condiciones de aguas de crecida.

El modelo propuesto para modelizar la evolución hidrogeoquímica en el acuífero cretácico parte de considerar un agua de lluvia pura a una temperatura de $14^\circ C$ y un pH de 5,5. El primer paso consiste en equilibrar este agua con las condiciones

atmosféricas, consistentes en una P_{CO_2} de $10^{-3,5}$ atm y P_{O_2} de $10^{-0,6}$ atm. En los siguientes pasos se simulan las condiciones existentes en el suelo y zona no saturada hasta alcanzar la zona saturada en la que, en primera instancia, se han impuesto las condiciones de saturación y P_{CO_2} calculadas en el sondeo Cantera, y posteriormente en los sondeos Cerro de la Artesilla y Santo Reino. He considerado exclusivamente las fases minerales de calcita y dolomita, ya que queda claro que la disolución de yeso no tiene influencia alguna, pues no hay en las formaciones acuíferas cretácicas ni en el sustrato de estas formaciones yeso disponible para disolver (el sustrato está constituido por una ritmita margoso-calcárea del Cretácico inferior). Los pasos seguidos se resumen en el esquema de la figura 110.

Para los pasos A y B se considera un sistema abierto al CO_2 y para los siguientes un sistema cerrado.

En la tabla 15 se muestran los valores obtenidos en la simulación y los valores reales obtenidos en cada uno de los puntos considerados.

	A	B	C		D		E	
T(°C)	14	14,5	15,5		15,5		17,6	
Log PCO₂	-3,5	-1,5	-1,67		-1,89		-2,45	
pH	5,5	6,98	7,17	7,16	7,33	7,33	7,77	7,73
Alcal, (meq/kg)	0	5,98	6,14	5,95	5,37	5,35	3,88	3,6
Ca	0	2,99	2,68	2,79	2,28	2,5	1,32	1,62
Mg	0	0	0,40	0,41	0,41	0,49	0,63	0,78
Calcita	0	+2,99	-0,71		-0,41		-1,19	
Dolomita	0	0	+0,40		+0,01		+0,22	
CO₂(gas)	0	+4,43	-0,43		-0,77		-1,19	
IS_{calcita}	-	0	0,16		0,21		0,32	
IS_{dolomita}	-	-	-0,51		-0,33		0,35	

Tabla 15. Valores expresados en mmol/kg de los distintos elementos y fases minerales que muestran la evolución probable del agua en el acuífero carbonático cretácico de Mancha Real-Pegalajar. En negro se muestran los valores medidos, o calculados a partir de estas medidas, en los puntos considerados, y en rojo los calculados a partir de la modelación con PHREEQC. En las fases minerales, los signos positivos indican disolución y los negativos precipitación.

Los valores obtenidos mediante la aplicación del programa de modelación confirman la viabilidad de las hipótesis previamente planteadas. El agua de infiltración alcanza la saturación en calcita al incorporar gran cantidad de CO₂ del suelo; durante su circulación hacia la zona saturada se produce la precipitación de parte de la calcita previamente disuelta probablemente como consecuencia de exsolución de CO₂ en cavidades y fisuras kársticas bien comunicadas con el exterior, lo que tiene como consecuencia la generación de espeleotemas. Por otra parte comienza a producirse disolución de dolomita. El agua de infiltración alcanza el nivel freático saturada en calcita y subsaturada en dolomita. Durante la circulación del agua desde Mojón Blanco hacia el flanco meridional de la Serrezuela de Pegalajar apenas se producen cambios en las condiciones de saturación de la dolomita, y hay algo de precipitación de calcita con consumo de CO₂. En cambio, en el paso del agua desde el flanco meridional hacia el flanco septentrional del anticlinal de la Serrezuela de Pegalajar, se observa un proceso de disolución incongruente de dolomita acompañado de precipitación de calcita y una importante pérdida de CO₂. Por otra parte, se produce un importante incremento en magnesio consecuencia de la disolución de dolomita que en este sector del acuífero es abundante.

6 REGISTROS VERTICALES DE CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA Y TEMPERATURA EN SONDEOS

6.1 PROCEDENCIA DE LOS DATOS

Se dispone de varios registros verticales de conductividad y temperatura realizados en diversas etapas en algunos sondeos que perforan los acuíferos estudiados.

Los primeros registros fueron realizados en mayo de 1991 en el sondeo Barrena II (nº 15) (ITGE, 1991; Rubio Campos *et al.*, 1995) como consecuencia de un estudio sobre la viabilidad de operaciones de recarga artificial en el Acuífero Mioceno de Mancha Real. El objetivo fue caracterizar el agua almacenada en el acuífero y la variabilidad producida tras las operaciones de recarga. Se realizaron cuatro registros en el mismo punto, uno antes de comenzar las operaciones de recarga y otros tres tras las mismas. El registro estudiado en este apartado corresponde al primero de los realizados ya que es el que refleja más fielmente las características del agua almacenada en el acuífero. Este registro consistió en una medida cada metro, con sonda de conductividad y

temperatura construida por la empresa ANALAB de 300 m de cable, entre los 166 y 192 m, que corresponden con el espesor saturado existente en el sondeo en esas fechas.

Otros dos registros fueron realizados en 1994 por el CEDEX en dos de los sondeos piezométricos construidos por la Dirección General de Obras Hidráulicas (CEDEX, 1994), estos sondeos fueron S-2 (nº 17) y S-3 (nº 18) en los que el nivel piezométrico se encontraba por encima de 200 m de profundidad, que era el máximo que permitía estudiar el equipo disponible por el CEDEX. En el sondeo S-2 se realizaron medidas de conductividad y temperatura cada dos metros entre 163 y 193 m (el sondeo tiene una profundidad de 361 m), y en el S-3 se tomaron medidas también cada dos metros entre 177 y 195 m (350 m de profundidad total en el sondeo).

En noviembre de 2005, poco después de la finalización de la perforación del sondeo Castillo II (nº 46), realicé un registro de conductividad y temperatura en toda la columna de agua existente. El registro se llevó a cabo con medidas cada 5 m con sonda hidronivel de conductividad “Reelogger” entre 40 y 190 m de profundidad. El sondeo corta todo el espesor de carbonatos del acuífero en esta zona.

Finalmente, la empresa “Aguas Jaén”, que gestiona el sistema de abastecimiento a Mancha Real, realizó en agosto de 2006 un reconocimiento videográfico y una testificación geofísica del sondeo Cantera (nº 39), que incluyó un registro continuo de la temperatura y conductividad del agua del sondeo entre los 99 y 260 m de profundidad. El registro fue realizado por la empresa “Sondeos Martínez”; las medidas de conductividad y temperatura se llevaron a cabo con sonda de calidad modelo TCDS (Trigueros y Piera, 2006).

Cuando el flujo de agua subterránea en el terreno es despreciable, la temperatura del agua ha de estar en equilibrio con la temperatura del terreno que la contiene, esto implica que en áreas con gradientes térmicos normales se producirá un incremento lineal de temperatura que debe ser del orden de 1 °C cada 33 m de profundidad, o lo que es lo mismo, de 0,03 °C m⁻¹ (Custodio, 1999), con variaciones que dependerán de la conductividad térmica de las rocas y del flujo térmico terrestre endógeno. Por otra parte, las variaciones anuales de la temperatura en la superficie del terreno se amortiguan con la profundidad y dejan de ser imperceptibles, a efectos prácticos, a los 10-20 m. Si existe un flujo de agua apreciable se registran variaciones de temperatura que son el reflejo de dicho flujo. Un flujo apreciable de agua en el interior de un sondeo

puede producirse por las diferencias de potencial hidráulico entre las formaciones acuíferas atravesadas por un sondeo, o bien dentro de la misma formación como consecuencia de la existencia de cambios verticales bruscos en la permeabilidad (Custodio, op. cit.). También pueden ser ocasionados por la entrada de aguas más frías procedentes de acuíferos limítrofes en los que la recarga se produce a mayor cota, como por ejemplo, en acuíferos carbonáticos de relieves abruptos que conectan lateralmente con otros acuíferos que se sitúan en sus laderas.

Este efecto de entrada o mezcla de aguas a diferente temperatura, suele tener también un reflejo en la salinidad del agua, ya que generalmente existirán diferencias en el tiempo de contacto agua-roca en los dos tipos de aguas, que pueden ponerse de manifiesto mediante los registros verticales de conductividad.

6.2 REGISTRO VERTICAL EN EL SONDEO BARRENA II

En la figura 111 se muestran los registros de conductividad y temperatura obtenidos en el sondeo Barrena II (nº 15) en 1991, en una época en la que el acuífero mioceno había sufrido una fuerte explotación que concluyó casi con el total agotamiento de sus reservas.

El sondeo se encuentra revestido en su totalidad con tubería metálica de 450 mm de diámetro y 4 mm de espesor, si bien, por desgracia, no se conoce en detalle la situación de las zonas ranuradas.

El registro de la temperatura muestra un gradiente inverso con un enfriamiento paulatino del agua de casi de $-0,1 \text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$ entre 166 y 170 m y una posterior estabilización total de la temperatura hasta el final del sondeo. El gradiente térmico negativo demuestra la existencia de una entrada de agua más fría procedente de la zona superior del acuífero; la brusca estabilización posiblemente sea debida a que la tubería de revestimiento del sondeo se encuentre sin ranurar en sus metros finales, lo cual es lógico ya que cortó una formación arcillosa no productiva de baja permeabilidad.

El registro de conductividad indica la existencia de agua altamente salina en la zona más profunda (23.500 $\mu\text{S/cm}$ de conductividad), una zona de transición y agua dulce en la zona superior con conductividades de 3200 $\mu\text{S/cm}$. Este registro muestra en

realidad la interfase entre aguas altamente salinas contenidas en las arcillas de la Unidad Olistostrómica langhiense, de origen triásico y con abundante presencia de materiales evaporíticos, y el agua de recarga contenida en la mayor parte del acuífero cuando éste se encuentra en estado natural.

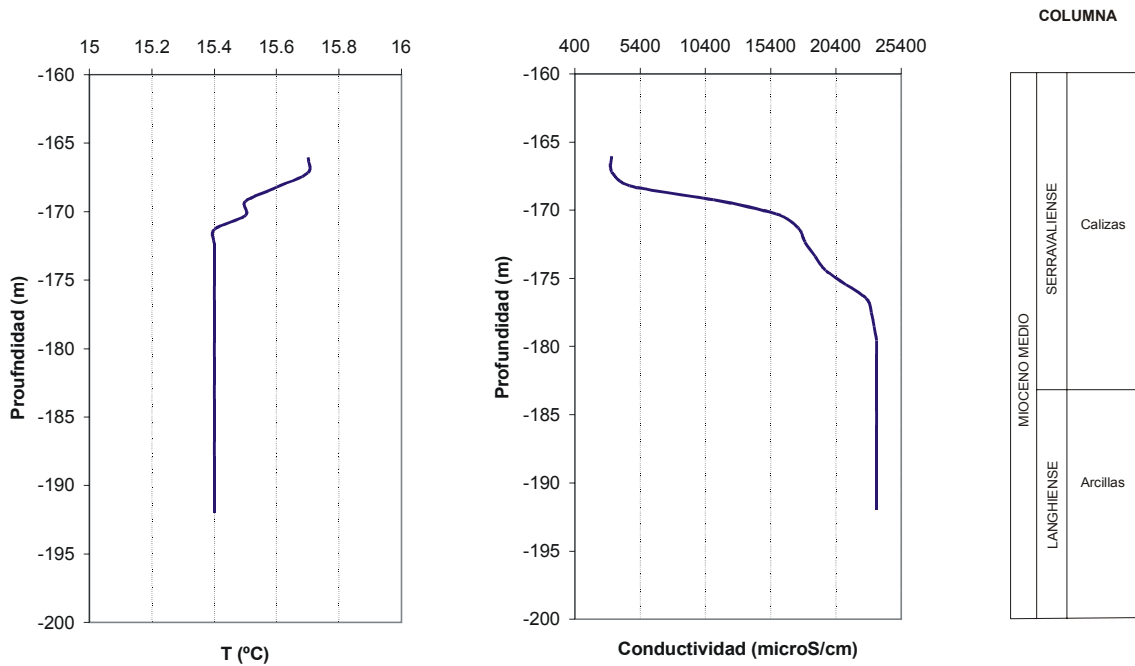


Figura 111. Registros verticales de conductividad y temperatura realizados en el sondeo Barrena II en mayo de 1991. A la derecha se indica la columna litológica cortada por el sondeo.

Estos datos apoyan la interpretación realizada en los apartados anteriores, en los que se dedujo la existencia de una importante entrada de agua hacia el acuífero mioceno de Mancha Real procedente del acuífero cretácico carbonático, que aportaría aguas más frías y de menor salinidad que las recargadas en el propio acuífero mioceno.

6.3 REGISTROS VERTICALES EN LOS SONDEOS SITUADOS EN EL ACUÍFERO CRETÁCICO

En el acuífero cretácico existe información en cuatro sondeos situados en diversos sectores que caracterizan distintas zonas del acuífero. De esta forma se dispone de un registro de temperatura y conductividad en el sondeo Cantera (nº 39) y S-3 (nº 18), ambos situados en el sector del Estanque, el primero en el afloramiento de Mojón Blanco y el segundo en el de la Serrezuela de Pegalajar. En el sector de la Guardia se

dispone de información de otros dos puntos, el sondeo S-2 (nº 17) en el afloramiento de la Serrezuela, y el sondeo Castillo II en el afloramiento de La Guardia.

En la figura 112 se muestra el registro realizado a instancias de la empresa Aguas Jaén en el sondeo Cantera. Este sondeo tiene una profundidad total de 258 m, si bien solo está entubado hasta el metro 206. El nivel estático se situaba en el momento en que se realizaron los registros a 99 m de profundidad, aunque la ranuración en la entubación se encuentra a partir de los 110 m.

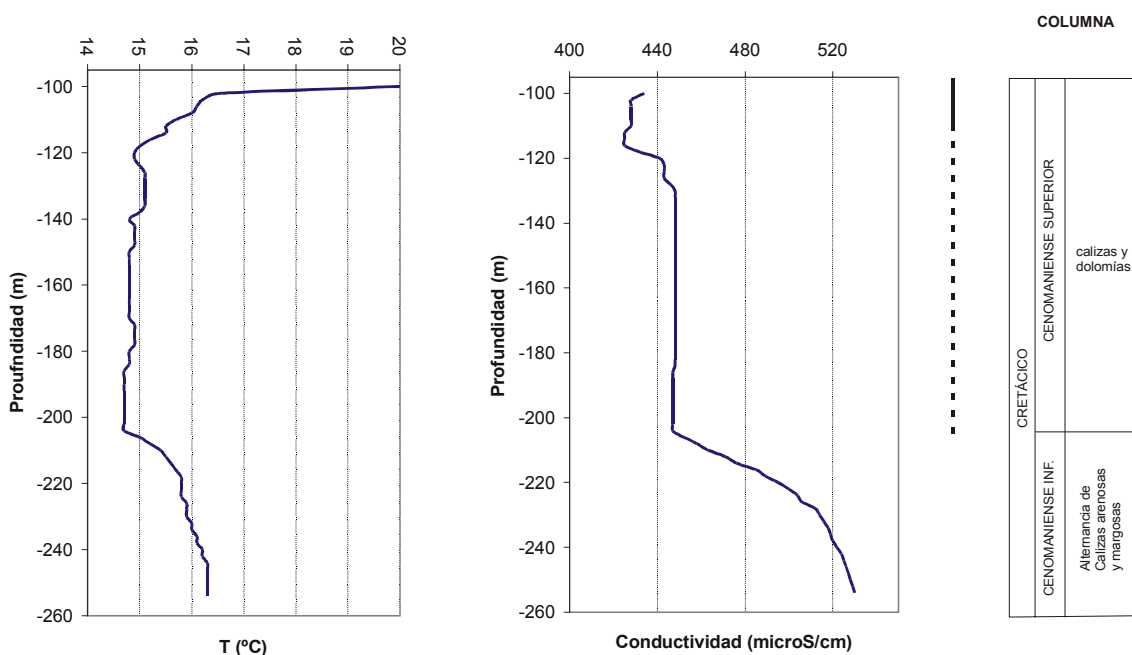


Figura 112. Registros verticales de conductividad y temperatura realizados por “Aguas Jaén” en el sondeo Cantera en agosto de 2006. A la derecha se indica la columna litológica cortada por el sondeo. La línea gruesa muestra los tramos ranurados de la entubación, que solo alcanza hasta el metro 206.

No se conoce en detalle la columna cortada por el sondeo, si bien, junto a los registros de temperatura y conductividad del agua se realizó también un registro de gamma natural que permite detectar las zonas más arcillosas o margosas. A partir de este registro se deduce una mayor abundancia de intercalaciones margosas en los 50 m finales del sondeo, lo que en principio está de acuerdo con la columna que podría deducirse del estudio geológico de superficie.

Desde el comienzo de la zona ranurada se observa un débil pero constante gradiente negativo en la temperatura, que se mantiene hasta el metro 204 con un valor en torno a $-0,003 \text{ } ^\circ\text{C m}^{-1}$. A partir de este valor se invierte el gradiente observándose un

paulatino incremento de la temperatura hasta el final del sondeo con un valor de $0,04\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$ similar al que podría esperarse en condiciones naturales en ausencia de flujo.

En cuanto a la conductividad, se observa su valor estabilizado en torno a $445\text{ }\mu\text{S/cm}$ hasta el metro 204 y posteriormente un incremento continuado hasta valores de $530\text{ }\mu\text{S/cm}$ al final del sondeo.

El registro pone de manifiesto la existencia de una zona de mayor permeabilidad hasta el metro 204, en la que puede deducirse la existencia de débiles flujos verticales que homogeneizan la temperatura y la conductividad del agua en el acuífero, y una parte final menos permeable en la que el flujo de agua es insignificante o está ausente.

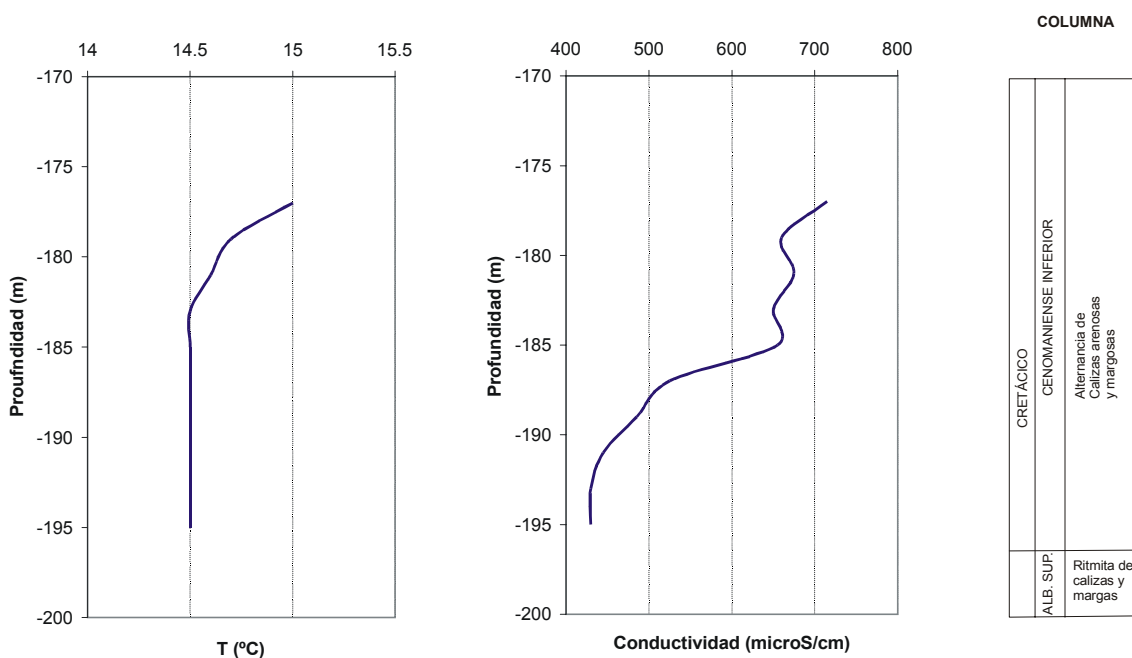


Figura 113. *Registros verticales de conductividad y temperatura realizados por el CEDEX en el piezómetro S-3 en 1994. A la derecha se indica la columna litológica cortada por el sondeo. El sondeo se encuentra entubado y ranurado en todo el tramo.*

En la figura 113 se muestran los registros obtenidos por el CEDEX en parte de la columna saturada del sondeo S-3, que se sitúa a unos 1600 m al suroeste del sondeo Cantera, pero en el vecino afloramiento de la Serrezuela. El registro es poco significativo debido al corto tramo investigado. La temperatura del agua sufre un enfriamiento progresivo en las tres primeras medidas entre los metros 177 y 181 desde valores de $15\text{ }^{\circ}\text{C}$, posteriormente se observa una estabilización de la temperatura a $14,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. La conductividad presenta en los primeros metros valores más elevados de los que cabría esperar, del orden de $650\text{ }\mu\text{S/cm}$, situándose en los

valores representativos del agua del acuífero a partir del metro 190 en torno a 430 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

En la figura 114 se muestra el registro obtenido en el sondeo S-2, situado en la serrezuela de Pegalajar pero en el sector de la Guardia. Este sondeo se encontraba en las fechas en las que se hizo el registro, entubado con tubería metálica ciega de 88,9 mm de diámetro hasta el metro 203 y otra tubería interior de PVC de 60 mm de diámetro, ranurada en toda su extensión.

Durante su perforación se observó la existencia de un nivel colgado cortado a 130 m de profundidad y un nivel piezométrico general situado a más de 250 m de profundidad.

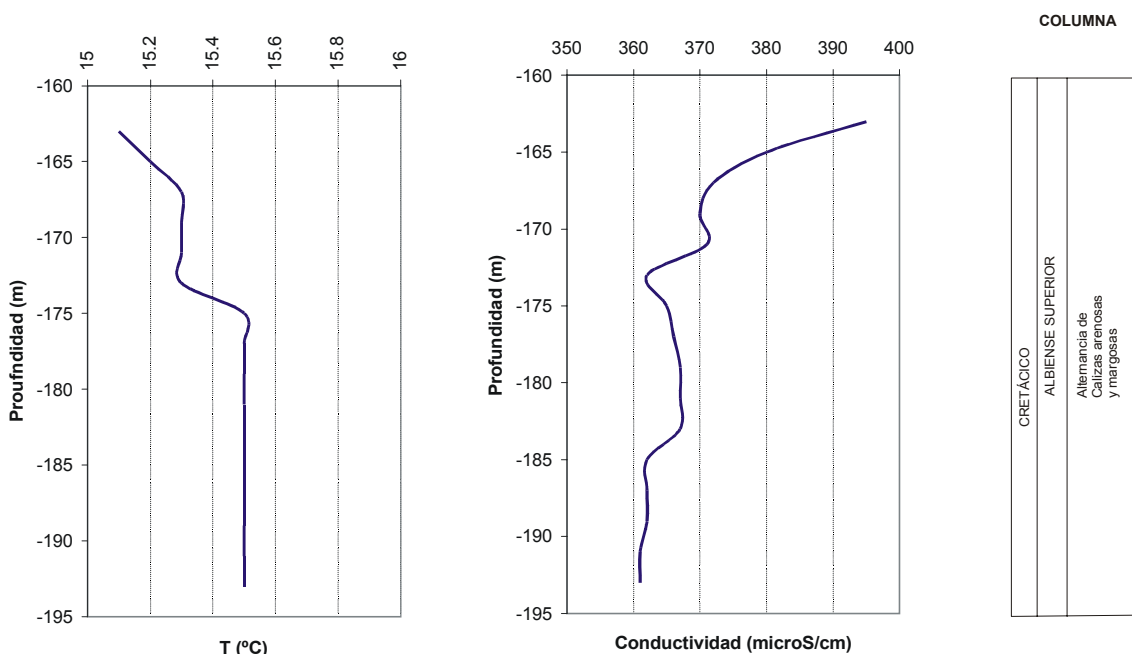


Figura 114. Registros verticales de conductividad y temperatura realizados por el CEDEX en el piezómetro S-2 en 1994. A la derecha se indica la columna litológica cortada por el sondeo. El sondeo se encuentra entubado y ciego en todo el tramo.

En los registros realizados se observa un importante cambio en las condiciones del agua a partir del metro 173, tanto en lo que respecta a temperatura como a conductividad, que se interpreta por la existencia de un poro de soldadura en la tubería metálica de revestimiento que permite la entrada de agua del nivel colgado (CEDEX, 1994).

En la figura 115 se muestra el registro de conductividad y temperatura obtenido en el sondeo Castillo II. La temperatura del agua en el sondeo se sitúa en torno a 22,5 °C

con un débil pero continuado incremento hasta los 185 m y un gradiente muy bajo de $8,6 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C m}^{-1}$. Entre el metro 185 y 190 se observa un brusco incremento de la T^a en casi medio grado.

En cuanto a la conductividad, en la mayor parte de la columna se registran valores en torno a 620-630 $\mu\text{S/cm}$ hasta el metro 185 en el que se registra un brusco descenso hasta valores por debajo de 450 $\mu\text{S/cm}$, que es coincidente con el incremento de temperatura observado.

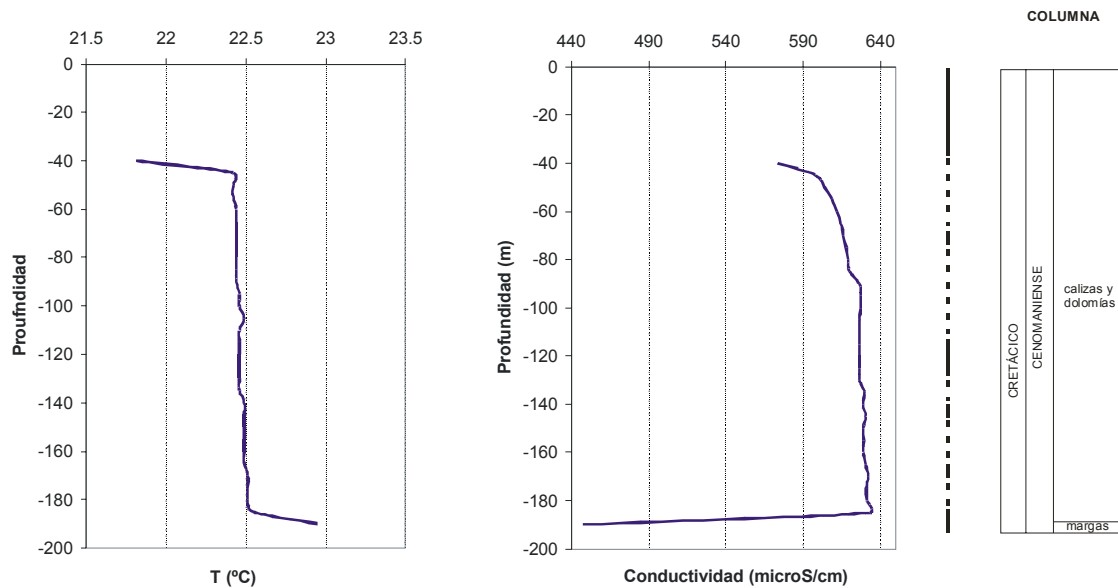


Figura 115. Registros verticales de conductividad y temperatura realizados en octubre de 2005 en el sondeo Castillo II. A la derecha se indica la columna litológica cortada por el sondeo. La línea gruesa muestra los tramos ranurados de la entubación.

Puesto que el sondeo corta la totalidad del espesor de carbonatos, la presencia de aguas más calientes y menos mineralizadas en la zona inferior del afloramiento permeable de La Guardia se interpreta por la existencia de un flujo rápido de aguas de circulación profunda que no han estado en contacto con materiales evaporíticos, y que serían el aporte principal de agua al acuífero.

Capítulo VI

Caracterización del contenido del agua subterránea en isótopos ambientales y radiactivos

Caracterización del contenido del agua subterránea en isótopos ambientales y radiactivos

1 INTRODUCCIÓN

El estudio de la composición isotópica del agua en hidrogeología se ha convertido en una herramienta imprescindible, utilizada frecuentemente para la caracterización de los mecanismos de recarga de los acuíferos. Los isótopos ambientales más comúnmente usados son los contenidos en la propia molécula del agua (^{18}O , ^2H y ^3H) que pueden ser considerados como un trazador del agua subterránea casi ideal, aportando valiosa información sobre localización de las áreas de recarga, periodos en los que se produce y la forma en la que se lleva a cabo. Los isótopos radiactivos como el tritio (^3H) son habitualmente empleados para caracterizar el tiempo de residencia del agua en el acuífero y, por tanto, el tiempo transcurrido desde que se produjo su infiltración en el mismo.

Otros isótopos ambientales que se encuentran disueltos en el agua (^{14}C , ^{13}C , ^{34}S , ^{16}N) aportan también una importantísima información sobre los procesos hidrogeoquímicos ocurridos en el acuífero.

Para la caracterización del agua subterránea de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco he utilizado la información aportada por los isótopos ambientales estables ^{18}O y ^2H ó D (Deuterio) con los que he intentado estudiar la situación de las áreas principales de recarga del acuífero, las diferentes familias de aguas existentes y su relación entre ellas.

También he podido disponer de alguna información sobre isótopos inestables radiactivos como el tritio (^3H) que he utilizado para estudiar el tiempo de residencia del agua en el acuífero.

2 GENERALIDADES

2.1 OXÍGENO-18 Y DEUTERIO

Los distintos isótopos de un mismo elemento tienen propiedades químicas muy similares, pero no idénticas. Los enlaces formados por isótopos ligeros son menos energéticos que los de los isótopos pesados y por tanto se rompen con mayor facilidad; por otra parte, durante una reacción química, las moléculas que contienen el isótopo más ligero reaccionan con una velocidad ligeramente superior a la de las moléculas con isótopos más pesados, esto ocurre también en las reacciones bioquímicas. Los productos resultantes se “enriquecen” y los iniciales se “empobrecen” en el isótopo ligero. Además, como consecuencia de la diferencia de masa existente también en los procesos físicos como la difusión, evaporación, condensación, cristalización etc., se producen diferenciaciones isotópicas. Todas estas variaciones se denominan *fraccionamiento isotópico* (Custodio, en Custodio y Llamas, 1983; Clark & Fritz, 1997; Mook *et al.*, 2002).

El proceso de fraccionamiento se describe matemáticamente mediante la comparación de las relaciones isotópicas de los dos componentes en equilibrio químico ($A \leftrightarrow B$). El factor de fraccionamiento se define como el cociente de las dos relaciones isotópicas (Mook *et al.*, 2002):

$$\alpha_A(B) = \alpha_{B/A} = \frac{R(B)}{R(A)} = \frac{R_B}{R_A}$$

La razón o relación isotópica se define como:

$$R = \text{abundancia del isótopo en defecto} / \text{abundancia del isótopo en exceso}$$

Normalmente, el factor de fraccionamiento (α) es cercano a 1, por ese motivo se utiliza con más frecuencia la desviación de α con respecto a 1 (δ):

$$\delta = \frac{R_m - R_p}{R_p} \times 1000 = \left(\frac{R_m}{R_p} - 1 \right) \times 1000$$

donde R_m y R_p representan las razones isotópicas entre el isótopo pesado y el ligero de la pareja isotópica considerada en la muestra y en el patrón de referencia, respectivamente. El valor δ representa, por tanto, la diferencia en partes por mil entre su razón isotópica y la del patrón, referida a este último. Su valor depende del patrón de referencia adoptado; un valor positivo o negativo indica que la muestra es, respectivamente, más rica o más pobre en el isótopo pesado que el patrón.

Los isótopos estables que forman parte del agua son ^1H (99,985%), ^2H (0,015 %), ^{16}O (99,76 %), ^{17}O (0,038 %) y ^{18}O (0,205 %) (Mook *et al.*, 2002). En el caso del oxígeno, debido a su diferencia de masa y abundancia se suele estudiar la razón $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Puesto que tanto el ^2H como el ^{18}O se encuentran en la naturaleza en proporciones muy pequeñas, no tiene objeto hablar de sus abundancias o razones isotópicas por lo que por convenio se trabaja con unidades “ δ ” dadas en ‰ con respecto al patrón internacional SMOW (Estándar Mean Ocean Water), patrón que representa las condiciones medias del agua del mar. Este patrón se agotó hace algún tiempo, por lo que actualmente se suele utilizar el V-SMOW que es una mezcla de aguas similar producida en Viena.

El contenido en isótopos estables del agua de un acuífero, no afectado por zonas geotermales, está determinado principalmente por los valores isotópicos de la precipitación en el área de recarga (Gat, 1971). La composición isotópica del agua de lluvia de cada lugar está también determinada por factores climáticos y geográficos, tales como su latitud, temperatura, estación de año, altura, distancia a la costa, etc. La composición isotópica está condicionada por procesos de evaporación-condensación e intercambio isotópico. La razón fundamental del fraccionamiento isotópico es la diferencia entre la presión de vapor de saturación de las moléculas de agua pesadas y ligeras. Esto produce una salida preferencial de las moléculas ligeras de la fase líquida con lo que ésta se enriquece en moléculas pesadas, es decir, se enriquece en isótopos pesados. Como la diferencia en la P de vapor entre H_2O y ^2HHO por una parte y, H_2^{16}O y H_2^{18}O por otra es similar, el fraccionamiento entre el hidrógeno y el oxígeno es proporcional, siguiendo la ecuación de una recta llamada línea meteórica mundial o de Craig, (1961):

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \text{ (Craig, 1961)}$$

Esta misma expresión se puede escribir de forma más general como:

$$\delta^2\text{H} = x \delta^{18}\text{O} + d$$

donde “x” generalmente es 8 pero en estaciones de islas tropicales suele estar más próximo a 6 y entre 2 y 5 en cuencas lacustres cerradas que sufren procesos de fraccionamiento isotópico fuera del equilibrio durante la evaporación. “d” es por lo general 10, pero puede ser menor en áreas costeras húmedas y en islas tropicales, y mucho más alto en zonas áridas. No obstante, la línea de las aguas meteóricas mundiales puede aplicarse, en general, para aguas meteóricas y superficiales (Clark & Fritz, 1997).

La composición isotópica del agua de precipitación de cada lugar está determinada por la “historia” de las masas nubosas que producen la precipitación y en consecuencia por las condiciones medioambientales que las rodean. Cada precipitación está enriquecida en isótopos pesados con respecto a la nube, con lo que ésta es cada vez más negativa (contiene menos átomos de ^{18}O y ^2H) (Clark & Fritz, op. cit.).

2.2 TRITIO

El isótopo radiactivo del hidrógeno, ^3H o T, se origina a partir de una reacción nuclear entre el nitrógeno atmosférico y los neutrones térmicos (Libby, 1946 *in* Mook *et al.*, 2002) en la alta atmósfera como consecuencia de los neutrones liberados por la radiación cósmica de origen extraterrestre. El T que se genera entra a formar parte del ciclo hidrológico después de que se oxide a $^1\text{H}^3\text{HO}$ y posteriormente se desintegra a ^3He con emisión de partículas beta y un periodo de semidesintegración de 12,32 años (Mook *et al.*, 2002).

La abundancia natural del T se presenta en función de las actividades específicas en Bq por litro de agua, o en Unidades Tritio, UT que equivalen a la concentración de $^3\text{H}/^1\text{H} = 10^{-18}$. Es muy complicado medir las actividades específicas absolutas del T, por lo que se relacionan con una muestra de agua de referencia que se mide bajo idénticas condiciones. La OIEA y el NIST han proporcionado un estándar para el tritio NBS-SRM 4361 con 11.100 UT referidos al 3 de septiembre de 1978 (Unterweger *et al.*, 1978 *in* Mook *et al.*, 2002).

La concentración de T en la precipitación en condiciones naturales es probablemente de unas 5 UT (Roether, 1967 in Mook *et al.*, 2002), sin embargo, como consecuencia de los ensayos nucleares de finales de los 50 y principios de los 60 el contenido en tritio en la precipitación se hizo 1000 veces mayor en el hemisferio norte; a partir de 1963, el contenido ha ido decreciendo hasta alcanzar actualmente valores normales en invierno y el doble en verano (figura 116).

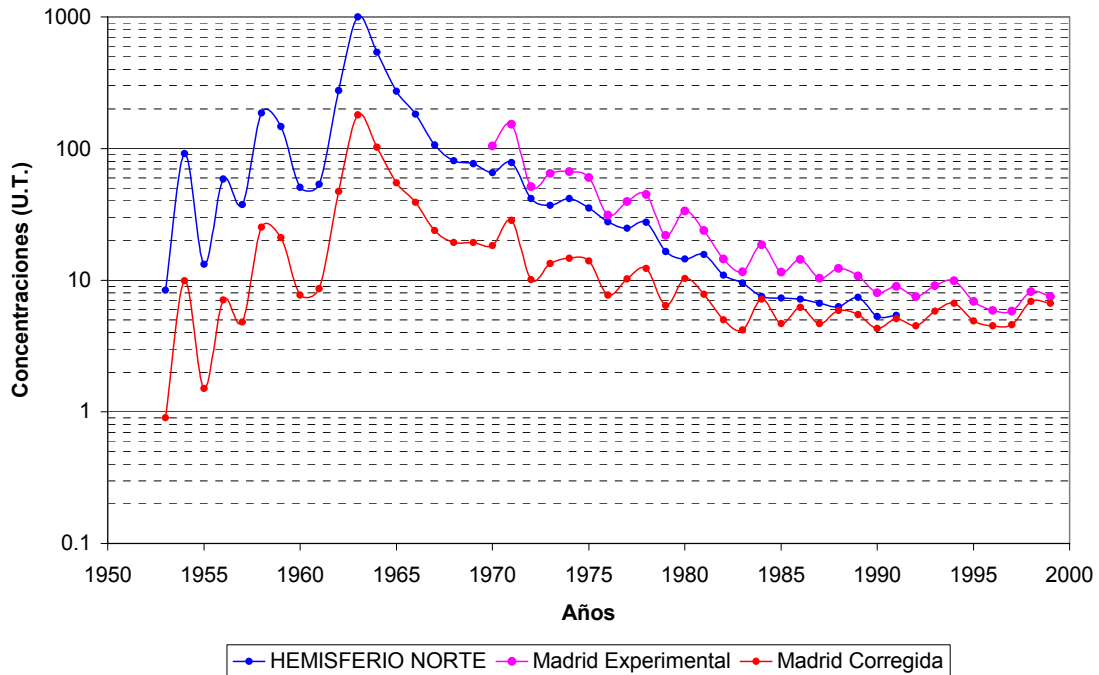


Figura 116. Contenido en T procedente de la precipitación. Los valores del hemisferio norte corresponden a los medidos en la estación de Ottawa y los de Madrid a los medidos por el CEDEX.

El gráfico de la figura 116 muestra los valores de T correspondientes a las estaciones de Ottawa y las medidas llevadas a cabo en Madrid por el CEDEX desde el año 1970 en valores sin corregir y corregidos por desintegración radiactiva para el año 2002. Los datos para el periodo anterior a 1979 en Madrid se determinan haciendo uso del modelo general de distribución del tritio en las precipitaciones. El modelo utilizado ha sido elaborado por A. Plata (CEDEX, 2003) con datos de más de 40 estaciones, operada conjuntamente por el Organismo Internacional de Energía Atómica y de la Organización Meteorológica Mundial (OIEA-OMM).

Las concentraciones de T en las precipitaciones de las zonas del interior de la Península (zonas alejadas del mar en más de 100 km) han tenido unos valores muy parecidos (CEDEX, 1994) y, por tanto, en la zona estudiada pueden utilizarse los medidos en Madrid.

3 CARACTERIZACIÓN DEL CONTENIDO EN OXÍGENO-18 Y DEUTERIO

3.1 CONTENIDO ISOTÓPICO DEL AGUA DE PRECIPITACIÓN

Existen diversos factores que determinan la composición isotópica en ^{18}O y ^2H del agua de precipitación en una zona concreta: la continentalidad, la temperatura, la estacionalidad, la altitud, la latitud y el denominado efecto cantidad, relacionado con la intensidad de lluvia caída en un episodio determinado.

En el entorno estudiado puede considerarse que la altitud y la temperatura son los factores que muestran la principal variabilidad en el contenido isotópico del agua de precipitación que se infiltra en el acuífero, ya que el efecto producido por factores como la latitud o la continentalidad se mantiene constante a lo largo del año en una misma zona. La estacionalidad tampoco presenta variabilidad importante, ya que se considera que la mayor parte de la infiltración se produce en las estaciones frías. Finalmente, también el efecto cantidad puede considerarse despreciable, pues solo los episodios de lluvias abundantes provocan infiltración.

Los contenidos en ^{18}O y ^2H en la precipitación disminuyen con la altitud. La variación de las razones de $\delta^{18}\text{O}$ en función de la altitud en las distintas regiones de Europa oscila entre $-0,16$ y $-0,4$ ‰/100 m y entre $1,2$ y $4,0$ ‰/100 m para el caso del $\delta^2\text{H}$ (Reyes y Delgado, com. pers.). Generalmente, la altitud y la temperatura están bien correlacionadas en un área concreta y el empobrecimiento observado con la altura es puramente un efecto de múltiple condensación. En cada estado de condensación durante la ascensión de masas de aire sobre las montañas, el vapor residual se empobrece en valores “ δ ”. Consecuentemente la próxima descarga (lluvia) del vapor ya empobrecido estará también empobrecida con relación a las condensaciones previas (es decir a las lluvias anteriores).

nº de orden	Paraje	Fecha	Cota Agua (m s.n.m.)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{vsmow}}(\text{‰})$	$\text{D}_{\text{vsmow}}(\text{‰})$
1	Pandera 1.000	Dic. 02	1000	-5,80	-28,6
2	Pandera 1.500	Dic. 02	1500	-6,39	-29,4
3	Pandera 1.872	Dic. 02	1872	-8,66	-52,8
4	Almadén 500 (La Guardia)	Dic. 02	500	-4,04	-21,5
5	Almadén 1.000	Dic. 02	1000	-4,30	-23,0
6	Almadén 1.500	Dic. 02	1500	-7,73	-44,5
7	Almadén 2.000	Dic. 02	2000	-13,43	-100,3
8	Ctra. Pozo Alcón 740	Dic. 02	740	-8,52	-59,3
9	Arroyo Frío 810	Dic. 02	810	-6,86	-45,0
10	Puerto de Tíscar 1.195	Dic. 02	1195	-10,37	-68,6
11	Puerto de las Palomas 1.215	Dic. 02	1215	-8,48	-53,1
12	Noalejo 1.055	Mar. 03	1055	-6,10	-40,7
13	Almadén 500 (La Guardia)	Mar. 03	500	-6,63	-48,9
14 a 20	Linares; media	Oct.02- Mar. 03	417	-5,54	-34,3

Tabla 16. Puntos de muestreo del agua de precipitación y valores obtenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en la provincia de Jaén en el año 2002/03. Datos extraídos de Benavente et al., 2004.

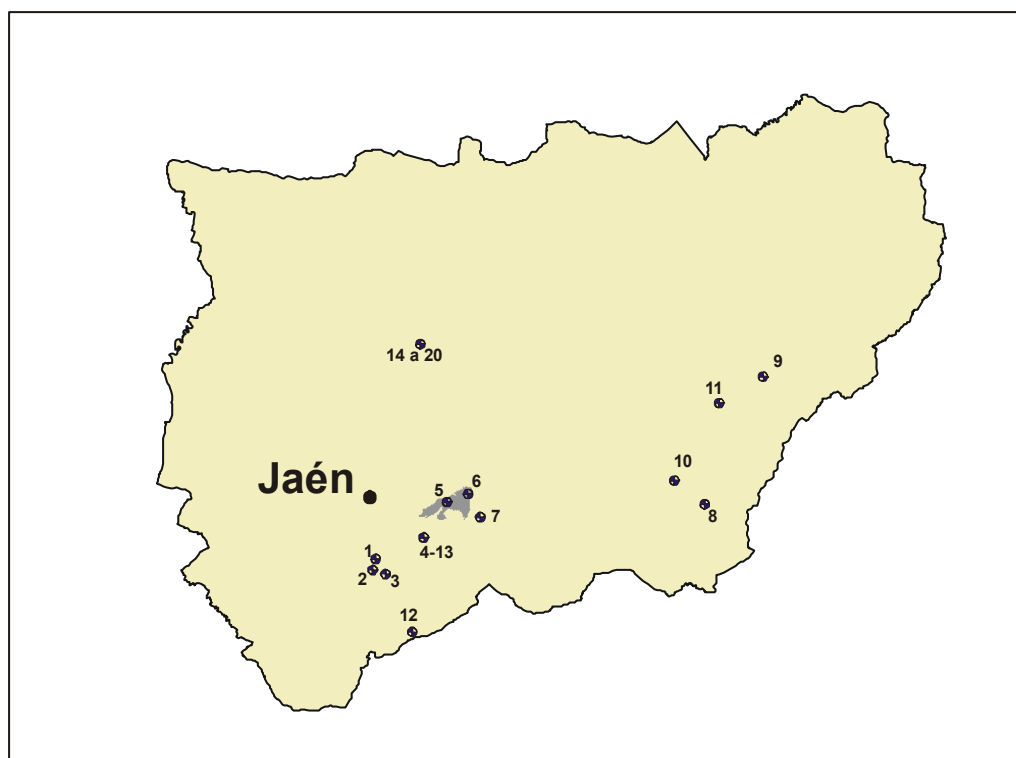


Figura 117. Situación de puntos de muestreo de agua de precipitación en relación con las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco. El nº de orden corresponde al de la tabla 15. En sombreado gris se han incluido los afloramientos de los acuíferos de las Sierras de Pegalajar y Mojón blanco. Modificado de Benavente et al., 2004.

Para la identificación de las áreas de recarga principales en un acuífero concreto, es pues necesario conocer los valores de las precipitaciones en esta zona y su relación con la altitud. Los datos que he utilizado proceden de un trabajo de investigación realizado por la Universidad de Jaén y el Instituto Geológico y Minero de España, con la colaboración del Instituto del Agua de la Universidad de Granada (Benavente *et al.*, 2004). Las muestras de precipitación fueron recogidas en diferentes puntos de la provincia de Jaén, a cotas entre 400 y 2000 m y entre octubre de 2002 y marzo de 2003, aunque la mayoría fueron recogidas entre los días 1 y 12 de diciembre de 2002.

En la figura 117 se muestra la situación de los puntos de muestreo, y en la tabla 15 los contenidos en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ obtenidos. Los análisis se realizaron en el laboratorio de espectrometría de masas de relaciones isotópicas de la Universidad Autónoma de Madrid utilizando como patrón el V-SMOW. El error analítico es 0,1‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y 1‰ para el $\delta^2\text{H}$ (Benavente *et al.*, op. cit.).

Para la elaboración de la línea meteórica local, aplicable a la provincia de Jaén, he utilizado los datos procedentes de los 14 puntos de la tabla 16, uno de los cuales (Linares) corresponde a la media de 7 muestreos realizados en el mismo punto.

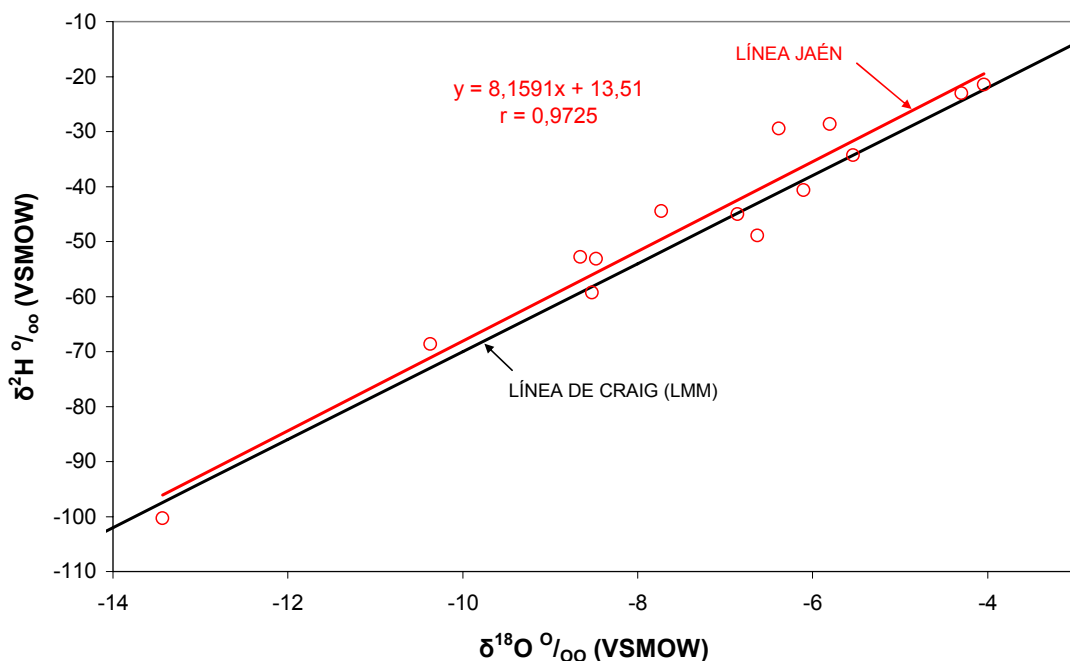


Figura 118. Relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en las muestras de precipitación de diversos puntos de la provincia de Jaén y su comparación con los valores de la línea meteórica mundial o línea de Craig ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$). Valores extraídos de Benavente *et al.*, 2004.

En la figura 118 se ha representado la línea meteórica para la provincia de Jaén, que se obtiene a partir de ajuste de los puntos que relacionan los valores de ^{18}O y D de las muestras consideradas. Los valores se ajustan con un elevado coeficiente de correlación (r) de 0,97 y la ecuación de la recta de ajuste es la siguiente:

$$\delta^2\text{H} = 8,16 \delta^{18}\text{O} + 13,51$$

Esta ecuación es muy similar a la de la línea meteórica mundial, y también a otra anteriormente obtenida a partir de datos recogidos en las sierras de Cazorla y Segura (IGME-Universidad de Granada, 1990):

$$\delta^2\text{H} = 7,75 \delta^{18}\text{O} + 10,29$$

En la figura 119 se muestra la relación entre los valores obtenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y la cota de recogida de la muestra. La recta de ajuste muestra un coeficiente de correlación (r) de 0,66 y la relación obtenida es la siguiente:

$$h \text{ (m s.n.m.)} = -303,03 \delta^{18}\text{O} - 1123,15$$

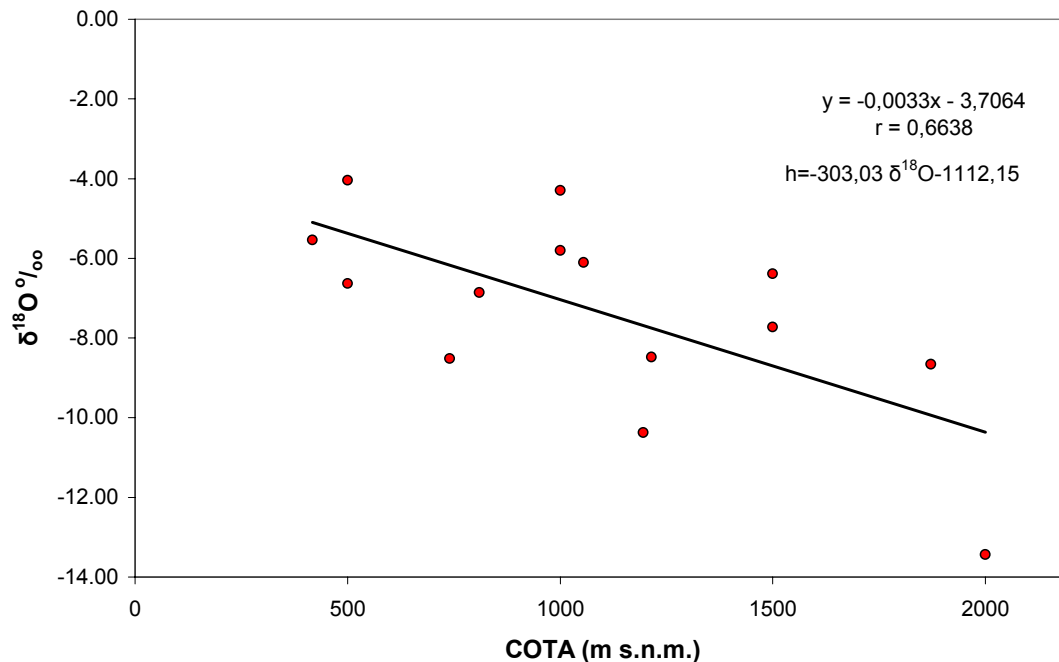


Figura 119. Relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras de agua de precipitación de diversos puntos de la provincia de Jaén y la cota del punto de recogida. Valores extraídos de Benavente et al., 2004.

El gradiente que se deduce es de $-0,33 \text{ ‰}/100 \text{ m}$, similar a otros obtenidos en el sur de España por autores como Vallejos (1997) que obtiene un gradiente de $-0,32 \text{ ‰}/100 \text{ m}$ en la vertiente sur y de $-0,36 \text{ ‰}/100 \text{ m}$ en la vertiente norte de la Sierra de Gádor en la provincia de Almería. Moral (2005) encuentra para la Sierra de Segura, en la provincia de Jaén, un valor de $-0,41 \text{ ‰}/100 \text{ m}$. En la Sierra de Cazorla (Jaén) se han obtenido valores de $-0,28 \text{ ‰}/100 \text{ m}$ (ITGE-Universidad de Granada, 1990) y en la Sierra de Lújar (Granada) de $-0,26 \text{ ‰}/100 \text{ m}$ (Cardenal, 1993).

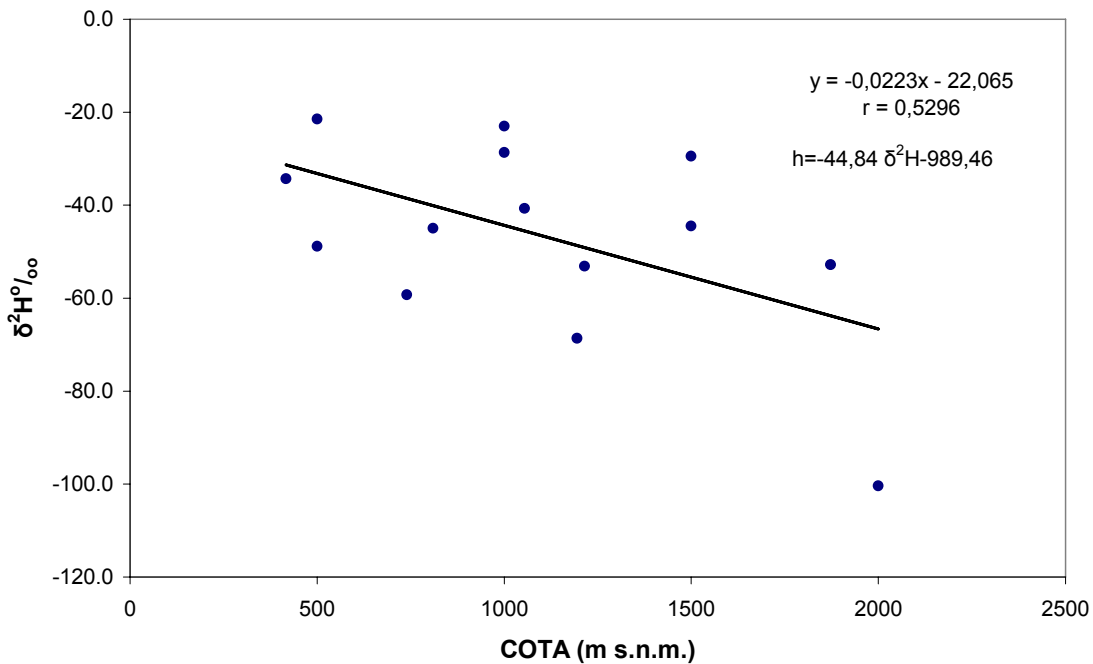


Figura 120. Relación entre los valores de $\delta^2\text{H}$ en las muestras de agua de precipitación de diversos puntos de la provincia de Jaén y la cota del punto de recogida. Valores extraídos de Benavente *et al.*, 2004.

La relación entre el D y la altitud muestra una peor correlación (figura 120), con un “r” de 0,53. El gradiente obtenido en este caso es de $-2,23 \text{ ‰}/100 \text{ m}$, también dentro del rango obtenido por otros autores en la provincia de Jaén y otras zonas del sur de España. Por ejemplo, Moral (op. cit.) obtiene un valor de $-2,76 \text{ ‰}/100 \text{ m}$ en la Sierra de Segura.

Benavente *et al.*, (2004) consideran que la baja correlación existente debe estar motivada por la diferente procedencia de las masas de vapor de agua, que en la provincia de Jaén suele ser atlánticas o mediterráneas, o del distinto grado de evolución de tales masas.

3.2 CONTENIDO ISOTÓPICO DEL AGUA SUBTERRÁNEA

3.2.1 PROCEDENCIA DE LOS DATOS

Los datos existentes sobre el contenido isotópico del agua subterránea almacenada en los acuíferos de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco proceden de varios trabajos realizados en la zona por distintos organismos de la administración.

La información más antigua procede del trabajo realizado por el CEDEX en 1994 tras la campaña de perforación de piezómetros realizada por la DGOH (CEDEX, 1994). En el informe citado se aportan datos para 12 puntos de $\delta^{18}\text{O}$; sin embargo, no se aportan datos sobre valores de $\delta^2\text{H}$, sin que la causa quede justificada en el informe correspondiente. Algunos de los muestreos se realizaron en pozos sin relación alguna con los acuíferos estudiados por lo que no han sido considerados para no complicar innecesariamente el tratamiento de los datos.

En noviembre de 1999, con motivo de diversos estudios realizados en la provincia de Jaén por el IGME, en el marco del convenio de colaboración suscrito con la Junta de Andalucía (ITGE-COPTJA, 1999b), se realizó una campaña de muestreo en 9 puntos, 3 de ellos relacionados con la zona de estudio (sondeos Peña del Águila y Barrena II y manantial de los Charcones), y otros dos en el vecino acuífero de Almadén (Fuenmayor y Fuente del Zar). Las determinaciones de deuterio y oxígeno-18 fueron realizadas en el Centro Experimental del Zaidín (CSIC) en Granada.

En el año hidrológico 2002-03, el IGME, en el marco del convenio de colaboración con la Diputación Provincial de Jaén y con la colaboración de investigadores del Instituto del Agua de la Universidad de Granada y la Universidad de Linares, llevó a cabo un proyecto en el que se realizaron dos campañas de muestreos en diversos puntos de la provincia de Jaén, las campañas se programaron para caracterizar las épocas de estiaje y crecida. La primera se realizó en julio de 2002 y la segunda en marzo de 2003 (Izquierdo, 2003). En la primera campaña se muestrearon 40 puntos, 2 directamente relacionados con la zona de estudio (sondeo Peña del Águila y manantial del Molino), 1 muestra corresponde al río Guadalbullón a su paso junto al acuífero

cretácico y 3 en acuíferos limítrofes (sondeos de La Merced en el acuífero Grajales-Pandera, sondeo Vegarada en San Cristóbal, y Fuenmayor en el acuífero de Almadén); en la segunda campaña se analizaron 44 puntos, 6 relacionados directamente con el acuífero cretácico (sondeos Peña del Águila, Santo Reino, Pinos y Castillo I y manantiales de los Molinos y Pulpite), 1 en el río Guadalbullón y 4 en acuíferos limítrofes en los mismos puntos que la primera campaña. Los análisis correspondientes a la primera campaña fueron realizados en el Centro Experimental del Zaidín (CSIC) Granada, y los de la segunda en el laboratorio de la Universidad Autónoma de Madrid.

Finalmente, en noviembre de 2005 recogí tres muestras en los manantiales de Mengogil, el Cañaveral y Las Pilas de la Guardia, que fueron analizadas en el laboratorio Alfred Wegener-Institute für Polar und Meeresforschung situado en Potsdam (Alemania).

3.2.2 ANÁLISIS DE LA RELACIÓN ENTRE EL OXÍGENO-18 Y EL DEUTERIO

En la tabla 17 se expone un listado de los puntos utilizados, fechas de muestreos, valores obtenidos y cotas del área de recarga deducidas a partir de los valores del agua de precipitación (apartado 3.2.3).

La figura 121 muestra la relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ entre los valores medios considerados para los puntos de agua incluidos en los acuíferos de las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco; se ha incluido también la línea meteórica mundial (LMM) o línea de Craig y la línea meteórica local obtenida para la provincia de Jaén a partir de los datos de Benavente *et al.*, 2004.

En el gráfico destaca, en primer lugar, la posición a la que se sitúa el punto correspondiente al manantial de los Charcones, claramente diferenciado del resto por presentar los valores de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos. En la parte derecha del gráfico se diferencian también los tres manantiales que surgen en las faldas de los afloramientos cretácicos, alejados de sus bordes y relacionados con materiales detríticos miocenos (Molino Viejo y Las Pilas) o pliocuaternarios (manantial de Pulpite). La mayor parte de los puntos se agrupan en torno a la LMM o línea de Craig, sobre todo las muestras procedentes de los manantiales y sondeos relacionados exclusivamente con los

carbonatos cretácicos y dos sondeos relacionados con el acuífero Mioceno de Mancha Real.

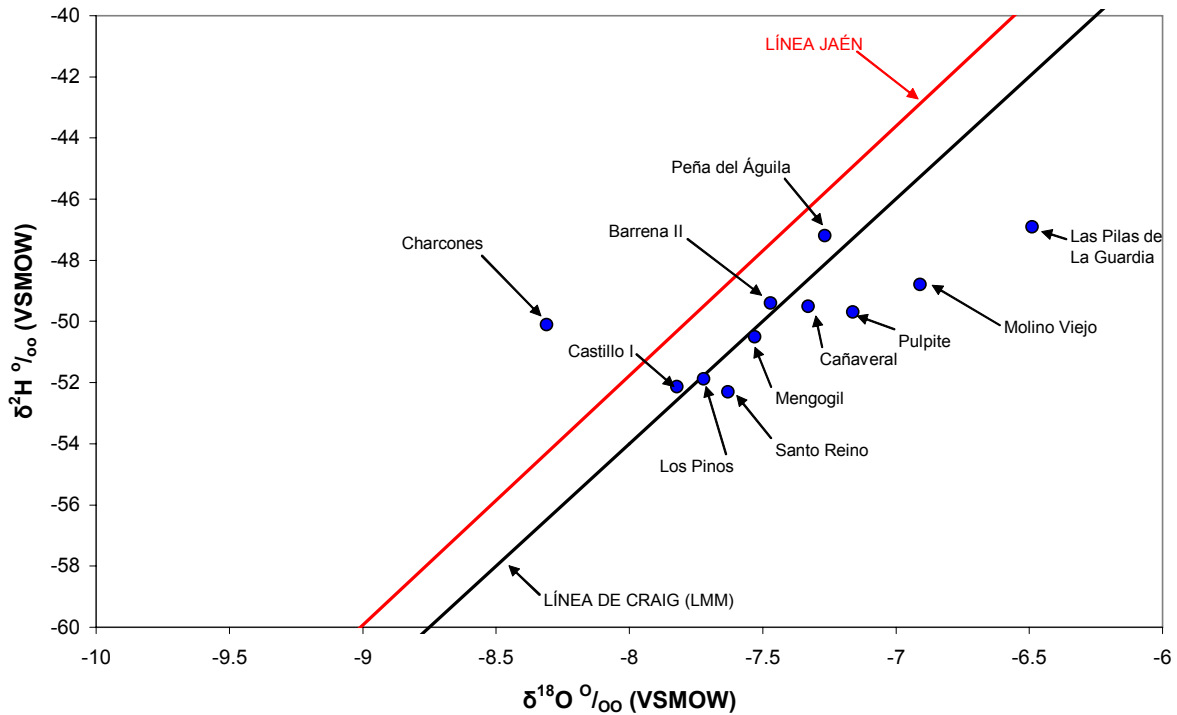


Figura 121. Relación entre los valores de deuterio y oxígeno-18 en algunos puntos de agua de los acuíferos de las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco y líneas meteórica mundial o de Craig y local para Jaén.

La figura 122 compara los datos de los puntos relacionados exclusivamente con el acuífero cretácico (Castillo, Los Pinos, Santo Reino y Cañaveral) con los dos manantiales situados en el acuífero de Almadén y con el manantial de Los Charcones. Los manantiales relacionados con el acuífero de Almadén (Fuente del Zar y Fuenmayor) se agrupan en la envolvente de la izquierda de la figura, en la que también queda incluido el manantial de Los Charcones. Claramente diferenciados se agrupan, en la envolvente derecha, todos los puntos de los sectores del Estanque y La Guardia. Estas diferencias están de acuerdo con las conclusiones obtenidas a partir de la información piezométrica y físico-química expuesta en los capítulos precedentes.

Nº ORDEN	TOPONIMIA	δ18O	δ2H	MEDIA (δ18O)	MEDIA (δ2H)	FECHA	LABORATORIO	COTA RECARGA (δ18O)	COTA RECARGA (δ2H)	MEDIA COTA
9	Peña del Águila	-7.11	-48.8	-7.27	-47.19	nov-99	CSIC Zaidín Granada	1079	1127	1103
		-7.4	-47.0			jul-02	CSIC Zaidín Granada			
		-7.29	-45.8			mar-03	CSIC Madrid			
15	La Barrena II	-7.47	-49.4	-7.47	-49.4	nov-99	CSIC Zaidín Granada	1140	1226	1183
25	Los Charcones	-8.31	-50.1	-8.31	-50.1	nov-99	CSIC Zaidín Granada	1395	1257	1326
26	Fuente Pulpite	-7.1	-49	-7.16	-49.69	jul-02	CSIC Zaidín Granada	1047	1239	1143
		-7.22	-50.4			mar-02	CSIC Zaidín Granada			
36	Los Pinos	-7.72	-51.9	-7.72	-51.9	mar-02	CSIC Zaidín Granada	1217	1337	1277
53	Molino Viejo	-6.8	-50.0	-6.91	-48.78	jul-02	CSIC Zaidín Granada	971	1198	1084
		-7.02	-47.6			mar-03	CSIC Madrid			
54	Sto Reino	-7.55		-7.59	-52.29		CEDEX	1176	1356	1266
		-7.63	-52.3			mar-03	CSIC Zaidín Granada			
58	Cerro de la Artesilla	-7.99		-7.99			CEDEX	1298		1298
45	Castillo I	-7.9	-52.0	-7.82	-52.13	jul-02	CSIC Zaidín Granada	1247	1348	1298
		-7.75	-52.3			mar-03	CSIC Zaidín Granada			
16	S-1	-8.19		-8.19			CEDEX	1359		1359
17	S-2	-7.59		-7.59			CEDEX	1177		1177
18	S-3	-7.65		-7.65			CEDEX	1195		1195
19	S-4	-7.47		-7.47			CEDEX	1140		1140
10	Caserón de Monroy	-8.05		-8.05			CEDEX	1316		1316
3	Pilar del Puerto	-7.32		-7.32			CEDEX	1095		1095
13	Fte. Alta del Puerto	-7.57		-7.57			CEDEX	1171		1171
	Sondeo Vegarada	-6.9	-45.0	-6.65	-44.66	jul-02	CSIC Zaidín Granada	891	1013	952
		-6.39	-44.3			mar-03	CSIC Madrid			
	Río Guadalbullón	-7.5	-47.0	-7.40	-48.47	jul-02	CSIC Zaidín Granada	1118	1184	1151
		-7.29	-49.9			mar-03	CSIC Madrid			
	Fuenmayor	-8.42	-53.1	-8.46	-52.55	nov-99	CSIC Zaidín Granada	1440	1367	1404
		-8.5	-52.0			jul-02	CSIC Zaidín Granada			
		-8.32	-58.7			mar-03	CSIC Madrid			
	Fuente del Zar	-9.05	-52.6	-9.05	-52.6	nov-99	CSIC Zaidín Granada	1619	1369	1494
	La Merced	-7.8	-50.0	-7.77	-50.93	jul-02	CSIC Zaidín Granada	1230	1294	1262
		-7.73	-51.9			mar-03	CSIC Madrid			
64	El Mengogil	-7.5	-50.5	-7.5	-50.5	nov-05	Alemania	1159	1275	1217
63	Cañaverl	-7.33	-49.5	-7.33	-49.5	nov-05	Alemania	1098	1230	1164
6	Las Pilas de la Guardia	-6.5	-46.9	-6.5	-46.9	nov-05	Alemania	844	1114	979

Tabla 17. Contenido en oxígeno-18 y Deuterio en los puntos utilizados y valores de las cotas del área de recarga deducidas.

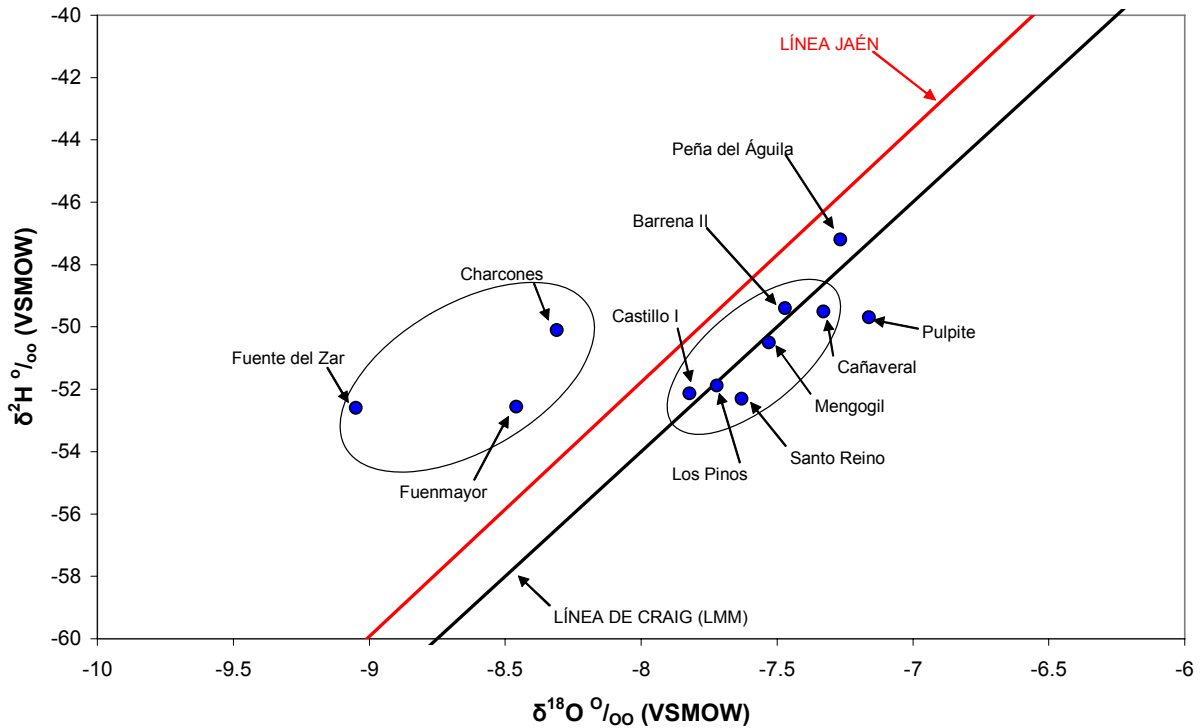


Figura 122. Relación entre los valores de deuterio y oxígeno-18 en los puntos de agua relacionados con el acuífero cretácico, acuífero mioceno de Mancha Real, acuífero pliocuaternario (manantial de Pulpite) y acuífero jurásico de Almadén.

A lo largo de este trabajo se ha especulado con la posibilidad de la existencia de descargas ocultas desde el acuífero cretácico hacia el Acuífero Mioceno de Mancha Real, posibilidad deducida de los datos piezométricos e hidroquímicos. Para estudiar esta posible relación se han incluido en el gráfico de la figura 122 los valores de los sondeos Peña del Águila y Barrena II.

Los valores correspondientes al sondeo Barrena II fueron tomados en noviembre de 1999, en ausencia de explotación en el acuífero. Puesto que el sondeo se encontraba sin instalación se utilizó un tomamuestras que permite extraer aguas a distintas profundidades (ITGE-COPTJA, 1999b). La muestra se extrajo 4 m por debajo del nivel piezométrico, siendo representativa del agua que recarga el acuífero, sin apenas variaciones estacionales (ver capítulo sobre piezometría), pues, como se demostró anteriormente, existe agua estratificada de gran salinidad en las partes profundas de este sondeo. Esto podría explicar que presente mayores similitudes a las aguas del acuífero cretácico (de donde debe proceder el agua recargada) que incluso el agua del sondeo Peña del Águila, que explota el mismo nivel acuífero y que se sitúa más cercano a los afloramientos cretácicos. Los valores del sondeo Peña del Águila representados corresponden a la media de tres muestras, todas ellas tomadas

mediante el bombeo con el equipo de extracción instalado en el sondeo, y representan por tanto al conjunto de aguas almacenadas en el acuífero mioceno.

En el gráfico de la figura 122 se ha incluido también el manantial del Pulpite, que constituye la principal descarga del acuífero pliocuaternario que se encuentra al noreste de la zona estudiada. Este manantial presenta importantes crecidas que podrían estar relacionadas con descargas ocultas desde los acuíferos carbonáticos limítrofes, ya sea el acuífero cretácico de Mojón Blanco, o el acuífero jurásico de Almadén. Los valores corresponden a la media de dos muestras recogidas en 2002 en época de aguas altas y por lo tanto podrían ser representativas de una mezcla de aguas entre las infiltradas en los propios materiales detríticos pliocuaternarios y los acuíferos carbonáticos limítrofes. El gráfico muestra similitud de las aguas drenadas por el manantial con los valores de las aguas del acuífero cretácico, y descarta cualquier relación con las aguas drenadas con el acuífero jurásico, cuyos valores se sitúan muy alejados.

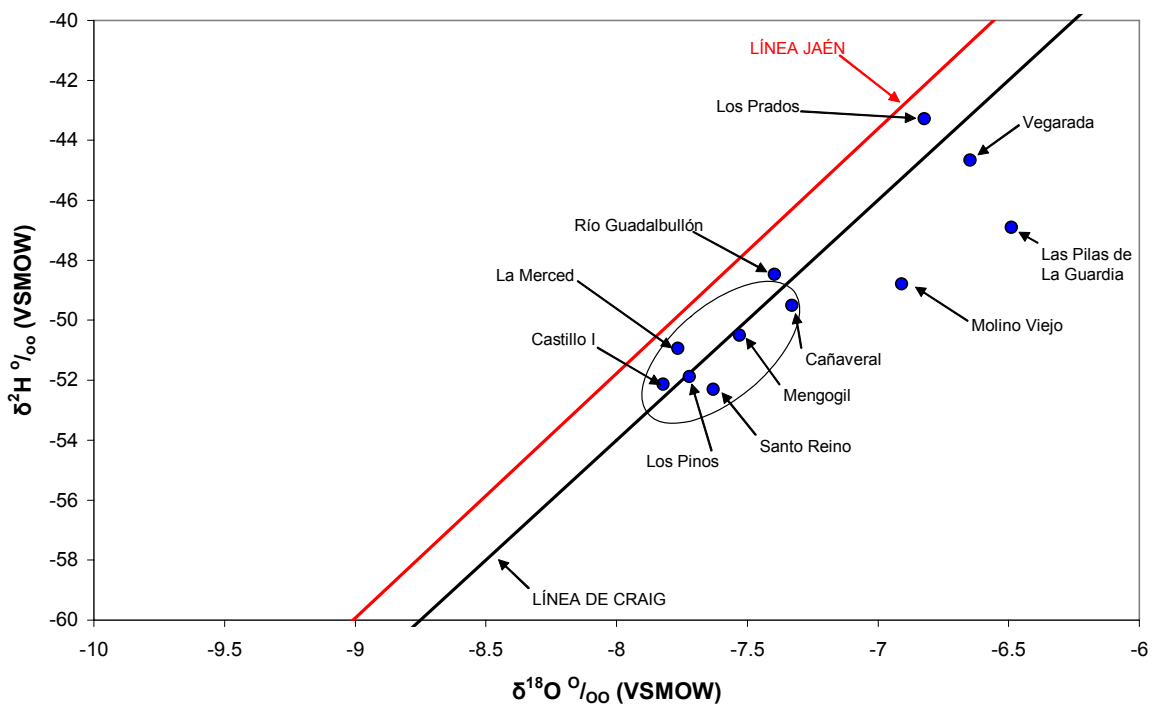


Figura 123. Relación entre los valores de deuterio y oxígeno-18 en los puntos de agua del acuífero cretácico de Mancha Real-Pegalajar y los acuíferos de San Cristóbal, Grajales-Pandera y Jabalcuz. Se incluyen también el río Guadalbullón y los manantiales de Molino Viejo y las Pilas de la Guardia situados ambos en las laderas de la Serrezuela de Pegalajar pero relacionados con materiales detríticos.

En el gráfico de la figura 123 se han representado nuevamente los valores correspondientes a los puntos del acuífero cretácico junto con los de otros acuíferos

límites que podrían estar relacionados con el agua subterránea captada por los sondeos del Castillo en La Guardia. La intención es estudiar la posible relación del afloramiento de La Guardia con otros acuíferos que se sitúan en sus alrededores o bien confirmar su relación con el acuífero de la Serrezuela de Pegalajar, como se ha interpretado a partir de los valores de los parámetros físico-químicos y piezométricos.

Los manantiales situados en el núcleo urbano de La Guardia, y los sondeos de abastecimiento al mismo (sondeos Castillo I y II) se han incluido tradicionalmente en la unidad hidrogeológica de San Cristóbal; sin embargo las características hidroquímicas de sus aguas han puesto de manifiesto una probable relación con el acuífero cretácico de la Serrezuela de Pegalajar. El sondeo Vegarada se sitúa en la vertiente oriental del Cerro de San Cristóbal y capta aguas representativas de este acuífero. Como puede observarse en el gráfico de la figura 123, sus valores se sitúan muy alejados de los puntos representativos del acuífero cretácico que son muy similares a los del sondeo Castillo I, especialmente los de los sondeos Pinos y Santo Reino. Lo mismo ocurre con los valores isotópicos del manantial de Los Prados, representativo de las aguas del acuífero de Jabalcúz, situado más al este, pero constituido por los mismos materiales que el acuífero de San Cristóbal. El sondeo de la Merced es representativo del acuífero Grajales-Pandera, y sus aguas son muy similares, desde el punto de vista isotópico, a las del sondeo Castillo I y a las del acuífero cretácico de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco, por lo que en principio podría tener relación con el afloramiento cretácico de La Guardia; sin embargo, las características físico-químicas de las aguas del sondeo de la Merced, con valores elevados en sulfatos y una salinidad notablemente más alta que la de los sondeos Castillo I y II descartan cualquier relación; además el nivel piezométrico se sitúa a cota sensiblemente inferior en el sondeo de la Merced que en el Castillo I, por lo que no podría existir flujo subterráneo desde esta zona hacia el afloramiento cretácico de La Guardia. La similitud hay que buscarla en que, en ambos acuíferos, las principales áreas de recarga se sitúan a cotas similares. Las aguas del río Guadalbullón a su paso por la localidad de La Guardia también presentan valores isotópicos similares, pero con una salinidad muy superior. En la figura 124 se muestra la situación de los acuíferos limítrofes junto a la de los puntos representativos de cada uno de ellos.

En el gráfico se han incluido también los valores de los manantiales del Molino Viejo y Las Pilas de La Guardia, dos manantiales que por su situación, podrían recoger descargas del acuífero cretácico de la Serrezuela de Pegalajar; sin embargo, los valores isotópicos parecen descartar esta posibilidad.

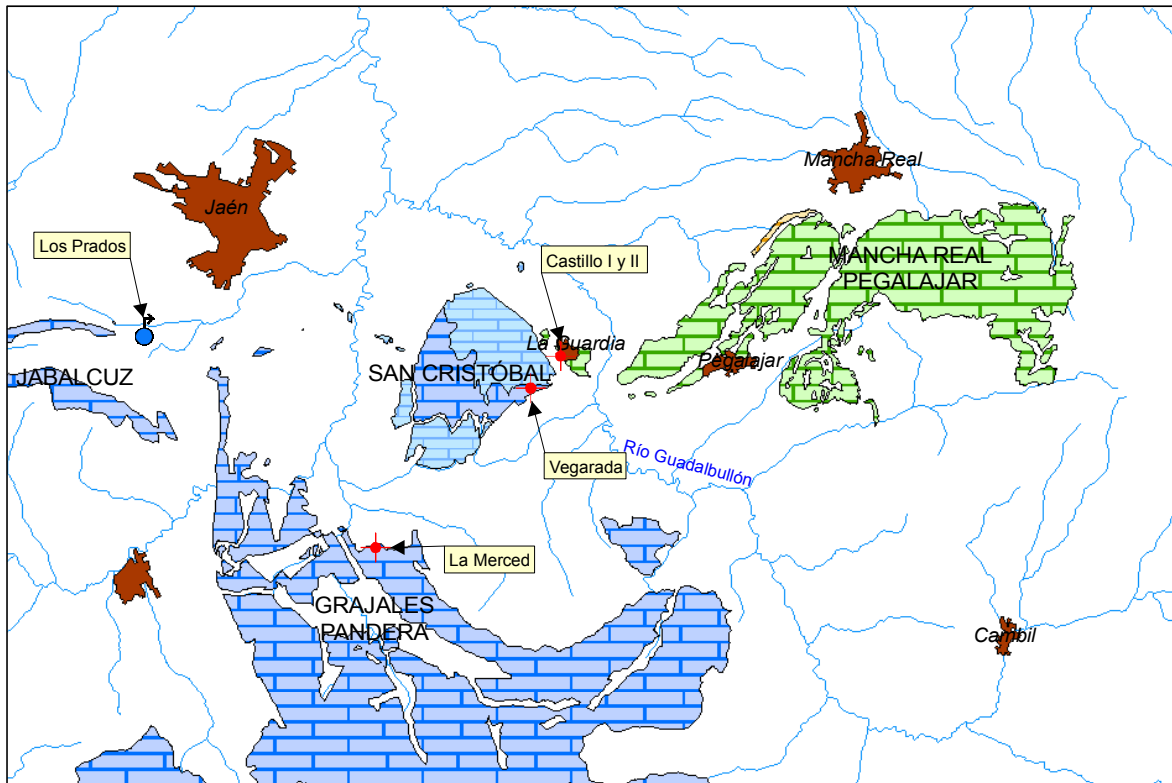


Figura 124. Situación de los acuíferos limítrofes a las Sierras de Mancha Real-Pegalajar y puntos representativos. Azul materiales permeables jurásicos y verde cretácicos.

3.2.3 ANÁLISIS DE LAS COTAS DE RECARGA

- Sectores de El Estanque y La Guardia

El afloramiento de la Serrezuela de Pegalajar tiene una forma alomada con fuertes pendientes en su vertiente norte. Se sitúa entre las cotas 700 y 1190 m, con una superficie no muy extensa de bajas pendientes en torno al vértice del Cerro de la Artesilla, en el sector norte del afloramiento, que presenta cotas medias del orden de 1100 m s.n.m (figura 2 y mapa de pendientes de la figura 10). Esta cota es la que caracteriza las áreas más favorables a una mayor infiltración de las precipitaciones en este afloramiento.

El afloramiento de Mojón Blanco presenta cotas más elevadas y una amplia superficie con escasas pendientes situadas a cotas entre 1200 y 1300 m, con una zona de

pequeña extensión en torno al vértice de Mojón Blanco con cotas superiores, entre 1300 y 1450 m s.n.m. El borde norte también presenta un afloramiento extenso, pero de fuertes pendientes y situado entre las cotas 900 y 1200 m; el borde oeste tiene una escasa superficie de afloramiento y también fuertes pendientes, con una menor contribución a la infiltración. Con esta disposición morfológica, la zona cuyas condiciones son más favorables a la infiltración es la que se encuentra comprendida entre 1200 y 1300 m s.n.m., conformada además por los afloramientos de las calizas del Cenomaniense superior, que son las de mayor permeabilidad.

En la tabla 17 se exponen las cotas de recarga deducidas para cada punto a partir de la relación entre la media de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y la cota de muestreo de la precipitación en la provincia de Jaén (gráficos de las figuras 119 y 120).

Los puntos de los que se dispone de información isotópica en el sector del Estanque son los sondeos de los Pinos, el Cerro de la Artesilla y los sondeos piezométricos S-1 (nº 16) y S-3 (nº 18). En el primero se obtiene una cota media de recarga de 1277 m s.n.m. y de 1266 m en el segundo, ambas coincidentes con la principal área de infiltración deducida para el afloramiento de Mojón Blanco. En el piezómetro S-1 se obtiene una cota de 1359 m s.n.m. y de 1195 m s.n.m. en el S-3, el segundo valor se encuentra dentro del margen esperable, sin embargo el segundo presenta un valor excesivamente elevado que hace dudar de la fiabilidad de sus datos.

En el sector de La Guardia se dispone de información procedente de los sondeos Santo Reino, Caserón de Monroy y Castillo I, de los piezómetros S-2 y S-4 y de los manantiales Cañaverál y Mengogil. En el sondeo Santo Reino se obtiene una cota media de recarga de 1266 m, en el Caserón de Monroy de 1316 m, en el Castillo I de 1298 m, en S-2 de 1177 m, en S-4 de 1140 m, de 1164 m en Cañaverál y de 1217 m en Mengogil, todas ellas similares a las halladas en el sector del Estanque y coincidentes con la cota de la superficie de recarga deducida para el afloramiento de Mojón Blanco; solo en el Cañaverál, S-2 y S-4 se observan cotas ligeramente inferiores que podrían indicar la influencia de la superficie de recarga del afloramiento del Cerro de la Artesilla, que se sitúa a cotas en torno a 1100 m.

En resumen, las cotas medias para las principales áreas de recarga deducidas a partir de los valores de los isótopos del ^{18}O y D de las aguas subterráneas de los sectores del Estanque y la Guardia y el agua de precipitación, se sitúan entre 1140 m s.n.m. y

1359 m s.n.m., valores que encajan bastante bien con las áreas más favorables a la infiltración en el afloramiento de Mojón Blanco.

En la tabla 17 se han incluido valores de puntos situados en otros acuíferos cercanos con la intención de comparar la información isotópica que aportan sus aguas con la de los acuíferos estudiados, especialmente en lo que se refiere al sondeo el Castillo I, que se sitúa en un afloramiento aislado del afloramiento principal de la Serrezuela de Pegalajar, con el río Guadalbullón en medio; por esta razón también se ha incluido información procedente de las aguas circulantes por el río Guadalbullón.

El afloramiento de carbonatos en el que se encuentra el sondeo Castillo I tradicionalmente se ha incluido dentro de la Unidad Hidrogeológica del Cerro de San Cristóbal, junto a la que está adosado. El sondeo “Vegarada” explota claramente este último acuífero y de su información isotópica se deduce una cota media de recarga de 952 m s.n.m., que encaja muy bien con las cotas de afloramiento del Cerro de San Cristóbal cuya altitud máxima es de 1004 m s.n.m. La cota de infiltración deducida para las aguas del sondeo Castillo I es de 1298 m s.n.m., descartando, por tanto, cualquier relación con el acuífero del Cerro de San Cristóbal.

Mayor similitud presenta el agua procedente de los sondeos de La Merced, cuya cota deducida es de 1262 m s.n.m.; estos sondeos son representativos del extenso acuífero Grajales-Pandera, utilizado para el abastecimiento a Jaén capital, que se encuentra relativamente cerca del afloramiento de la Guardia y en la misma margen del río Guadalbullón (figura 124). El acuífero Grajales-Pandera, presenta una importante extensión de afloramientos permeables cuyas cotas medias de recarga se sitúan en torno a los valores deducidos para los sondeos de la Merced; sin embargo, los datos hidrogeológicos y físico-químicos de sus aguas descartan cualquier relación con el afloramiento de La Guardia, ya que el nivel piezométrico se sitúa a menor cota y el agua es notablemente más fría y bastante más mineralizada.

Por razones físico-químicas, también hay que descartar cualquier relación con las aguas circulantes por el río Guadalbullón, mucho más mineralizadas.

Hay, por tanto, que deducir necesariamente la relación entre las aguas subterráneas del afloramiento de La Guardia con las de la Serrezuela de Pegalajar y de Mojón Blanco, único acuífero del entorno con las que presenta similitud isotópica y físico-química.

- Manantial de Los Charcones

En el manantial de los Charcones, se obtienen unos valores para la cota media de recarga de 1326 m s.n.m., sensiblemente superior a los del resto de puntos de acuífero cretácico y que se acerca más a la que presentan los manantiales asociados al acuífero del Almadén: los manantiales de Fuenmayor y Fuente del Zar, los únicos en los que se dispone de información isotópica, cuyas cotas calculadas se sitúan en 1404 m para el primero y 1494 para el segundo. Estas cotas se relacionan con las áreas de infiltración más favorables en el afloramiento del Cerro del Saladillo, incluido en el acuífero de Almadén. El manantial de Los Charcones, como se dedujo a partir de sus características físico-químicas, también tendría relación con este afloramiento, y su menor cota de recarga con respecto a los manantiales de Fuenmayor y Fuente del Zar podría explicarse por la influencia de la infiltración en la cabecera del barranco de los Charcones, que se sitúa a cotas apreciablemente inferiores a las del Cerro del Saladillo.

- Acuífero Mioceno de Mancha Real y Acuífero Plioceno

La superficie ocupada por el Acuífero Mioceno de Mancha Real se sitúa entre las cotas 800 y 850 m, en este acuífero se dispone de información isotópica en dos puntos, Barrena II y Peña del Águila, en el primero se deduce una cota media de recarga de 1183 m y de 1103 m en el segundo, en ambos casos muy superior a la cota de la superficie que ocupa. Ambos sondeos se sitúan a poca distancia y en el mismo acuífero. La muestra del sondeo Barrena II fue extraída mediante tomamuestras de la zona más superficial del sondeo, es decir, se trata de aguas más recientemente infiltradas. En cambio, en el sondeo Peña del Águila, las muestras se extrajeron por bombeo con el equipo instalado por lo que el agua sería una mezcla de todos los tipos de aguas existentes en el acuífero, que presenta aguas estratificadas de distintas salinidades.

La cota deducida de las aguas del sondeo Barrena II (1183 m) se asimila notablemente a las deducidas en las aguas del acuífero cretácico. La cota deducida en el sondeo Peña del Águila podría mostrar la influencia de aguas infiltradas en los materiales detríticos pliocuatnarios que recubren al acuífero mioceno y cuyas cotas de afloramiento son muy inferiores.

El manantial de Pulpite drena un amplio sector de materiales detríticos pliocenos que afloran mayoritariamente a cotas comprendidas entre 800 y 950 m s.n.m., ya se han explicado las importantes variaciones de caudal que sufre este manantial, que podrían tener relación con descargas ocultas desde los acuíferos carbonáticos a los que aparece adosado, bien desde el acuífero jurásico, bien desde el acuífero cretácico. Los datos disponibles de este manantial corresponden a aguas altas, y la cota de recarga deducida es de 1143 m, superior a la de la superficie del afloramiento plioceno, con estos datos se deduce la existencia de descargas ocultas desde uno o ambos acuíferos carbonáticos; si bien también podría existir recarga de aguas de escorrentía procedente de la ladera norte de la Sierra de Mojón Blanco y precipitada a cotas superiores.

- Manantiales de Las Pilas de La Guardia y Molino Viejo

El manantial de Las Pilas de la Guardia presenta un caudal muy continuo, cercano a 1 L/s y descarga un pequeño afloramiento detrítico plioceno adosado a la falda noroccidental de la Serrezuela de Pegalajar. El afloramiento se sitúa entre las cotas 600 y 750 m s.n.m., notablemente inferiores a la interpretada a partir de los valores isotópicos de sus aguas (979 m s.n.m). A partir de esta información parece deducirse la existencia de alguna influencia en las aguas procedentes del acuífero cretácico, que además no descarta la cota de surgencia del manantial (580 m s.n.m.), del mismo orden que la del acuífero cretácico. Por otra parte, el elevado contenido en cloruros que presenta este manantial indica una clara influencia del sustrato salino de la Unidad Olistostrómica en sus aguas.

Algo similar le ocurre al manantial del Molino Viejo, que surge relacionado con una terraza detrítica del río Guadalbullón muy cerca del cauce del mismo y a 440 m s.n.m. La cota media que se deduce para sus aguas a partir de los datos isotópicos es de 1084 m, si bien no es descartable una influencia de las aguas circulantes por el río Guadalbullón, cuya cota media de recarga deducida de la información isotópica es de 1151 m s.n.m.

4 CARACTERIZACIÓN DEL CONTENIDO EN TRITIO

El valor de la concentración de tritio en el agua subterránea es generalmente utilizado en hidrogeología para estudiar el tiempo de residencia del agua en el acuífero desde

que se produce su infiltración. La concentración de tritio en el agua de precipitación se incrementó notablemente a partir de los ensayos nucleares de los años 50 y principios de los 60 desde valores inferiores a 1 UT hasta alcanzar un máximo en el año 1963 de 180 UT (CEDEX, 2003) para los valores correspondientes a Madrid (figura 116). A partir de esa fecha, el contenido en tritio de la precipitación comenzó un paulatino descenso hasta estabilizarse en valores entre 4-6 UT desde finales de los años 80, ligeramente por encima de los existentes antes de las pruebas nucleares.

A partir de la información suministrada por los datos de la precipitación, puede asegurarse que las aguas subterráneas con valores inferiores a 1-2 UT tienen una edad superior a 50 años, existiendo una importante indeterminación en las aguas con valores en torno a 3-6 UT, que podrían representar aguas infiltradas muy recientemente o bien aguas infiltradas a comienzos de los años cincuenta. Otro factor de incertidumbre puede provenir de la existencia en el acuífero de procesos de mezclas de aguas con diferentes tiempos de residencia.

Los datos que he utilizado para caracterizar el contenido en tritio de las aguas subterráneas de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco proceden de dos trabajos, ya citados, realizados en la zona por diferentes organismos de la administración. El más antiguo fue realizado por el CEDEX (1994); de este trabajo proceden los análisis de tritio del manantial Pilar del Puerto, y de los sondeos Caserón de Monroy, Santo Reino, Cerro de la Artesilla, S-1, S-2, S-3 y S-4. El segundo trabajo corresponde al realizado por el IGME, en el marco del convenio de colaboración suscrito con la Junta de Andalucía (ITGE-COPTJA, 1999b) en el que se analiza el manantial de los Charcones y los sondeos Peña del Águila y Barrena II, además de los manantiales de Fuenmayor y Fuente del Zar en el acuífero de Almadén. Las determinaciones de estos cuatro puntos fueron efectuadas en los laboratorios del "Servei de datació de triti i carbon 14" de la Universidad Autónoma de Barcelona.

En la tabla 18 se muestran los datos obtenidos en ambos trabajos. El valor inferior corresponde al sondeo S-1 con $1,42 \pm 0,3$ UT y el mayor al manantial Pilar del Puerto con $13,3 \pm 0,44$ UT. En función de estos valores, todas las aguas muestreadas presentarían un tiempo de renovación inferior a 50 años excepto las aguas bombeadas en los sondeos S-1, S-2, y Santo Reino, y posiblemente también en el S-4, cuyos valores son típicos de aguas anteriores a las pruebas nucleares.

Los puntos correspondientes al acuífero Mioceno, los sondeos Peña del Águila y La Barrena II, presentan valores notablemente diferentes, que pueden interpretarse en el mismo sentido que se hizo con los valores de oxígeno 18 y deuterio. Las aguas de ambos puntos corresponderían a una mezcla de aguas antiguas y aguas más recientes de tal forma que el sondeo Barrena II reflejaría las aguas más recientemente infiltradas, consecuencia del sistema de muestreo utilizado. El sondeo Peña del Águila, al bombearse asiduamente correspondería a una mezcla de aguas profundas más antiguas y aguas de infiltración reciente (entre 2 y 15 años), pero siempre aguas infiltradas posteriormente al año 1950.

Nº	TOPONIMIA	³ H	FECHA	LABORATORIO	SECTOR
3	Pilar del Puerto	13,3 ± 0,44	1994	CEDEX	Mioceno del Puerto
9	Peña del Águila	9,7 ± 0,6	nov-99	Univ. Aut. Barcelona	Mioceno Mancha Real
10	Caserón de Monroy	7,22 ± 0,49	1994	CEDEX	La Guardia
15	La Barrena II	4,8 ± 0,5	nov-99	Univ. Aut. Barcelona	Mioceno Mancha Real
16	S-1	1,42 ± 0,3	1994	CEDEX	El Estanque
17	S-2	1,82 ± 0,16	1994	CEDEX	La Guardia
18	S-3	11,74 ± 0,24	1994	CEDEX	El Estanque
19	S-4	2,38 ± 0,17	1994	CEDEX	La Guardia
25	Los Charcones	3,6 ± 0,5	nov-99	Univ. Aut. Barcelona	Acuífero de Almadén
54	Sto Reino	1,96 ± 0,17	1994	CEDEX	La Guardia
58	Cerro de la Artesilla	6,5 ± 0,21	1994	CEDEX	El Estanque
	Fuenmayor	7,4 ± 0,5	nov-99	Univ. Aut. Barcelona	Acuífero de Almadén
	Fuente del Zar	7,8 ± 0,5	nov-99	Univ. Aut. Barcelona	Acuífero de Almadén

Tabla 18. *Contenido en tritio en diversos puntos de los acuíferos de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco y del acuífero de Almadén.*

El manantial del Pilar del Puerto aparece relacionado con afloramientos de materiales detríticos miocenos constituidos por arenas finas y limos, en los que la circulación del agua subterránea es más lenta que en acuíferos carbonáticos. El valor para el tritio obtenido en este manantial es de 13,3 ± 0,44 que podría corresponder a aguas infiltradas a comienzos de los años setenta. Puesto que el análisis fue realizado en 1994, la renovación del agua se produciría en torno a 20 años.

Los acuíferos carbonáticos kársticos 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.

Según Worthington (1999), el estudio de las aguas drenadas por los manantiales y las técnicas de trazado aportan información sobre todo acerca de la red de conductos, en cambio, los muestreos y controles en sondeos caracterizan principalmente el flujo en la matriz y las fracturas, es decir, a la mayor parte de las aguas almacenadas en el acuífero.

En el sector del Estanque se dispone de datos procedentes de los sondeos S-1, S-3 y Cerro de la Artesilla. El sondeo S-1 presenta los valores más bajos de todos los medidos en el acuífero, característicos de aguas anteriores a las pruebas nucleares, y que contrastan notablemente con los valores del sondeo S-3 y Cerro de la Artesilla con valores que podrían corresponder a aguas infiltradas mayoritariamente en los años setenta u ochenta.

El sondeo S-1 fue muestreado en 1994, en plena etapa de importante sequía, con el nivel situado en sus cotas más bajas. En el capítulo IV se explicaron las características de este sondeo, que se queda prácticamente seco cuando los niveles piezométricos bajan, debido a que está situado en una zona en la que corta poco espesor saturado. Esto significa que el agua muestreada corresponde a agua almacenada en el sustrato margoso cretácico, de baja permeabilidad y por tanto con una renovación muy lenta, lo que explica su antigüedad, y las diferencias con el resto de puntos de este sector.

En el sector de La Guardia se dispone de datos correspondientes al sondeo Caserón de Monroy, Santo Reino, S-2 y S-4 con valores muy dispares de $7,22 \pm 0,49$ UT para el primero y valores típicos de aguas anteriores a las pruebas nucleares para el resto. El valor del sondeo del Caserón de Monroy presenta valores similares a los de los sondeos S-3 y Cerro de la Artesilla del sector del Estanque, por lo que sus aguas deben ser de una antigüedad parecida.

El valor obtenido en el sondeo Santo Reino y en los sondeos S-2 y S-4 corresponde a las aguas más antiguas analizadas en el acuífero, con excepción de las ya comentadas del S-1; se trata de aguas infiltradas anteriormente a los años cincuenta y deben por tanto ser representativas de las aguas almacenadas en zonas profundas de la zona saturada del sector de La Guardia, sin que pueda precisarse más.

Puesto que todas estas muestras fueron analizadas en 1994, se deduce que el agua de infiltración alcanza la Serrezuela de Pegalajar en 10-20 años, y necesita más de 40 años desde su infiltración para almacenarse en los niveles profundos del sector de La Guardia. Si bien, las mezclas de aguas que pueden viajar a muy diferentes velocidades dentro de los acuíferos kársticos hace que esta interpretación haya de tomarse con las debidas reservas.

Finalmente, el manantial de Los Charcones presenta valores de tritio de $3,6 \pm 0,5$ UT, considerablemente inferiores a los valores que presentan los manantiales de Fuenmayor y Fuente del Zar, de $7,4 \pm 0,5$ UT y $7,8 \pm 0,5$ UT respectivamente. Estos últimos manantiales presentan valores característicos de aguas infiltradas a finales de los años setenta; sin embargo, las aguas que surgen en el manantial de los Charcones tienen edades mucho más recientes, ya dentro de los años noventa. Esto puede interpretarse en el sentido de que el manantial de los Charcones descarga aguas con una circulación rápida a favor de conductos bien karstificados, y con un tiempo de residencia más corto que el agua descargada en los manantiales de Fuenmayor y Fuente del Zar, hacia los que el agua presenta una más lenta y compleja circulación y por tanto posee un mayor tiempo de residencia.

Capítulo VII

Funcionamiento hidrogeológico y evaluación de recursos hídricos subterráneos

Funcionamiento hidrogeológico y evaluación de recursos hídricos subterráneos

1 DISCUSIÓN GENERAL SOBRE EL FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DEL ACUÍFERO CRETÁCICO

En la figura 125 he incluido nuevamente el esquema de la figura 66 donde he representado el modelo de funcionamiento hidrogeológico para el acuífero cretácico, deducido a partir de los datos piezométricos, hidroquímicos e isotópicos, incluyendo la probable ubicación de las zonas saturadas y los principales puntos de agua relacionados, tanto los manantiales como los sondeos existentes en la actualidad.

A efectos de su estudio, he dividido el acuífero cretácico en varios sectores, en función de la posición del nivel freático en cada uno de ellos. El más importante por su extensión es el que he denominado sector del Estanque de Pegalajar, y es en el que se produce la mayor parte de la infiltración del agua subterránea. Está conformado por la sierra de Mojón Blanco y el flanco suroriental de la Serrezuela de Pegalajar.

La sierra de Mojón Blanco presenta, en su zona sur y central, una estructura tabular con las capas ligeramente inclinadas hacia el norte y oeste; hacia ambos bordes, el paquete carbonático va paulatinamente incrementando su buzamiento hasta situarse prácticamente vertical en sus límites. La zona central aflora a cotas elevadas, entre 1200 y 1300 m s.n.m. que es precisamente el intervalo de cotas en las que los datos isotópicos indican que se produce la mayor parte de la infiltración. En esta zona de infiltración preferencial, el agua de percolación se desplaza hacia el borde norte y oeste donde se almacena. En la figura 125 se indica este desplazamiento con flechas sin relleno.

En el borde norte de la Sierra de Mojón Blanco el agua almacenada se desplaza en dirección oeste con un gradiente en condiciones naturales que puede oscilar entre el 2% y el 0,7% calculado a partir de los datos proporcionados por los sondeos del cjo. de D. Rafael Valdés (nº 24) y del sondeo de los Pinos antes de la entrada en explotación del acuífero. Una pequeña parte también podría circular hacia los conglomerados pliocenos y hacia el acuífero Mioceno de Mancha Real.

En el flanco suroriental de la Serrezuela de Pegalajar el agua subterránea presenta una circulación preferencial NE-SO, condicionada por la presencia del manantial de la Reja, y muy bajos gradientes, reflejo de la elevada permeabilidad de los carbonatos en esta zona. Sin embargo, los datos piezométricos disponibles antes y después de la entrada en explotación del agua subterránea en este sector indican la presencia de un umbral piezométrico, que puede explicarse por la posible existencia, en el borde norte de la Serrezuela de Pegalajar, de una descarga hacia el sector de la Guardia, a favor del cierre periclinal del anticlinal que conforma esta sierra. Este cierre provoca que los carbonatos cretácicos se sitúen por debajo de la cota del nivel piezométrico del sector del Estanque en un corto espacio. Este umbral piezométrico también está provocado por la existencia de descargas ocultas (de pequeña cuantía) hacia el acuífero mioceno de Mancha Real.

El sector de la Guardia recibiría también otro aporte subterráneo desde el sector del Estanque, quizá más importante, a favor del bloque hundido de la falla del Cerro de la Artesilla, tal y como se ha referido en los capítulos precedentes. Esta descarga es la que explica la existencia de niveles con diferente potencial, al menos, en la zona comprendida entre los sondeos S-2 y S-4.

Finalmente, también es posible que una pequeña parte del agua infiltrada en el sector del Estanque circule hacia el sector del Hoyo de la Sierra, como parecen indicar los datos hidroquímicos, cuyos principales manantiales se sitúan a cotas inferiores al manantial de La Reja (740-760 m s.n.m. frente a 796 en el manantial de La Reja).

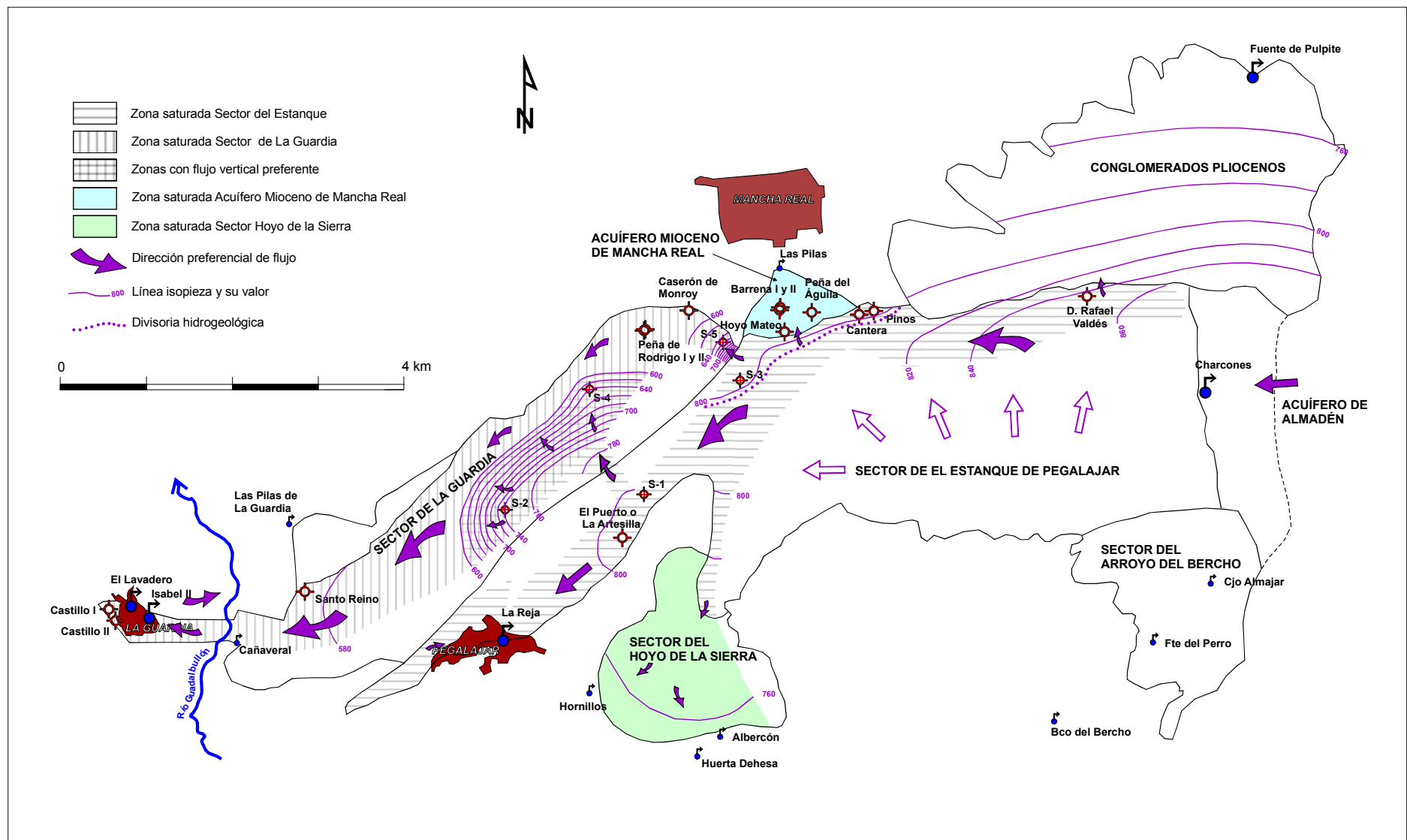


Figura 125. Esquema de funcionamiento hidrogeológico propuesto y situación de las zonas saturadas en el acuífero cretácico.

En el sector de la Guardia, la zona saturada se encuentra, en condiciones no influenciadas, a cotas comprendidas entre 560 y 580 m s.n.m. con una circulación en sentido NE-SO y gradientes en torno al 0,01%. El agua subterránea alcanza la margen derecha del río Guadalbullón y pasa bajo éste a modo de sifón, hacia el afloramiento de carbonatos cretácicos sobre el que se sitúa el núcleo de La Guardia, tal y como indican las datos isotópicos e hidroquímicos expuestos en los capítulos anteriores. En este paso el agua subterránea alcanza condiciones de termalismo (22°C). Una pequeña parte rebosa por el manantial del Cañaverál, antes de su paso bajo el río Guadalbullón, y posiblemente también por el manantial de Las Pilas de La Guardia. Finalmente, la descarga principal se produce actualmente hacia el río Guadalbullón por su margen izquierda a favor del contacto entre el travertino generado por la propia descarga del agua subterránea, y la terraza aluvial del río. Si bien, antes de la entrada en funcionamiento del sondeo de El Castillo I de abastecimiento a La Guardia, existían también importantes manantiales en el propio núcleo urbano.

El manantial de Los Charcones, tal y como demuestran los datos hidroquímicos, isotópicos y piezométricos, hay que relacionarlo con el vecino acuífero de Almadén, y más concretamente con el afloramiento de carbonatos jurásicos del Cerro del Saladillo. Este cerro presenta una estructura en domo anticlinal, con importantes formas exokársticas en su zona central (dolinas) y un rosario de manantiales a distintas cotas en sus flancos, uno de ellos es el manantial de los Charcones (1047 m s.n.m.), relacionado especialmente con el manantial de Fuente Alta (1077 m s.n.m.), indudablemente asociado al Cerro del Saladillo, con el que presenta similitud de cotas e idéntico quimismo. Otros manantiales relacionados con el Cerro del Saladillo son Navaparís, Fuente del Zar y Fuenmayor, todos ellos orlando el afloramiento jurásico y a cotas superiores a los anteriores (figura 126).

Finalmente, he diferenciado el sector del arroyo del Bercho que aparece desconectado del resto, sin apenas espesor saturado y cuya descarga se produce de modo rápido hacia diversos manantiales situados en la cabecera del barranco del Bercho, actualmente captados para el abastecimiento de Pegalajar. Los afloramientos permeables incluidos en este sector, que se sitúa a cotas elevadas, hay que descontarlos a efectos de cálculo de balance hídrico del resto de afloramientos del acuífero.



Figura 126. Esquema de acuíferos del parque natural de Sierra Mágina. El manantial nº 10 corresponde a los Charcones, el 9 a Fuente Alta, el 8 a Navaparís, 7 Fuente del Zar y 6 Fuenmayor. (modificado de Gollonet et al., 2007).

2 EVALUACIÓN DE LA RECARGA Y ESTIMACIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÁNEOS

2.1 EVALUACIÓN DE LA RECARGA MEDIANTE EL BALANCE DEL AGUA EN EL SUELO

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

Las entradas a los acuíferos estudiados se han considerado exclusivamente procedentes de la precipitación sobre sus afloramientos permeables. Su cálculo se ha realizado para el periodo de 37 años comprendido entre los años hidrológicos 1967-68 y 2003-04 (ver capítulo III) en los que he podido completar las series mensuales para el conjunto de estaciones pluviométricas y termopluviométricas del entorno del área estudiada. El estudio de las series a nivel diario se ha llevado a cabo para un periodo más corto, de 33 años entre 1967/68 y 1999/00 utilizando la estación del INM 5264 (Mancha Real unificada), la más representativa, ya que no ha sido posible completar la totalidad del periodo de 37 años debido a las importantes lagunas existentes en los últimos cuatro años. En el resto de estaciones cercanas al acuífero ha sido imposible completar a nivel diario este periodo.

El principal problema del balance radica en la estimación de salidas, pues no ha habido un control histórico de descargas por manantiales y, además, se deduce la existencia de un importante porcentaje de salidas ocultas difíciles de cuantificar. Por otra parte se dispone de un aceptable control de extracciones por bombeos en los últimos años y de un periodo de medidas de evolución de niveles piezométricos suficientemente largo, que puede ser utilizado para contrastar los valores de infiltración calculados mediante los métodos semiempíricos.

El balance hídrico en el acuífero se ha realizado para la precipitación media, año tipo seco (1992/93) y año tipo húmedo (1970/71), lo que proporciona una horquilla de valores de suficiente representatividad. La metodología empleada ha sido la de calcular, a partir de los datos mensuales de las nueve estaciones utilizadas, el volumen total de precipitaciones caídas en los afloramientos permeables para la media anual, año tipo seco y año tipo húmedo, obtenidas por planimetría a partir de los correspondientes planos de isoyetas. Simultáneamente se han calculados los valores de LLU en la estación de Mancha Real a partir de balances mensuales y diarios y utilizando diferentes valores de reserva útil (RU) (tabla 19). El cálculo se ha realizado mediante la clásica metodología de Thornthwaite con la ayuda del programa informático TRASERO (Padilla y Delgado, 2005) para lo que se requieren datos mensuales de temperatura, que proceden de la misma estación.

AÑO	P	R (diario) RU 25	% R RU 25	R (diario) RU 50	% R RU 50	R (mens.) RU 10	% R RU 10	R (mens.) RU 25	% R RU 25
1967/68	463,8	191,61	41	166,61	36	199,93	43	184,93	40
1968/69	861,9	458,8	53	426,96	50	488,88	57	473,88	55
1969/70	688,3	417,75	61	390,63	57	220,2	32	180,2	26
1970/71	657,2	490,5	75	466,22	71	389,91	59	371,91	57
1971/72	453,4	286,69	63	254,1	56	251	55	236	52
1972/73	483,9	239,67	50	183,09	38	162,7	34	147,7	31
1973/74	542,4	446,55	82	421,55	78	324,84	60	309,84	57
1974/75	476,2	266,81	56	218,77	46	159,54	34	128,91	27
1975/76	433,5	227,51	52	188,61	44	137,56	32	120,56	28
1976/77	559,4	357,7	64	333,38	60	315,02	56	300,02	54
1977/78	524,1	280,54	54	240,82	46	152,81	29	137,7	26
1978/79	517,3	328,65	64	302,56	58	313,76	61	298,76	58
1979/80	371,1	161,68	44	113,44	31	55,65	15	41,12	11
1980/81	387,4	97,43	25	29,25	8	113,14	29	90,14	23
1981/82	349,8	123,42	35	88,21	25	126,6	36	111,6	32
1982/83	325,1	165,67	51	131,73	41	164,79	51	138,79	43
1983/84	568,3	326,63	57	298,34	52	333,18	59	318,18	56
1984/85	455,2	153,82	34	115,64	25	160,66	35	137,66	30
1985/86	502,5	276,33	55	251,56	50	307,4	61	292,4	58
1986/87	497,1	224,93	45	170,2	34	192,31	39	177,05	36
1987/88	492,5	195,28	40	161,1	33	155,8	32	139,18	28
1988/89	367,8	85,49	23	50,45	14	54,46	15	39,46	11
1989/90	497,6	229,16	46	177,77	36	227,45	46	197,45	40
1990/91	408,2	169,86	42	144,88	35	151,52	37	137,01	34
1991/92	488,7	225,62	46	164	34	138,73	28	108,73	22
1992/93	432,2	147,61	34	76,08	18	98	23	68	16
1993/94	364,4	170,22	47	108,77	30	113,08	31	78,99	22
1994/95	287,5	123,07	43	72,35	25	44,67	16	30,4	11
1995/96	508,8	341,16	67	302,15	59	224,73	44	209,73	41
1996/97	751,4	494,8	66	395,61	53	375,63	50	330,63	44
1997/98	831,4	504,62	61	440,61	53	446,97	54	431,97	52
1998/99	294,6	73,34	25	40,94	14	79,02	27	64,02	22
1999/00	444,1	210,07	47	137,34	31	147,68	33	117,68	27

Media	494	257	50	214	41	207	40	186	35
Mediana	484	228	50	178	38	163	36	139	32
Desv. típica	138	125	14	127	17	115	14	115	15
Maximo	862	505	82	466	78	489	61	474	58
Mínimo	288	73	23	29	8	45	15	30	11

Tabla 19. Precipitación anual (mm) y recarga anual obtenida mediante balance diario y mensual para distinta reserva útil del suelo (mm) a partir de los datos de pluviometría y temperatura de la estación de INM 5264 (Mancha Real unificada) para el periodo 1967/68-1999/00. P, pluviometría en mm; R, recarga anual en mm, % R, coeficiente de infiltración anual en % de la precipitación.

La principal dificultad de la aplicación de la metodología de Thornthwaite, puesta de manifiesto por numerosos autores anteriormente (López-Arechavala, 1983; Padilla y

Pulido, 1986; Gollonet y Castillo, 1986, entre otros) radica en la atribución del valor de RU para el cálculo de la ETR y en el intervalo de tiempo al que se aplica el balance, que generalmente es mensual. En zonas con climas áridos y semiáridos y donde existe una importante irregularidad en las precipitaciones, como ocurre en gran parte de Andalucía, el cálculo correcto de la ETR ha de realizarse a nivel diario, pues los balances mensuales subestiman la LLU.

Para tratar de corregir este problema, diversos autores estiman que pueden obtenerse valores similares de LLU en balances mensuales y diarios utilizando, para el balance mensual, valores de la RU más bajos de los recomendados (Gollonet y Castillo, 1986). Por esta razón, se ha realizado el cálculo de LLU a nivel diario utilizando valores de RU de 25 y 50 mm y de 10 y 25 mm en los balances a nivel mensual y se han contrastado resultados con la idea de poder extrapolar los valores mensuales más coherentes a la totalidad de la serie de 37 años.

De esta forma se calcula el coeficiente de infiltración, supuesta nula la escorrentía, dato que es extrapolable a la totalidad de la precipitación caída sobre la superficie permeable, que ha sido obtenida a partir de los diferentes mapas de isoyetas (año medio, tipo húmedo y tipo seco).

En la tabla 19 se muestran los valores de recarga anual calculados a partir de balances mensuales y diarios con datos de la estación de Mancha Real para diferentes valores de RU. En la tabla se observa como para un mismo valor de RU (25 mm) la infiltración obtenida a partir del balance diario, 257 mm de media, es considerablemente superior a la obtenida en el balance mensual 186 mm.

Si se utilizan valores de RU de 50 mm para el balance diario, que se encuentran en el margen de valores utilizados comúnmente para el tipo de suelos que recubre los afloramientos carbonáticos, se obtiene un coeficiente de infiltración medio del 41% de la pluviometría, valor coherente con los obtenidos en acuíferos de similares características por otros autores (Benavente, 1978; Gollonet *et al.*, 2002a; Martos-Rosillo, 2005). En cuanto al balance mensual se observa que si se aplica una RU de 10 mm se obtiene un coeficiente muy similar del 40%, lo que implica que ambos balances pueden ser indistintamente utilizados con resultados similares.

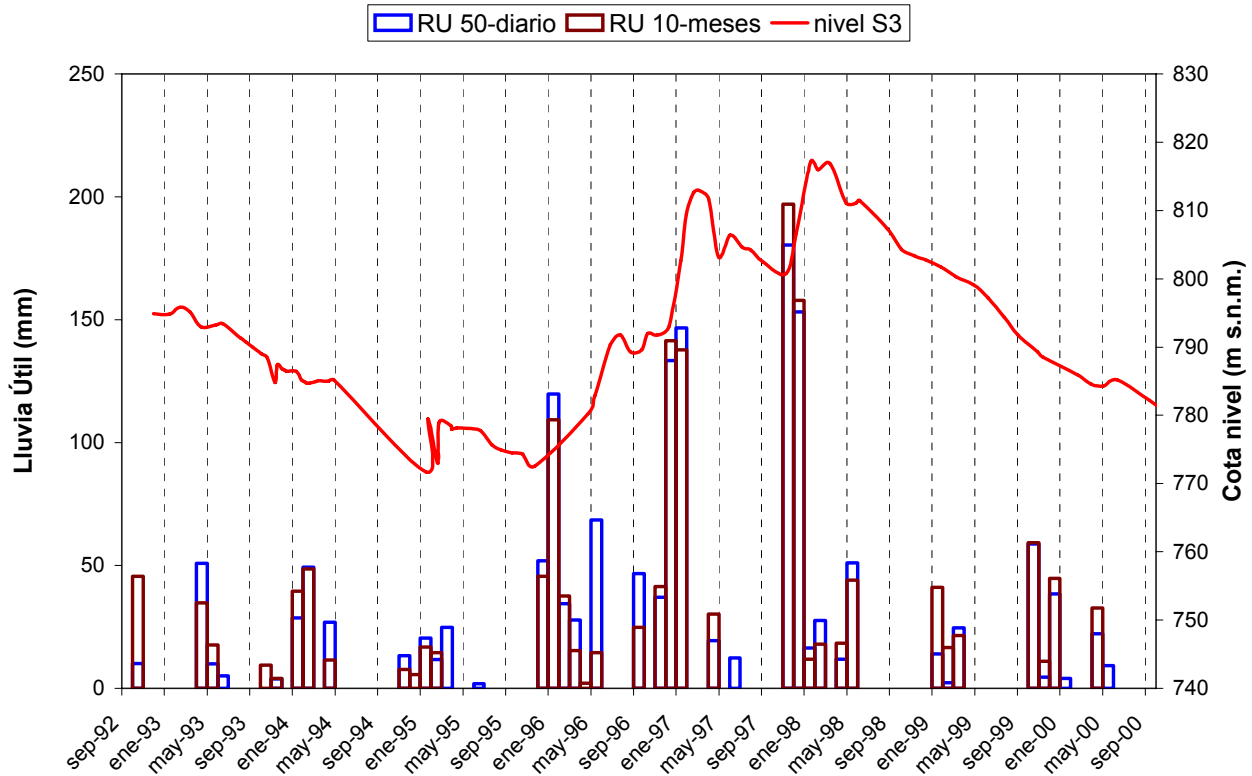


Figura 127. Comparación de los valores de lluvia útil obtenidos a partir de balances mensuales con RU de 10 mm y diarios con RU de 50 mm en la estación del INM nº 5264 (Mancha Real unificada) y la evolución del nivel piezométrico (sondeo S-3) en el acuífero cretácico para el mismo periodo.

En la figura 127 se han representados los valores de recarga mensual calculados a partir de los balances diarios y mensuales para RU de 50 mm y 10 mm respectivamente y se han contrastado con las evoluciones del nivel piezométrico medidas en el sondeo S-3, que es el que mejor representa las variaciones dentro del sector principal del acuífero cretácico.

En general parece que hay una mejor correlación con la evolución del nivel entre los datos correspondientes al balance diario que para los datos mensuales; si bien las diferencias son poco importantes a nivel general.

En la figura 128 se incluye un gráfico con la evolución anual de valores de recarga y de los coeficientes de infiltración obtenidos a partir del balance mensual (RU de 10 mm) utilizando los datos de la estación del INM 5264 de Mancha Real para la totalidad del periodo considerado. El valor medio anual de la pluviometría obtenido para este periodo resulta ser de 502 mm y la recarga media anual (supuesta nula la escorrentía) de 213 mm que constituye el 40% de la precipitación media.

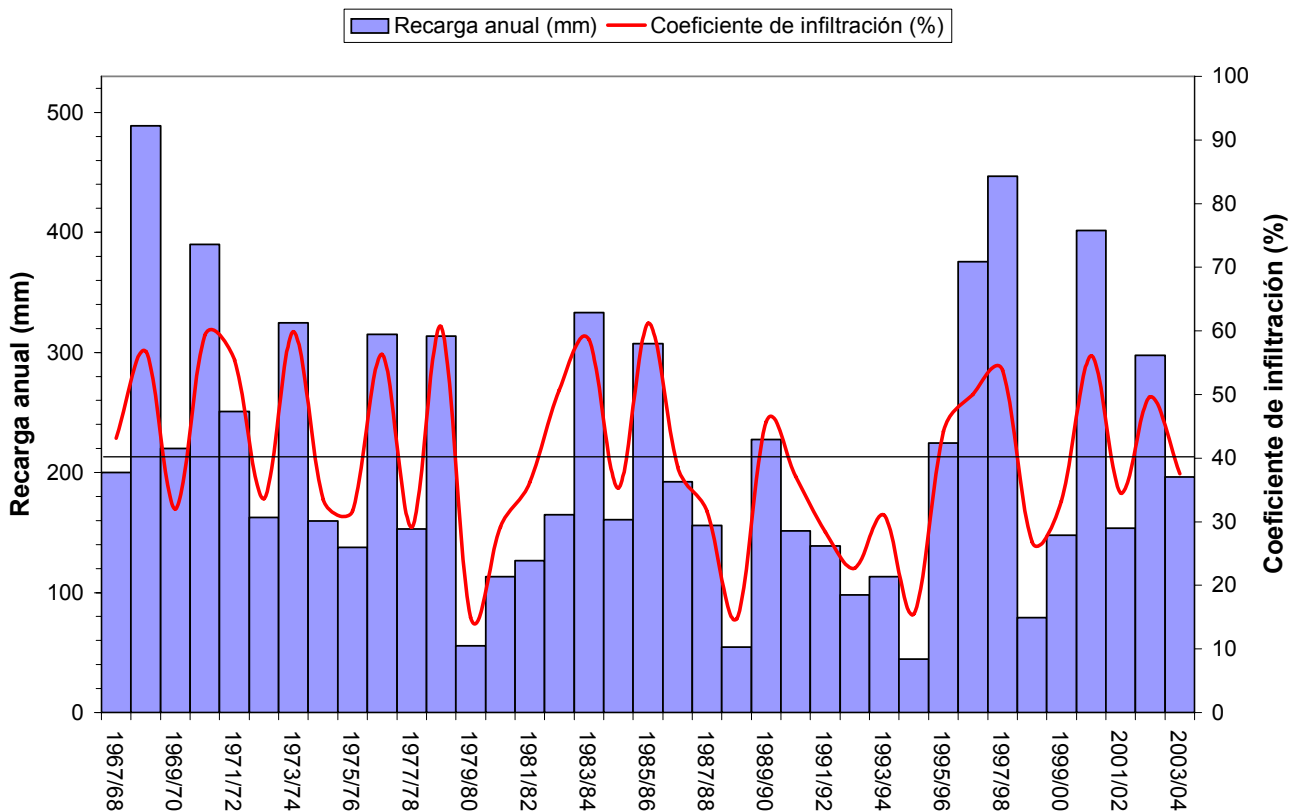


Figura 128. Evolución de los valores anuales de recarga (mm) obtenidos a partir del balance mensual para la serie de 37 años de 1967/68-2003/04 utilizando un RU de 10 mm. Se incluyen también los valores del coeficiente de infiltración en % obtenidos (línea roja) supuesta nula la escorrentía. La línea negra representa la media de ambos valores.

El gráfico muestra tres mínimos muy acusados en los años 1979/80, 1988/89 y 1994/95; los dos primeros con un coeficiente de infiltración del 15% de la precipitación y el último con un 16%, aunque el volumen menor de recarga corresponde al último de los tres, inferior a 45 mm, frente a valores en torno a 55 mm en los otros dos, todos coincidentes, como es lógico, con los años más secos de la serie. El segundo de estos mínimos corresponde con el año en que por primera vez se seca por completo el manantial de la Reja (octubre de 1988). El máximo absoluto se encuentra en el año 1968/69 con casi 490 mm de recarga anual, seguido del año 1997/98 con cerca de 450 mm, este último corresponde con el año en el que se registró el máximo caudal medido en el manantial de la Reja, 168 L/s. Sin embargo, el mayor coeficiente de infiltración en % con respecto a la precipitación corresponde a los años 1978/79 y 1985/86 con un 61% cada uno, seguido del año 1973/74 con un 60%. Los coeficientes mínimos, en cambio, coinciden con los años en que se registran los valores mínimos de volúmenes de recarga.

El coeficiente de infiltración medio para la serie estudiada resulta ser del 40% supuesta nula la escorrentía, del 59% para el año tipo húmedo (1970/71) y del 23% para el año tipo seco (1992/93).

2.2 EVALUACIÓN DE LA RECARGA MEDIANTE EL BALANCE DE CLORUROS

El estudio del aporte del ión cloruro procedente del agua de precipitación a los acuíferos ha sido frecuentemente utilizado para el cálculo de la porción de agua infiltrada procedente de esas precipitaciones. Debido a su carácter conservativo y a su determinación fácil y precisa, el ión cloruro sufre una concentración en un factor que a efectos prácticos es igual a la relación entre la precipitación y la recarga (Custodio, 1997).

Ya se ha indicado que el contenido en Cl⁻ en el acuífero cretácico es principalmente consecuencia de la concentración por evapotranspiración a partir de los aportes de agua meteórica, aunque se observa un continuado incremento en el sentido de flujo que es característico de aguas cada vez más evolucionadas, resultado de pequeños aportes del terreno por el que circula (Custodio, en Custodio y Llamas, 1983). Para la utilización del balance de cloruros es condición indispensable que no exista implicación litológica alguna, lo que invalida el uso de la mayor parte de los puntos existentes en el acuífero. Solo los manantiales situados a mayor cota y con un corto tiempo de permanencia en el acuífero pueden ser empleados. Se dispone de análisis de tres manantiales que cumplen esta condición, son tres de los manantiales relacionados con el sector del arroyo del Bercho: El manantial del cortijo de Almanjar, la Fuente del Perro y el manantial del Barranco del Bercho.

Si se supone que la escorrentía en el acuífero es despreciable y que no existen terrenos cultivados cuyo abonado pudiera provocar un aporte extra de cloruros al agua de infiltración, como así ocurre, se puede calcular la infiltración mediante la siguiente relación (Custodio y Llamas, 1983):

$$I = P \frac{C_p}{C_i}$$

siendo P la precipitación, C_p el contenido medio en cloruros del agua de lluvia y C_i el contenido en cloruros del agua subterránea.

Para el cálculo deben utilizarse valores medios tanto del agua de lluvia como del agua subterránea, y en esta última, el valor debe medirse, como ya se ha indicado, en aguas con corto periodo de permanencia en el acuífero.

Por desgracia solo se dispone de datos del contenido en cloruros del agua de lluvia de una campaña de muestreo, realizada en el entorno del área estudiada en diciembre de 2002 y dos muestras más obtenidas en marzo de 2003 en las mismas áreas (Benavente *et al*, 2004). El valor medio del contenido en cloruros para el agua de precipitación en todas estas muestras es de 0,954 mg/L.

En la tabla 20 se han incluido, en primer lugar, los tres manantiales relacionados con el Sector del arroyo del Bercho y los resultados obtenidos se han contrastado con otros puntos del acuífero representativos de aguas cada vez con mayor tiempo de residencia en el acuífero, que muestran la forma en que se van reduciendo los porcentajes de infiltración calculados en la dirección de flujo, consecuencia de la existencia de aportes litológicos de cloruro.

Punto	P (mm)	C _p (mg/L)	C _i (mg/L)	I (mm)	I (%)
Cjo. de Almanjar	900	3	0,954	290	32
Fuente del Perro	900	3	0,954	290	32
Bco. del Bercho	900	2	0,954	434	48
Charcones	900	9	0,954	96	11
Sondeo Cantera	800	13	0,954	58	7
S. Cerro Artesilla	800	13,5	0,954	57	7
Cañaverál	750	25	0,954	29	4
Castillo II	750	39	0,954	19	2

Tabla 20. Valores de recarga obtenidos para los manantiales del sector del arroyo del Bercho (en negrita) y de otros puntos representativos del acuífero cretácico.

Los valores de precipitación considerados se han aplicado a partir del plano de isoyetas medias de la figura 30.

Para los tres manantiales que pueden ser utilizados se obtienen valores de infiltración comprendidos entre el 32% y el 48% de la precipitación media con un valor medio del 37%, que es ligeramente inferior al obtenido con el método anterior (40%) supuesta nula la escorrentía.

2.3 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

La recarga en el acuífero cretácico de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco ha sido anteriormente evaluada en dos trabajos llevados a cabo por el IGME y por la DGOH (IGME-Universidad de Granada, 1983; DGOH, 1994). En ambos se utiliza como método de evaluación el balance del agua en el suelo.

El más antiguo corresponde al realizado por el IGME con la colaboración de la Universidad de Granada (IGME-Universidad de Granada, 1983). En este trabajo se considera un valor de la LLU ligeramente inferior al 35% de la precipitación, obtenido a partir de planos de isolíneas elaborados para una amplia zona, a partir de los cálculos realizados en un considerable número de estaciones. Para su cálculo se utiliza la media de los valores obtenidos por los métodos de Thornthwaite ($RU = 30 \text{ mm}$) y Coutagne. Posteriormente, se considera que un 10-15% de la LLU es escorrentía superficial, por lo que finalmente se aplica un valor para el coeficiente de infiltración de aproximadamente un 23%.

En 1994 el Servicio Geológico de la DGOH realiza un nuevo balance de agua en el suelo a partir de los datos de las estaciones del INM existentes en los núcleos de Mancha Real y Pegalajar. El balance se realiza exclusivamente para la estación de Pegalajar, completando las lagunas existentes a partir de los datos de las estaciones de Mancha Real. Se aplica el balance de agua en el suelo empleando la metodología de Thornthwaite con una RU de 25 mm y se considera que la infiltración corresponde al 50% de la LLU; con estas premisas el valor para el coeficiente de infiltración estimado es del 23%, idéntico al obtenido en el trabajo anterior.

El primero de los balances aplica para el cálculo de la LLU un valor de RU similar al usualmente utilizado en estos materiales para balances mensuales; si bien los valores que se obtienen son considerados por los autores de este trabajo excesivamente elevados por lo que para compensarlos se hace una media con los obtenidos por el método de Coutagne; este método obtiene por lo general valores de LLU por defecto, debido a que utiliza datos anuales de precipitación y temperatura (Andreo, 1997; Martín-Rosales, 2002), sin tener en cuenta la distribución de los mismos a lo largo del año.

En cuanto al balance realizado por la DGOH, se utiliza un valor de RU de 25 mm, que ha sido el valor más comúnmente empleado para este tipo de materiales carbonáticos en balances mensuales; sin embargo, cuando se realizan balances diarios con valores de RU de 50-60 mm, que son los recomendados, se obtienen sistemáticamente valores de lluvia útil superiores, tal y como ocurre en los cálculos efectuados en este trabajo. Además, el cálculo se realiza considerando exclusivamente los valores de la estación de Pegalajar, sin tener en cuenta variaciones altitudinales. Por otra parte, considero el valor de escorrentía superficial utilizado (50% de la LLU) muy superior al real, ya que en los carbonatos cretácicos apenas existe red de drenaje, excepto en zonas localizadas con mayor pendiente, y una buena parte de la superficie permeable presenta bajas pendientes en zonas favorables a la infiltración, como los afloramientos de Mojón Blanco por encima de la cota 1100, en los que la escorrentía superficial puede considerarse despreciable. El valor del 10-15% utilizado en el primero de los trabajos parece a priori más realista.

El balance diario del agua en el suelo realizado en este trabajo arroja valores de LLU medios del orden del 40% de la precipitación, en el balance de cloruros se obtienen valores ligeramente inferiores del 37% para el sector del arroyo del Bercho, cuya superficie de recarga es prácticamente llana y la escorrentía debe ser despreciable. Se desconoce el valor de la escorrentía para el resto del acuífero, pero como máximo podría alcanzar el 10% de la LLU, valor que puede considerarse como el umbral superior. Esto convierte la infiltración en un mínimo del 30% de la precipitación total, que puede ser perfectamente aplicable al conjunto de los afloramientos carbonáticos cretácicos. Este va a ser por tanto el valor utilizado para tratar de ajustar un balance hídrico a la totalidad del acuífero cretácico, con una horquilla de valores comprendida entre un 49% para el año tipo húmedo y un 13% para el año tipo seco.

2.4 AJUSTE DEL BALANCE HÍDRICO

2.4.1 ENTRADAS

Ya se ha indicado que las entradas corresponden exclusivamente a la infiltración procedente del agua de precipitación. La superficie de afloramientos del acuífero cretácico es de 27,4 km² y el volumen medio anual de precipitación sobre el acuífero cretácico, calculado a partir de los planos de isoyetas expuestos en el capítulo III, resulta ser de 21,8 hm³, de 14,5 hm³ para el año tipo seco y de 25,7 hm³ para el año

tipo húmedo. Con el coeficiente de infiltración considerado del 30% se obtienen valores de infiltración de 6,5 hm³ para la media anual y de 4,3 hm³ y 7,7 hm³ respectivamente para los años tipos seco y húmedo.

Si el cálculo se realiza solo a partir de los valores medidos en la estación de Mancha Real, con una pluviometría media de 502 mm, se obtiene un volumen anual medio para la infiltración de 4,1 hm³.

Por sectores, el volumen de infiltración anual medio para la suma de los sectores del Estanque y La Guardia (pues no tiene sentido desglosarlos) sería de 5,4 hm³, de 0,45 hm³ para el sector del Hoyo de la Sierra y de 0,65 hm³ para el del arroyo del Bercho (tabla 21).

Sectores	Sup. perm. (km ²)	Pluviom. media (mm)	Volumen de infiltración (hm ³ /año)		
			Año medio	Año tipo seco	Año tipo húmedo
Estanque y La Guardia	22,9	795	5,4	3,54	6,35
Hoyo de la Sierra	2,2	700	0,45	0,31	0,56
Ayo del Bercho	2,3	950	0,65	0,45	0,79

Tabla 21. *Volumen de infiltración calculado por sectores para el año medio, año tipo seco y año tipo húmedo.*

2.4.2 SALIDAS

El cálculo de salidas, como se indicó anteriormente, es extremadamente difícil de estimar, debido fundamentalmente a la existencia de importantes descargas ocultas en los bordes del acuífero.

Para intentar efectuar una calibración de las salidas con los datos disponibles se ha escogido el periodo comprendido entre septiembre de 2001 y septiembre de 2004; la razón de su elección se debe a que se trata de un periodo en el que los niveles piezométricos en el Sector del Estanque se mantuvieron más o menos estabilizados, lo que significa que el volumen de salidas puede asimilarse al de entradas, sin variación de la reserva significativa (figura 129). Además se trata de un periodo en el que se dispone de datos detallados de las extracciones en cada uno de los sondeos de abastecimiento existentes en la unidad (figura 130), con excepción del sondeo de abastecimiento a La Guardia, del que es posible estimar un volumen medio de

extracción con un pequeño margen de error. Este volumen de explotación constituye la práctica totalidad de las extracciones que se producen en el acuífero cretácico. Por otra parte, también existe un control del volumen drenado por el manantial de la Reja, que surge en dos episodios durante este periodo. De esta forma se pueden ajustar valores de salidas visibles con los valores de entradas calculadas a partir del balance del agua en el suelo y el restante constituiría las salidas ocultas.

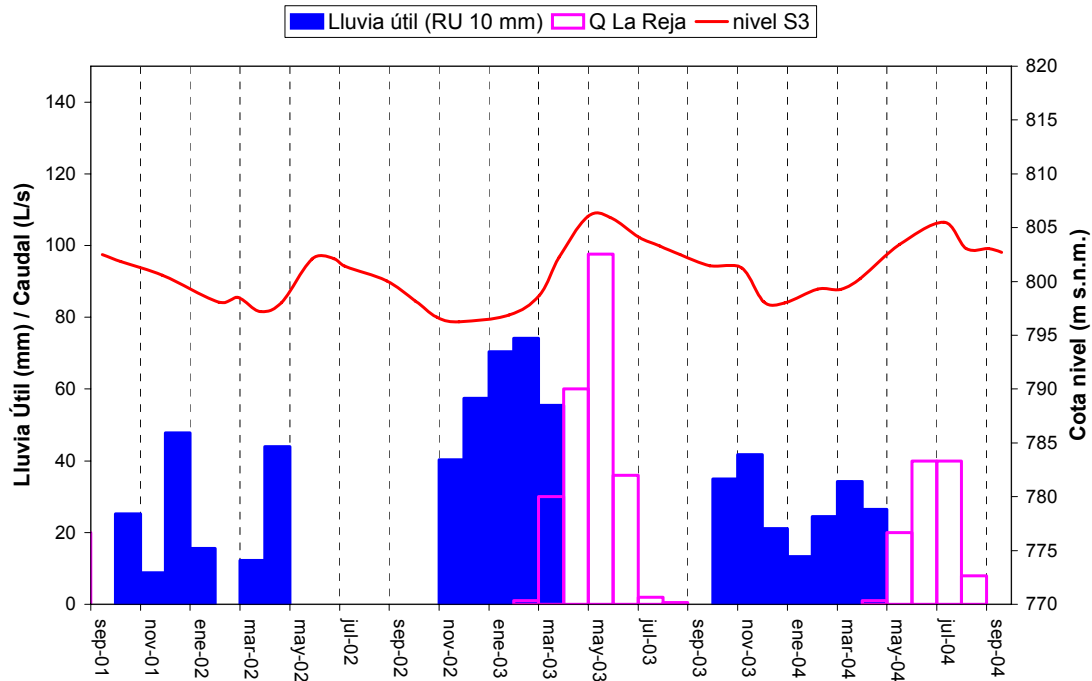


Figura 129. Comparación entre la variación del nivel piezométrico en el acuífero cretácico (piezómetro S-3), la lluvia útil calculada a partir del balance mensual con una RU de 10 mm y el caudal drenado en el manantial de la Reja para el periodo 2001/02-2003/04.

El volumen drenado por el manantial de La Reja en el periodo considerado a partir de los aforos mensuales realizados por la CHG es de aproximadamente 1,3 hm³ y el volumen bombeado para el mismo periodo es de unos 3,6 hm³ lo que suma unas salidas visibles de 4,9 hm³. El volumen total de lluvia útil calculado a partir de los valores de la estación del INM 5264 de Mancha Real resulta ser de 647,5 mm, que, una vez restado el 10% considerado como escorrentía superficial, pasa a ser de 582,7 mm, lo que implica un volumen de infiltración total para el periodo considerado de 13,34 hm³ referido exclusivamente a los sectores del Estanque y la Guardia, donde existe control de extracciones y de descarga por manantiales (La Reja).

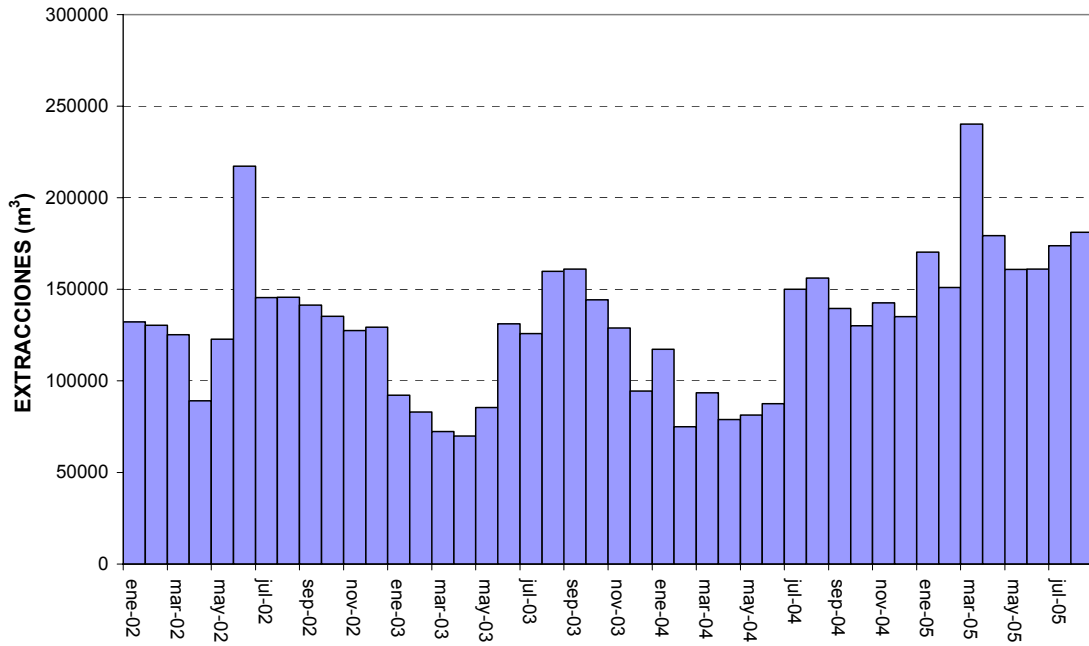


Figura 130. Volúmenes mensuales bombeados en el acuífero cretácico a partir de los datos proporcionados por la CHG.

Hacia el acuífero mioceno de Mancha Real se ha visto que existe una descarga procedente del acuífero cretácico muy continua, cifrada en $0,15 \text{ hm}^3$ anuales, por lo que para los tres años hidrológicos considerados constituiría un volumen de $0,45 \text{ hm}^3$. Por otra parte hay que considerar los manantiales existentes no controlados como el manantial del Cañaveral, Las Pilas de La Guardia y los Manantiales de Mengogil y Fuente La Fría en el travertino de La Guardia, con caudales medios sumados que podrían cifrarse en unos 5 L/s lo que constituye un volumen para el periodo considerado de otros $0,45 \text{ hm}^3$. Esto implicaría un volumen de descargas ocultas totales de $7,54 \text{ hm}^3$ para el periodo considerado, equivalente a un caudal medio cercano a 80 L/s . Este volumen de descargas ocultas podría ser drenado en parte hacia los conglomerados pliocenos que se sitúan adosados al acuífero cretácico al noroeste, y podría estimarse en unos 10 L/s , ya que existe aproximadamente el doble de superficie de contacto que en la zona en la que se sitúa el Acuífero Mioceno de Mancha Real, donde se ha calculado una descarga de 5 L/s . También podría producirse una pequeña descarga oculta hacia el sector del Hoyo de la Sierra, pero es imposible de precisar. Quedaría, por tanto, sin explicar una descarga media de 70 L/s para el período considerado, que debe producirse hacia el río Guadalbullón por su margen izquierda, a favor de la base del travertino de La Guardia. Este volumen de descargas ocultas constituye aproximadamente el 50% de la totalidad del volumen infiltrado en el acuífero.

Para tratar de evaluar las descargas hacia el río Guadalbullón se llevó a cabo, en febrero de 2007, una campaña de aforos diferenciales con micromolinetes cuyos resultados se muestran en la figura 131.

Todos los aforos fueron realizados en la mañana del 6 de febrero de 2007. En el entorno del río aforado existen dos derivaciones para regadío de olivar. El primer aforo se efectuó inmediatamente aguas arriba de la primera derivación y arrojó un resultado de 325,7 L/s. El segundo aforo se realizó en la acequia de derivación, el caudal resultante fue de 216,8 L/s. El tercer aforo se llevó a cabo en el cauce del río, unos 300 m aguas abajo del primer aforo, el caudal obtenido fue de 143,1 L/s, que sumados al caudal derivado por la acequia arrojan un caudal de 371,1 L/s, lo que supone una ganancia de caudal en ese tramo de 34,2 L/s acompañada de un ligero descenso de conductividad. El cuarto aforo fue realizado unos 400 m aguas abajo del tercero y se obtuvo un caudal de 101,1 L/s, lo que supone una pérdida de 42 L/s, posiblemente motivada por el ensanche del aluvial en esa zona.

A unos 230 m aguas abajo se sitúa la segunda derivación en el río, de la que parte una conducción hacia una estación de bombeo. Durante toda la mañana se estuvo bombeando el caudal derivado hacia las balsas de almacenamiento de agua utilizadas para regadío de olivar por las comunidades de regantes de La Guardia. Esta segunda derivación dejaba el río completamente seco. Una pequeña parte del caudal derivado era devuelto al río junto a la estación de bombeo; este caudal que sumaba a otro pequeño caudal devuelto desde la acequia de la primera derivación. Se realizó un aforo para evaluar el caudal conjunto devuelto que resultó ser de 24,1 L/s.

Finalmente el último aforo se llevó a cabo junto a una carretera local que comunica con el núcleo de la Guardia y situado unos 1500 m siguiendo el cauce del río aguas abajo de la estación de bombeo antes mencionada. En este punto se obtuvo un caudal de 77,1 L/s, lo que implica una ganancia de caudal de 53 L/s. Si se suma la totalidad de ganancias observadas se obtiene una cifra de 87,2 L/s, a las que habría que restar las pérdidas detectadas en el segundo tramo de río aforado (42 L/s), por lo que la ganancia total en todo el tramo aforado sería de unos 45 L/s, dentro del orden de valores esperables ya que 2006/07 corresponde con un año seco.

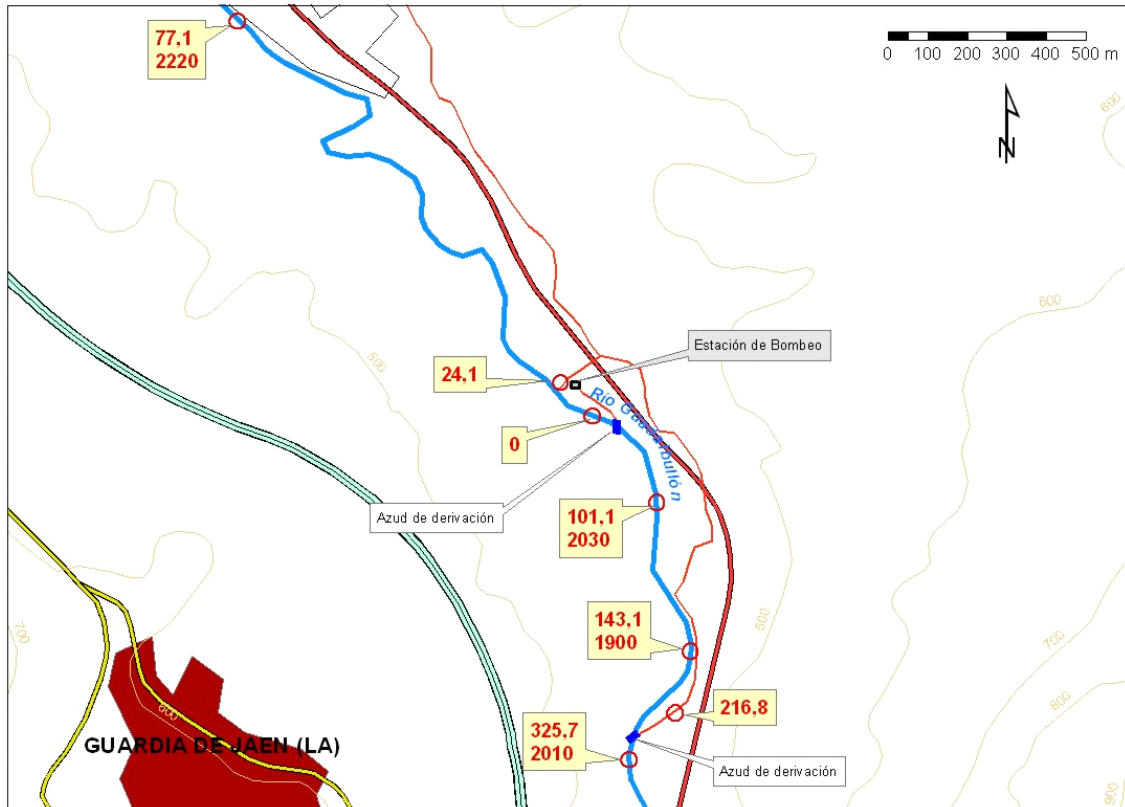


Figura 131. Resultados de los aforos diferenciales realizados en febrero de 2007 en el río Guadalbullón. La cifra superior corresponde al caudal en L/s y la inferior a la conductividad en $\mu\text{S/cm}$.

Años atrás, diversos aforos realizados en el entorno del manantial de Molino Viejo, en la zona en la que los carbonatos de la Serrezuela de Pegalajar podrían descargar hacia el río, demostraron la ausencia de ganancias de caudal en este entorno. También la CHG ha realizado aforos en esta misma zona con idénticos resultados (CHG, 2006b), ya que las ganancias, como se ha visto, se producen aguas abajo y proceden de la margen izquierda, en lugar de la margen derecha como tradicionalmente se ha supuesto que podría ocurrir.

Así pues para un año medio, en el que las entradas hacia los sectores del Estanque y La Guardia se estiman en $5,4 \text{ hm}^3$, las salidas se desglosarían de la siguiente forma:

- Bombes para abastecimiento a Mancha Real, Pegalajar, Urb. del Santo Reino y La Guardia (figura 130): $1,5 \text{ hm}^3$ (media del volumen bombeado en los años 2002, 2003 y 2004).
- Salidas por el manantial de La Reja: $0,6 \text{ hm}^3$
- Salidas por otros manantiales: $0,15 \text{ hm}^3$.
- Salidas ocultas hacia el Acuífero Mioceno de Mancha Real: $0,15 \text{ hm}^3$.

- Salidas ocultas hacia el conglomerado Plioceno / sector Hoyo de la Sierra: 0,3 hm³.
- Salidas difusas hacia el río Guadalbullón por la margen izquierda: 2,7 hm³.

En los sectores del Hoyo de la Sierra y Arroyo del Bercho la totalidad de las salidas se producen a través de diversos manantiales en los que se desconoce la evolución anual de sus respectivos caudales.

3 ALGUNAS CONSIDERACIONES EN RELACIÓN CON LA DECLARACIÓN DE SOBREEXPLOTACIÓN DEL ACUÍFERO Y DE LA RECUPERACIÓN DEL MANANTIAL DE LA REJA

Del balance hidrogeológico del acuífero cretácico puede deducirse que las extracciones por bombeo se sitúan en un valor próximo al 30% del volumen de recursos anuales medios calculados, valor que es considerablemente inferior al que existe en otros acuíferos de la propia provincia de Jaén y de muchos otros acuíferos andaluces. Pese a ello, se trata de uno de los pocos acuíferos con declaración definitiva de sobreexplotación, materializada con la puesta en marcha efectiva, en el año 2007, del correspondiente Plan de Ordenación de Extracciones, tal y como establece el marco normativo para la declaración de acuíferos sobreexplotados incluido en la Reglamentación del Dominio Público Hidráulico (RDPH) en su artículo 171. Dicho artículo contempla tres causas para la consideración de los recursos subterráneos de una zona como sobreexplotados o en riesgo de estarlos:

- a) Que se está poniendo en peligro la subsistencia de los aprovechamientos de aguas subterráneas existentes o de los actuales ecosistemas directamente asociados a estas aguas que hayan sido objeto de delimitación y posterior declaración conforme a la legislación ambiental, como consecuencia de que se vinieran realizando en los acuíferos de la zona extracciones media anuales superiores o muy próximas al volumen medio interanual de la recarga.*
- b) Que se vengán realizando extracciones que generen un deterioro significativo de la calidad del agua.*
- c) Que el régimen y concentración de las extracciones sea tal que, aun no existiendo un balance global desequilibrado, se esté poniendo en peligro la sostenibilidad de los aprovechamientos a largo plazo.*

Ninguna de estas tres causas se cumple plenamente en el caso del acuífero de Mancha Real-Pegalajar ya que los aprovechamientos de agua subterránea existentes no se encuentran en peligro ni a medio ni a largo plazo. Tampoco hay un ecosistema declarado conforme a la legislación ambiental, pues la declaración que tiene el sistema Fuente-Huerta-Charca, como suele denominarse, es como bien de interés etnológico (Fernández-Zamora e Ibáñez-Torrero, 2000).

La explotación del acuífero para el abastecimiento urbano desde los años ochenta hasta la actualidad ha tenido como única consecuencia negativa la desecación del manantial de la Reja, a causa del delicado equilibrio existente en el sector del Estanque, cuyo volumen medio interanual de recarga está notablemente por encima del volumen de explotación, como ya he indicado anteriormente.

El manantial de la Reja es muy sensible a la explotación por bombeos en su área de influencia, debido básicamente a dos factores:

- 1) La existencia de una elevada permeabilidad, lo que ocasiona que los conoides de explotación de los sondeos se extiendan a largas distancias. Esto es especialmente importante en el propio sondeo de abastecimiento a Pegalajar, el más cercano al manantial y el que presenta mayor transmisividad.
- 2) La presencia de descargas laterales ocultas, que ocasiona que solo una parte de los recursos generados en el área de alimentación del acuífero sea drenada por este; del orden del 50% de estos recursos son descargados permanentemente hacia otros sectores y acuíferos colindantes.

Los datos piezométricos disponibles indican que las descargas ocultas hacia el acuífero mioceno de Mancha Real son muy constantes, pero en un volumen muy modesto. Las descargas ocultas más importantes se realizan hacia el flanco noroccidental del la Serrezuela de Pegalajar, o sea hacia el sector de La Guardia, y se producen de forma permanente en un volumen considerable, aunque afectadas por la variabilidad piezométrica, tal y como reflejan los datos aportados por el seguimiento de niveles en el sondeo S-2. Esta variabilidad piezométrica influye de forma muy importante y muy rápidamente en el manantial de la Reja, de manera que una ascensión de niveles se traduce en una gran elevación de su caudal de descarga, como corresponde a manantiales relacionados con acuíferos kárstificados. De la misma forma, una disminución de niveles ocasiona un rápido descenso del caudal del manantial, que en estiajes severos y en condiciones no influenciadas por bombeos, ha

debido quedar, de forma natural, en escasos litros por segundo. Estas grandes oscilaciones de caudal han quedado reflejadas históricamente (López-Cordero, 1994; López-Cordero y Real-Duro, 2000) y son sin duda la causa de la existencia de la propia obra hidráulica del Estanque o La Charca, ya que con el almacenamiento de las aguas drenadas se consigue incrementar la regulación del caudal de descarga y, por tanto, un mejor aprovechamiento de sus aguas para el regadío. Es decir, la construcción del Estanque es un intento de luchar contra la irregularidad de los caudales de descarga del manantial.

El núcleo de Pegalajar se encuentra íntimamente ligado a la existencia de la Fuente de la Reja, hasta el punto que, como bien indica López-Cordero (1994), debe su nacimiento a ésta. En esta estrecha relación se encuentra la causa de la declaración de sobreexplotación, motivada por la sensibilidad de la población de Pegalajar ante el impacto que supuso la pérdida del manantial.

La suma de extracciones por bombeo para el abastecimiento a Mancha Real y Pegalajar es del mismo orden que la cifra que tradicionalmente se ha barajado como media de descarga del manantial, es decir aproximadamente 1 hm³ anual. La consecuencia de estas extracciones ha sido que el manantial solo surja en años con precipitaciones por encima de la media. Algo más del 60% de esta explotación es realizada para el abastecimiento de Mancha Real, aunque el Plan de Ordenación de Extracciones, aprobado a principios de 2007, ha previsto a corto plazo el desplazamiento de esta explotación hacia el sector de La Guardia, con la utilización del sondeo Peña de Rodrigo II recientemente construido. Con esta medida se consigue reducir la explotación en el sector del Estanque a niveles por debajo del caudal medio del manantial, lo que debe traducirse en una surgencia permanente del mismo excepto en años secos. Un crecimiento futuro del núcleo de Pegalajar implicará una mayor presión sobre el manantial y podría tener como consecuencia que en pocos años se volviera a la situación inicial, como consecuencia ya, solo de la explotación para el abastecimiento de Pegalajar. Esto es algo inevitable a menos que se busquen fuentes externas de abastecimiento o se renuncie al crecimiento del núcleo urbano.

Por otra parte, el cultivo de olivar en regadío tradicionalmente dependiente de la Fuente de la Reja, que ha constituido históricamente casi el 70% de la superficie regada (López-Cordero, 1994), se ha solucionado con la utilización de aguas bombeadas desde el río Guadalbullón y la reutilización del agua residual; sin embargo

el 30% de regadío de huerta tradicional ha sido abandonado y su recuperación es, aún con la desaparición de la explotación para el abastecimiento de Mancha Real, muy problemática.

Conclusiones

Conclusiones

Los acuíferos carbonáticos karstificados localizados en zonas estructuralmente complejas, pueden presentar grandes complicaciones en su comportamiento hidrogeológico y en las pautas de circulación del agua subterránea. Aún más si se encuentran afectados de una explotación relativamente intensa de los recursos hídricos, con compartimentos aislados dentro del sistema hidrogeológico. La complejidad geológica permite que existan frecuentes intercambios hídricos ocultos entre distintas formaciones permeables y que se produzca un trasvase natural de recursos entre ellas.

El acuífero kárstico de las Sierras de Pegalajar y Mojón Blanco es un ejemplo de este tipo de acuíferos. Se sitúa en un área de gran complejidad geológica y estructural que es el borde norte de las Cordilleras Béticas. Está constituido por una formación calcárea del Cretácico superior, notablemente karstificada, de elevada permeabilidad y gran potencia, que es característica en el dominio Prebético. Su complejidad hidrogeológica es tal que no se logró definir satisfactoriamente un modelo de funcionamiento tras varios años de investigación, con numerosas actuaciones en la zona.

Para abordar el estudio de este tipo de acuíferos es necesario disponer de abundante información tanto espacial como temporal. La disponibilidad de información histórica, sobre todo piezométrica y en menor medida hidroquímica, fue uno de los motivos que nos llevó a escoger este acuífero para llevar a cabo su estudio pormenorizado y tratar de definir un modelo de funcionamiento hidrogeológico coherente con las observaciones realizadas.

Contexto geológico

El acuífero presenta signos de karstificación superficial marcados por la posible existencia de una superficie de aplanamiento en sus zonas más elevadas y la presencia de dolinas y lapiaz. También se encuentran formas endokársticas de notable desarrollo, como son las cuevas de los Murciélagos o la de los Majuelos. El estudio de

los principales aspectos geomorfológicos y geológicos del área permite emitir hipótesis sobre el desarrollo cronológico de la karstificación y de la erosión a las que han estado sometidos los carbonatos cretácicos. Se concluye que su inicio debió comenzar en el final del Tortonense o comienzos del Messiniense, periodo en el que se produjo la emersión del edificio carbonático. Además se deduce que la posición de los principales puntos de surgencia ha debido mantenerse durante un largo periodo en la posición actual, lo que implica una larga estabilidad en la posición del nivel freático y por tanto, ha existido tiempo suficiente para generar un buen desarrollo kárstico en su zona saturada. Esto mismo es lo que indican los datos sobre parámetros hidráulicos en los sondeos que perforan los carbonatos del Cenomaniense superior, en los que se obtienen elevadas transmisividades.

Características climáticas

El valor medio de la precipitación anual para el conjunto de estaciones climáticas estudiadas es de 585 mm, con un mínimo de 284 mm y un máximo de 959 mm para el periodo considerado de 37 años. En este periodo se deduce la existencia de tres ciclos de duraciones ligeramente superiores a 10 años y que se inician en años secos. La mayoría de las precipitaciones se producen entre octubre y mayo, con diciembre como mes más lluvioso, seguido de abril, y julio como mes más seco.

Se ha calculado un gradiente altitudinal para las precipitaciones de +57 mm cada 100 m. Los afloramientos permeables se sitúan entre las isoyetas medias de 500 y 1000 mm con un gradiente pluviométrico de menor a mayor precipitación de norte a sur y de oeste a este condicionado por la topografía.

La temperatura media anual en la estación de Mancha Real es de 14,4 °C, con un máximo de 16,9 °C y un mínimo de 14,1 °C y un periodo más frío al inicio de la serie.

Hidrogeología

La información obtenida sobre la geometría del acuífero pone de manifiesto su gran complejidad. La existencia de pliegues y fracturas de considerable salto que afectan al sustrato de baja permeabilidad, constituido por margas del cretácico inferior, provoca la presencia de escalones en la posición del nivel piezométrico que permiten una diferenciación en sectores o compartimentos más o menos aislados.

El análisis de la fracturación superficial muestra la presencia de juegos de fracturas que se agrupan en una dirección preferente N80-100E y que debieron generarse en las etapas compresivas que afectaron a las Zonas Externas, en el Mioceno medio. Esta dirección de fracturación es también la que condiciona en mayor medida la generación de cavidades, se trata pues, de una dirección preferencial de karstificación.

La información geológica de superficie, junto a la obtenida a partir de campañas de prospección geofísica y de sondeos que perforan el acuífero permite definir una serie de sectores con un funcionamiento hidrogeológico diferenciado. En el borde norte se distingue un acuífero detrítico constituido por conglomerados pliocenos que pudiera en parte recubrir a las formaciones carbonáticas, de acuerdo con la información suministrada por las campañas de prospección geofísica, aunque este extremo no ha podido ser confirmado por ninguna información de otro tipo. También se conoce desde hace décadas la existencia de un acuífero carbonático mioceno de pequeña extensión adosado al borde norte del acuífero cretácico, junto al núcleo de Mancha Real, y que fue explotado hasta su agotamiento en los años 70 y 80 del pasado siglo. En el acuífero cretácico es posible diferenciar varios sectores en función de la posición del nivel piezométrico y de sus principales puntos de descarga. Los más importantes son los sectores del “Estanque de Pegalajar” y de “La Guardia” que presentan una diferencia en las cotas del nivel piezométrico del orden de 200 m. En la zona sur se han definido otros dos sectores de menor importancia denominados “Hoyo de la Sierra” y “Arroyo del Bercho”.

Se ha analizado un importante volumen de información sobre parámetros hidráulicos tanto en el acuífero cretácico como en el acuífero mioceno de Mancha Real. Estos datos proceden de ensayos de bombeo realizados en algunos de los sondeos existentes, de ensayos de inyección en operaciones de viabilidad de recarga artificial y de pruebas de inyección realizadas durante la construcción de la red de sondeos piezométricos. De esta información se deduce la existencia de una mayor permeabilidad en los carbonatos del Cenomanense superior que en los del Cenomanense inferior, y de una elevada permeabilidad en la zona saturada que se sitúa en los flancos noroccidental y suroriental del anticlinal que conforma la Serrezuela de Pegalajar. En cambio, en el borde norte del acuífero la permeabilidad es menor. El pequeño acuífero mioceno de Mancha Real también presenta en general una elevada permeabilidad y un coeficiente de almacenamiento característico de acuíferos semiconfinados.

Los ensayos de bombeo realizados en el flanco noroccidental de la Serrezuela de Pegalajar, en el sector de La Guardia, detectan la presencia de recarga diferida; no ocurre lo mismo en los ensayos realizados en el sondeo situado en el flanco suroccidental de la misma sierra, ni en los realizados en la Sierra de Mojón Blanco.

La piezometría en el Sector del Estanque está condicionada por la presencia de su principal punto de descarga, el manantial de la Reja; sin embargo, el estudio de los datos sobre evolución piezométrica en distintos puntos demuestra que existen descargas ocultas hacia otras zonas, con la presencia de divisorias hidrogeológicas. En el sector de La Guardia, la cota del nivel piezométrico debe estar condicionada por los manantiales situados en este núcleo, según indica la información hidroquímica e isotópica de sus aguas, y se sitúa unos 200 m más baja que en el sector del Estanque. El seguimiento temporal de las evoluciones del nivel piezométrico en el sector de La Guardia muestra la existencia de relación hídrica con el sector del Estanque, en el sentido de que se produce una descarga de aguas subterráneas desde este sector hacia el de La Guardia en un volumen importante y de forma permanente.

El seguimiento de niveles en el acuífero mioceno de Mancha Real también muestra la posible existencia de descargas ocultas hacia el mismo, procedentes del sector del Estanque.

El estudio del efecto de la precipitación en las evoluciones de niveles en el sector del Estanque indica que la recarga se produce de manera relativamente lenta, que comienza a apreciarse a los quince días de ocurrido el evento pluviométrico y que se prolonga hasta seis semanas después si las lluvias han sido lo suficientemente importantes. Esto podría deberse a que no existe zona saturada bajo la principal área de infiltración, la altiplanicie en torno al Pico de Mojón Blanco, y el agua infiltrada tiene un largo recorrido hasta alcanzar la zona saturada, situada en el borde norte de la Sierra de Mojón Blanco.

Características hidrogeoquímicas

Del estudio físico-químico se deduce que en el acuífero cretácico, el agua es de facies bicarbonatada cálcica o cálcico-magnésica y baja mineralización. En el acuífero mioceno de Mancha Real también hay aguas con baja mineralización si bien existen aguas estratificadas en profundidad con mineralización muy elevada y facies clorurada sódica.

El Análisis de Componentes Principales (ACP) permite identificar las aguas atribuidas a los distintos sectores hidrogeológicos considerados, en función de: la mayor o menor mineralización de las aguas, el contenido en cloruros, que en el acuífero cretácico diferencia el grado de evolución de las aguas desde las áreas de recarga hasta las de descarga, y el contenido en bicarbonatos, magnesio y calcio, que es el factor diferenciador de las aguas de los sectores del Estanque y La Guardia; esto último sugiere la existencia de procesos de precipitación de calcita en el paso del agua desde el sector del Estanque hacia el de La Guardia.

Se ha realizado un detallado estudio de las características físico-químicas de cada sector, comparándolas con las de otros con los que pudiera tener relación.

El sector del arroyo del Bercho muestra una evolución de las aguas desde los manantiales situados a mayor cota hacia los situados a cotas menores, enriqueciendo su contenido en sulfato y magnesio.

Se comparan las características físico-químicas del manantial de los Charcones con las de puntos representativos del sector del Estanque y con otros manantiales relacionados con carbonatos jurásicos del acuífero de Almadén que se sitúa al este. Se concluye que las aguas del manantial de Los Charcones presentan una gran similitud hidroquímica con el manantial de Fuente Alta, relacionado con los carbonatos jurásicos y en general mayor similitud con todos los puntos del acuífero jurásico que con los del acuífero cretácico.

Se comparan también las principales características físico-químicas de las aguas relacionadas con los sectores del Estanque y La Guardia, incluyendo las de los sondeos de El Castillo, situados en el pequeño afloramiento en el que se ubica el núcleo de la Guardia, y dos manantiales relacionados con el travertino asociado a este afloramiento. Se concluye que existe una evolución hidrogeoquímica desde las aguas de los puntos situados en la Sierra de Mojón Blanco, en el sector del Estanque, hacia los puntos situados en el sector de La Guardia, que culmina en los sondeos de El Castillo y manantiales asociados al travertino.

El quimismo del agua de dos manantiales del sector del Hoyo de la Sierra comparado con puntos del sector del Estanque parece indicar la existencia de cierta conexión hídrica entre ambos sectores.

En el acuífero Mioceno de Mancha Real se deduce una evolución desde el Sector del Estanque con aguas de facies bicarbonatada cálcica, bicarbonatada-clorurada cálcica, clorurada-bicarbonatada sódico-cálcica y finalmente clorurada sódica, que se interpreta como consecuencia de una influencia creciente de la salmuera estratificada en profundidad en el sentido de flujo. Se concluye que puede existir una descarga desde el sector del Estanque pero se descarta esta posibilidad desde el sector de La Guardia.

También se han comparado las características físico-químicas del manantial de Pulpite, principal punto de descarga de los conglomerados pliocenos situados al norte de la Sierra de Mojón Blanco, con las de las aguas del sector del Estanque. La información existente no descarta la posibilidad de una descarga desde el sector del Estanque hacia estos conglomerados.

Se ha llevado a cabo una caracterización hidroquímica de las aguas de estiaje y de crecida centrada fundamentalmente en el estudio del acuífero cretácico en sus sectores principales. Se observa que las diferencias entre el estiaje y la crecida son poco significativas, lo que sugiere una cierta estabilidad en las condiciones hidráulicas del acuífero, y parece que las variaciones en el nivel piezométrico se manifiestan solo por una ligera dilución del agua durante las crecidas.

En el acuífero mioceno de Mancha Real se detecta la presencia de valores de nitrato más elevados en crecida que en estiaje, a diferencia de lo que ocurre en el acuífero cretácico. Esto se interpreta por la influencia de los fertilizantes utilizados en el olivar desarrollado sobre la superficie de materiales detríticos pliocuaternarios que descansan sobre el acuífero mioceno. También en el manantial de Pulpite se detecta este fenómeno.

En el caso del manantial de las Pilas de La Guardia, que drena un pequeño afloramiento de conglomerados pliocenos, se deduce la existencia de lavado de evaporitas durante la crecida.

El análisis multivariante del estiaje y la crecida para los puntos situados en el acuífero cretácico indica que la variabilidad de la mineralización de sus aguas está regida, por una parte, por el contenido en cloruro y sodio, y por otra, por la variabilidad del contenido en bicarbonato, calcio y magnesio, que a su vez está directamente

relacionada con la variación del pH. La primera de las causas se deduce que es consecuencia del tiempo de contacto agua roca y de las variaciones altitudinales de las áreas de recarga. La segunda sugiere la existencia de precipitación de calcita que se produciría en el paso del agua desde el sector del Estanque hacia el de La Guardia, siguiendo el modelo de funcionamiento que se dedujo en el estudio de la piezometría.

A partir de los datos de pH, temperatura y alcalinidad del agua recogidos en los muestreos de 2002 y 2003 se han calculado los índices de saturación (IS) del agua en diversos puntos del acuífero cretácico en calcita, dolomita y yeso, y la presión parcial de CO₂. En lo que respecta al contenido en CO₂ se observa una disminución constante en el sentido de flujo según el modelo de funcionamiento propuesto, consecuente con un incremento constante en el pH tanto para las aguas de crecida como de estiaje, aunque con una mayor amplitud de valores en aguas de crecida. La dureza del agua expresada en mg/L de CO₃Ca también aparece relacionada linealmente con la presión parcial de CO₂ y ambos parámetros disminuyen proporcionalmente en el sentido de flujo. Los IS en calcita y dolomita aparecen perfectamente correlacionados con el contenido en CO₂, de tal forma que a mayor índice de saturación menor es el contenido en dióxido de carbono. Se observa un incremento en ambos índices en el sentido de flujo del agua subterránea propuesto. Finalmente se han relacionado los IS en calcita y dolomita observándose un crecimiento paulatino de ambos en el sentido de circulación del agua subterránea en aguas de crecida; en aguas de estiaje, en cambio, se observa un claro descenso del IS en calcita en el paso del agua del sector del Estanque al de La Guardia, lo que se interpreta por existencia de procesos de disolución incongruente de dolomita y dedolomitización.

Para estudiar la viabilidad de los procesos hidrogeoquímicos observados se ha realizado una modelización geoquímica de la evolución del agua desde que se infiltra en el acuífero en la Sierra de Mojón Blanco hasta que alcanza el sector de La Guardia en el flanco noroccidental de la Serrezuela de Pegalajar. Se han considerado exclusivamente las fases minerales de la calcita y la dolomita, ya que el yeso no tiene influencia alguna en la evolución del agua en el acuífero. El modelo de evolución más probable parte de un agua que alcanza la saturación en calcita en el suelo al incorporar gran cantidad de CO₂; durante su circulación hacia la zona saturada precipita parte de la calcita en forma de espeleotemas y comienza lentamente la disolución de dolomita. El agua alcanza el nivel freático saturada en calcita y subsaturada en dolomita y circula hacia el flanco meridional de la Serrezuela de Pegalajar sin cambios importantes. En el paso hacia el flanco septentrional de la

Serrezuela de Pegalajar en el sector de La Guardia se produce un fenómeno de disolución incongruente de dolomita acompañado de precipitación de calcita y una importante pérdida de CO₂. Además se produce un importante incremento en magnesio consecuencia de la disolución de dolomita, que en este sector del acuífero es abundante.

Isótopos ambientales y radiactivos

El análisis de la relación entre el ¹⁸O y el D en el agua subterránea permite diferenciar diversas familias de aguas. Por una parte, el manantial de Los Charcones se agrupa con las aguas relacionadas con el acuífero jurásico de Almadén, que se diferencian claramente de las aguas relacionadas con los sectores del Estanque y La Guardia. Se ha estudiado también la posible relación de los sondeos de El Castillo, que se sitúan en el pequeño afloramiento carbonático de la margen izquierda del río Guadalbullón y que por sus características físico-químicas y piezométricas se han incluido en el sector de La Guardia, con otros acuíferos de la zona, descartándose bien sea por sus características isotópicas o físico-químicas y confirmando su relación con el sector de La Guardia.

A partir de la información isotópica del agua de precipitación se ha realizado un análisis de las cotas de recarga más probables. Se concluye que las áreas en las que se produce la mayor parte de la infiltración se sitúan entre 1200 y 1300 m s.n.m., que coincide con la altiplanicie existente en las cumbres de la Sierra de Mojón Blanco.

Se ha estudiado la edad del agua subterránea contenida en los acuíferos sobre la base de su contenido en tritio. En el acuífero cretácico se deduce que las aguas tardan una media de entre 10 y 20 años desde su infiltración hasta que alcanzan la Serrezuela de Pegalajar y unos 40 años en almacenarse en las zonas profundas del sector de La Guardia; si bien se indica que esta interpretación hay que tomarla con reservas pues el agua, en un acuífero kárstico como éste, puede viajar a muy distintas velocidades.

Funcionamiento hidrogeológico y evaluación de la recarga

Se hace finalmente una exposición sobre el modelo de funcionamiento hidrogeológico del acuífero cretácico deducido de estudio de toda la información. Se concluye que existe una zona principal de infiltración en la Sierra de Mojón Blanco situada a cotas

entre 1200 y 1300 m s.n.m. El agua infiltrada se almacena en el borde norte de esta sierra desde donde circula en dirección oeste con gradientes comprendidos entre el 0,7% y el 2% y una pequeña parte que podría circular hacia los conglomerados pliocenos y el acuífero mioceno de Mancha Real. Posteriormente el agua alcanza el flanco suroriental de la Serrezuela de Pegalajar donde circula con una dirección preferencial NE-SO hacia la zona de descarga del manantial de La Reja con gradientes muy bajos. Se deducen también descargas hacia el sector de La Guardia por el borde norte a favor del cierre periclinal del pliegue anticlinal que conforma la Serrezuela de Pegalajar y del bloque hundido de la falla del Cerro de la Artesilla. También se expone la posibilidad de que una pequeña parte del agua infiltrada circula hacia el sector del Hoyo de la Sierra.

En el flanco noroccidental de la Serrezuela de Pegalajar en el sector de La Guardia, el agua circula en sentido NE-SO, con gradientes en torno a 0,01%. Finalmente se deduce que el agua subterránea alcanza la margen derecha del río Guadalbullón y circula bajo éste a modo de sifón, hasta descargar por el afloramiento de carbonatos sobre el que se sitúa el núcleo de La Guardia y posteriormente hacia el río Guadalbullón.

En cuanto al manantial de Los Charcones, se relaciona con los afloramientos de carbonatos jurásicos del cerro del Saladillo en el acuífero de Almadén.

Se ha realizado una evaluación de la recarga del acuífero cretácico mediante el balance del agua en el suelo y el balance de cloruros. Con el primero de los métodos se obtienen un coeficiente de infiltración medio para el periodo considerado, supuesta nula la escorrentía, del 40% de la precipitación y de un 37% con el segundo. Las entradas se consideran procedentes exclusivamente de la infiltración de la pluviometría. Se estima que el umbral máximo de escorrentía se encuentra en el 10% de la lluvia útil, por lo que para el cálculo de las entradas se considera finalmente una infiltración media anual del 30% de la precipitación caída sobre los afloramientos permeables. Esto da como resultado un valor de 5,4 hm³ para el año medio, con una horquilla de valores de 3,5 hm³ para el año tipo seco y de 6,4 hm³ para el año tipo húmedo, datos que se refieren exclusivamente a los sectores del Estanque y La Guardia.

Las salidas para el año medio se desglosan en: bombeos para los abastecimientos a Mancha Real, Pegalajar y La Guardia, en un valor de 1,5 hm³ anuales; por el

manantial de la Reja en 0,6 hm³ anuales; por otros manantiales en 0,15 hm³ anuales; ocultas hacia el mioceno de Pegalajar, conglomerados pliocenos y Hoyo de la Sierra en 0,45 hm³ anuales y difusas hacia el río Guadalbullón por la margen izquierda en 2,7 hm³.

Referencias

Referencias

Andreo, B. (1997). *Hidrogeología de acuíferos carbonatados en las Sierras Blanca y Mijas. (Cordillera Bética, sur de España)*. Tesis Doctoral. Univ. de Málaga. 489 p. Málaga.

Andreo, B.; Martín-Martín, M.; Martín-Algarra, A. y Julia, J. (1999). Travertinos asociados a los manantiales del borde occidental de la Sierra de la Alfaguara (Granada, Sur de España). *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*. B. Andreo, F. Carrasco, y J.J. Durán (Eds), Patronato de la Cueva de Nerja, Nerja (Málaga): 175-184.

Andreu, J.M.; Linares, J.; Pulido-Bosch, A.; Gacía-Sánchez, E. y Bellot, J. (2006). Utilización de registros automatizados para el conocimiento de la infiltración en un pequeño acuífero kárstico mediterráneo: ejemplo de Ventós (Alicante, España). En: Durán, J.J., Andreo, B. y Carrasco, F. (Eds.). *Karst, cambio climático y aguas subterráneas*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas N° 18: 193-202. Madrid.

Asociación Vecinal "Fuente de la Reja" (1999). *La Fuente, La Charca y la Huerta*. http://www.pegalajar.com/pegalajar_articulos.htm.

Asociación Vecinal "Fuente de la Reja" (2002). Sobreexplotación del acuífero de Pegalajar (Unidad Hidrogeológica Mancha Real-Pegalajar 05.19). *Presente y futuro de las aguas subterráneas en la provincia de Jaén*. Publicaciones del IGME. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas n° 7: 359-360.

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. (1979). *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Secr. Public. Univ. Granada. 83 p.

Baena, J. y Jerez, L. (1982). *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.st.)*. Col. Informe. IGME. 256 p.

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 p.

Benavente, J. (1978). *Investigaciones hidrogeológicas en la Sierra de Jaén*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. 144 p.

Benavente, J.; Hidalgo, M.C.; Izquierdo, A.; El Mabrouqui, K y Rubio, J.C. (2004). Contenido en cloruros y en isótopos estables (^{18}O , D) de las precipitaciones en un área montañosa (Alto Guadalquivir, provincia de Jaén). *Geogaceta*, 36: 111-114.

Benítez, A. (1972). *Captación de aguas subterráneas*. Ed. Dossat, 619 p., Madrid.

Blumenthal, M. (1927). Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central und Südwest-Andalusien. *Eclog. Geol. Helv.*, 20: 487-532.

Busnardo, R. (1960-62). Regards sur la géologie de la région de Jaén (Andalousie). Livre a la Mem. du Prof. Fallot. *Soc. Geol. France*. I: 189-198.

CAPJA (2004). *Inventario y caracterización de los regadíos de Andalucía*. Actualización 2002. Consejería de Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía. CDrom.

Cardenal, F.J. (1993). *Hidrogeología del sector Sierra de Lújar-Albuñol (provincia de Granada)*. *Contribución de la hidrogeoquímica al conocimiento de acuíferos carbonatados fisurados en áreas mediterráneas montañosas*. Tesis Doctoral Univ. de Granada. Instituto del agua-Dep. de Geodinámica. 403 p.

Castany, G. (1975). *Prospección y explotación de las aguas subterráneas*. Ediciones Omega, S.A., Barcelona.

Catalán, J. (1981). *Química del agua*. 2ª edición, Madrid. 423 p.

CEDEX (1994). *Estudio de la hidrología isotópica del Alto Genil. Estudio sobre el origen y dinámica de las aguas subterráneas en el macizo cárstico de la Serrezuela de Pegalajar (Jaén)*. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente.

Informe parcial nº 1 para la Dirección General de Obras Hidráulicas. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. 44 p.

CEDEX (2003). *Realización de estudios en la unidad hidrogeológica 05.23 (Úbeda)*. Informe técnico para el Ministerio de Medio Ambiente. Secretaría de Estado de Aguas y Costas. Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas. 101 p.

CHG (1998). *Informe sobre el acuífero Mancha Real-Pegalajar en el periodo enero 97-abril 98. Obras en la red piezométrica del acuífero*. Comisaría de aguas. 14 p.

CHG (2005). *Estudio de la impermeabilidad del vaso y de la cerrada del embalse del Quiebrajano. 1ª Fase. T. M. Valdepeñas de Jaén (Jaén)*. Dirección General de Obras Hidráulicas y de la Calidad de las Aguas. 121 p. 7 anejos.

CHG (2006a). *Estudio, conclusiones y propuestas sobre la unidad 05.19 Mancha Real-Pegalajar*. Dirección General del Agua. Ministerio de Medio Ambiente. 79 p.

CHG (2006b). *Plan de Ordenación de Extracciones de la Unidad Hidrogeológica Mancha Real-Pegalajar (U.H. 05.19)*. 32 p. <http://www.chguadalquivir.es>

CHG-IGME (2001). Norma de explotación de la U.H. 05.19 Mancha Real-Pegalajar. *Revisión y actualización de las normas de explotación de las unidades hidrogeológicas de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate. Propuesta de normativa y definición de nuevas unidades hidrogeológicas*. Convenio CHG-IGME año 2000-2001.

Clark, I.D. & Fritz, P. *Environmental isotopes in Hydrogeology*, CRC Press. 328 p.

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

Cruz San Julian, (1981). Evolución geomorgológica e hidrogeológica reciente en el sector Teba-Cañete la Real (Málaga) a la luz de la datación de formaciones travertínicas. *Bol. Geol. y Min.*, 92, 4: 297-308.

Custodio, E. (1997). Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: Custodio, E., Llamas, M.R. y Samper, J. (eds.) *Evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica*. AIHGE-IGME: 83-109.

Custodio, E. (1999). Alteraciones en los registros térmicos por flujo vertical de agua a lo largo de las perforaciones. *Boletín Geológico y Minero*. Vol. 110-4: 371-390.

Custodio, E. y Llamas, M. R. (1983). *Hidrología subterránea*. Ed. Omega (2ª edición). 2 Tomos, Barcelona, 2350 p.

Dersowitz, W.S.; Lee, G.; Geier, J; Foxford, T.; La Pinte, P.; Thomas, A. (1998). FRACMAN. *Interactive fracture data análisis, geometric modeling, and exploration simulatio. User documentatio, versión 2.6*. Golder Associates Inx. Washington.

DGOH (1992). *Estudio de los recursos hidráulicos para la recarga artificial del acuífero nº 19 Mancha Real*. Estudio 1/92. Ministerio de Obras Públicas y Transportes, 19 p.

DGOH (1994). *Informe sobre la investigación realizada en el acuífero de Pegalajar*. Estudio 07/94. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente, 12 p.

DGOH (1999). *Actualización del inventario de recursos subterráneos en la Cuenca Alta del Río Guadalbullón y del Río Torres*. Estudio 05/99. Ministerio de Medio Ambiente. 3 Tomos.

DGOH-IGME (1988). *Delimitación de las unidades hidrogeológicas del territorio peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características*. Tomo I: Cuenca del Guadalquivir oriental. Fichas. Estudio 07/88.

DGOH-ITGE (1996). *Catálogo de acuíferos con problemas de sobreexplotación o salinización. Predefinición del programa de actuación*. Estudio 03/97. Guadalquivir.

Drever, J.I. (1997). *The Geochemistry of Natural Waters* (third edition). Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 436 p.

Dupuy de Lôme (1959). Alumbramiento de aguas subterráneas en la provincia de Jaén. *Boletín del Instituto Geológico y Minero*, T LXX: 209-273, 3 mapas.

Durán, J.J. 1989. Geocronología de los depósitos asociados al karst en España. *El karst en España*. Monografía 4, S.E.G. J.J. Durán y J. López-Martínea (Eds.). Madrid: 243-256

Fallot, P. (1945). *Estudios geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor*. Mem. Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 719 p.

Fallot, P. (1948). Les Cordillères Bétiques. *Estud. Geol.*, 8: 83-172.

FAO-IGME (1970). *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 la Alimentación. Roma.

Fernández-Zamora, A. e Ibáñez-Torrero, M. (2000). La catalogación de la huerta de Pegalajar como lugar de interés etnológico y su inclusión en el catálogo general del patrimonio histórico andaluz. *Sumuntán*, 13 : 69-82.

Ford, D.C. & Williams, P. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, London, 601 p.

Froidevaux, R.; Gómez-Hernández, J. y Martínez, D. (2001). *FSS Internacional Europe*. <http://www.fssintl.com>.

GAEM (1989). *El karst de Calahonda*. Ed: Delegación de Educación y Cultura del ayuntamiento de Motril. Grupo de Actividades Espeleológicas de Motril. Motril. 215 p.

García-García, J.L. y Ollero-Robles, E. (1982). *Informe sobre la realización de un pozo en la Serrezuela de Pegalajar, efectuado por la Comunidad Santo Reino*. 10 p.

García-Hernández, M.; López-Garrido, A.C.; Rivas, P. y Vera J.A. (1979). Dominios paleogeográficos en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol.* 10: 359-365. Univ. de Granada.

García-Hernández, M.; López-Garrido, A.C.; Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1982). Turbiditas carbonatadas del Cretácico inferior en el arroyo del Bercho. Prebético de Jaén: Interpretación genética e implicaciones paleogeográficas. *Cuad. Geol. Iber.*, 8: 433-447.

García-Hernández, M.; López-Garrido, A.C. y Vera, J.A. (2004). El Prebético del sector central y afloramientos más occidentales. *Geología de España*. En: Vera, J.A. (Ed.). Sociedad Geológica de España. IGME: 363-365

García-Rossell, L. (1972). *Estudio geológico de la transversal Úbeda-Huelma y sectores adyacentes. Cordilleras Béticas. (Provincia de Jaén)*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. 550 p.

Gat, J.R. (1971). Comments on the stable isotope method in regional groundwater investigations. *Water Resources Research*, 7 : 980-993.

González-Ramón, A. (2002). Consideraciones sobre el desarrollo kárstico en el Parque Natural de la Sierra de María-Los Vélez (provincia de Almería). In: Carrasco, F., Durán, J.J. y Andreo, B (Eds.). *Karst an Environment*: 337-345.

González-Ramón, A.; Rubio-Campos, J.C.; Lupiani, E.; López-Chicano, M. ; Gollonet, J. y González-Hernando, L. (2002). Acuíferos del sector La Pandera-Mancha Real. *Libro homenaje a Manuel del Valle Cardenete. Aportaciones al conocimiento de los acuíferos andaluces*: 271-280. IGME, CHG, Instituto del agua de Andalucía (COPTJA) y DPG.

Gollonet, F.J. y Castillo, E. (1986). Climatología del norte de la provincia de Almería. Consideraciones sobre el cálculo de lluvia útil en clima árido y semiárido. *II Simposio del Agua en Andalucía*. Granada. 2: 601-617.

Gollonet, F.J.; González-Ramón, A. y Rubio-Campos, J.C. (2002a). Nuevas aportaciones sobre el funcionamiento hidrogeológico del sistema kárstico de Sierra Mágina. In: Carrasco, F. Durán, J.J. y Andreo, B. (Eds.). *Karst and Environment*: 211-217.

Gollonet, F.J.; González-Ramón, A.; Rubio-Campos, J.C.; Rosales-Peinado, M. e Hidalgo-Cano, J.L. (2002b). Operaciones de recarga artificial en los acuíferos de Mancha Real-Pegalajar y de Alcalá la Real (Jaén). *Libro homenaje a Manuel del Valle Cardenete. Aportaciones al conocimiento de los acuífero andaluces*: 177-181.

Gollonet, J.; Villalobos, M.; González-Ramón, A.; Rubio-Campos, J.C.; Salas, R. y Pérez-Muñoz, A.B. (en prensa). *El agua subterránea en el Parque Natural de Sierra Mágina (Jaén)*. Colección: Hidrogeología y Espacios Naturales 02. In: Rubio-Campos, J.C.; González-Ramón, A. y López-Geta, J.A. (Eds.) IGME-Diputación de Jaén, Agencia Andaluza de Agua-Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía.

Grillot, J. (1979). *Structure des système acuífères en milieu fissuré. Contribution méthodologique à cette connaissance*. Thèse Doct. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier. 212 p.

Guezou, J.C.; Frizon, D.; Coulon, M. and Morel, J.L. (1991). Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (southern Spain): definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline. *Annales tectoncae* .1: 32-48.

Hutchinson, G.E. (1957). *A treatise on Limnology. Geography, Physics and Chemistry*. Ed. Willey and Sons, New York. 1015 p.

Instituto Nacional de Estadística (INE), España, 24/09/02, <http://www.ine.es>. e-mail: info@ine.es.

IGME (1981). *Estudio hidrogeológico para abastecimiento a Mancha Real (Jaén)*. Plan de urgencia de Andalucía. Ministerio de Industria y Energía, 52 p.

IGME (1982a). *Informe final del sondeo para abastecimiento a Mancha Real (Jaén)*. Ministerio de Industria y Energía, 7 p.

IGME (1982b). *Prueba de bombeo en el sondeo de abastecimiento a Mancha Real (Jaén). (Sondeo nº 3 – Peña del Águila)*. Ministerio de Industria y Energía, 23 p.

IGME (1984). *Informe final del sondeo para abastecimiento a Mancha Real II*. Proyecto de investigación hidrogeológica para abastecimiento a poblaciones de las provincias de Sevilla, Huelva, Cádiz, Jaén, Granada, Córdoba, Cáceres y Badajoz. Ministerio de Industria y Energía, 6 p.

IGME (1985). *Nota técnica sobre revisión del abastecimiento a Mancha Real (Jaén)*. Ministerio de Industria y Energía, 16 p.

IGME (1986). *Informe sobre el sondeo de investigación en Mancha Real (Jaén). Reperforación del sondeo Mancha Real II*. Ministerio de Industria y Energía, 13 p.

IGME (1988a). *Estudio previo sobre las posibilidades de recarga artificial en Mancha Real (Jaén)*. Proyecto para estudios de asesoramiento técnico en materia de aguas

subterráneas a las administraciones públicas en la Cuenca hidrográfica del Guadalquivir (Andalucía) (1987-1988). Ministerio de Industria y Energía, 46 p.

IGME (1988b). *Informe final del sondeo de abastecimiento a Pegalajar (Jaén)*. Ministerio de Industria y Energía, 29 p.

IGME (1988c). *Nota técnica sobre la reperforación, ensanche, aforo y tipo de bomba propuesta en el sondeo de la Serrezuela de Pegalajar, para la mejora del abastecimiento de Mancha Real (Jaén)*. Ministerio de Industria, 10 p.

IGME (1988d). *Estudio hidrogeológico para la mejora del abastecimiento de agua a Pegalajar (Jaén)*. Ministerio de Industria y Energía, 20 p.

IGME (2003). *Memoria sobre la obtención de la información para la mejora del conocimiento sobre el funcionamiento hidrogeológico de diferentes acuíferos del Subbético y Prebético del Alto Guadalquivir*. Ministerio de Ciencia y Tecnología, 46 p.

IGME-Consejería de Obras Públicas y Transportes de la Junta de Andalucía (2000). *Nueva experiencia de recarga artificial en el acuífero de Mancha Real (Jaén)*. Plan de integración de los recursos hídricos subterráneos en los sistemas de abastecimiento público de Andalucía. Sector de acuíferos en relación con el abastecimiento de Mancha Real-Pegalajar (Jaén). 56 p.

IGME-Diputación de Jaén (1982). *Investigación para el abastecimiento a poblaciones - sector occidente-). Pegalajar (Jaén)*. 51 p.

IGME-Diputación de Jaén (2003). *Análisis de previabilidad turística potencial de cavidades en la provincia de Jaén*. Memoria e informes de previabilidad turística. Ministerio de Ciencia y Tecnología.

IGME-Universidad de Granada (1983). *Proyecto de investigación hidrogeológica infraestructural de los sistemas acuíferos 30 y 31. Cuenca Alta del Guadalquivir*.

ITGE (1990). *Informe técnico sobre la solicitud del perímetro de protección de los acuíferos relacionados con el abastecimiento de Mancha Real (Jaén)*. Ministerio de Industria y Energía, 38 p.

ITGE (1991). *Experiencia de recarga artificial en el acuífero de Mancha Real*. Ministerio de Industria y Energía. 53 p.

ITGE (1996). *Nota técnica sobre la reperforación y bombeo de ensayo realizados en el sondeo de la Serrezuela de Pegalajar para abastecimiento a Mancha Real (Jaén)*. Ministerio de Industria y Energía, 13 p.

ITGE-Consejería de Obras Públicas y Transportes de la Junta de Andalucía (1996). *Reconocimiento y ejecución de sondeos de investigación en el Término Municipal de Huelma (Jaén)*. 3 Tomos. 1 Plano. Informe interno.

ITGE-Consejería de Obras Públicas y Transportes de la Junta de Andalucía (1999a). *Trabajos geofísicos de apoyo para el estudio hidrogeológico en el sector de Mancha Real-Pegalajar*. Plan de integración de los recursos hídricos subterráneos en los sistemas de abastecimiento público de Andalucía. Sector de acuíferos en relación con el abastecimiento de Mancha Real-Pegalajar (Jaén). 10 p.

ITGE-Consejería de Obras Públicas y Transportes de la Junta de Andalucía (1999b). *Aplicación de técnicas geoquímicas e isotópicas en el estudio hidrogeológico del área de Almadén-Sistillo*. Convenio ITGE-Junta de Andalucía 1996-2000.

ITGE-Diputación de Jaén (1997). *Atlas hidrogeológico de la provincia de Jaén*. 175 p.

ITGE-Junta de Andalucía (1998). *Atlas hidrogeológico de Andalucía*. 216 p.

ITGE-Universidad de Granada (1990). *Investigación de los acuíferos carbonatados de las Sierras de Cazorla y Segura*. 224 p. Informe inédito.

Izquierdo, A. (2003) *Determinación del funcionamiento hidrogeológico y definición de la geometría de acuíferos; aplicación al conocimiento regional sobre el área granítica de Linares y el Subbético y Prebético del Alto Guadalquivir*. Memoria de trabajos realizados en relación con la beca de formación en proyectos concedida por el IGME en la oficina de Granada. Año 2003. Memoria inédita.

Junta de Andalucía (2005). *Modelo Digital del terreno de Andalucía. Relieve y Orografía*. DVD ROM. Consejería de Obras Públicas y Transporte, Consejería de Agricultura y Pesca, Consejería de Medio Ambiente.

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 p.

Libby, W.F. (1946). Atmospheric helium three and radiocarbon from cosmic radiation. *Phys. Rev.* 69: 671-672.

López-Arechavala, G. (1983). Programa THORDIA para cálculo automático de la lluvia útil, infiltración y escorrentía diarias. Aplicación al sistema acuífero del Campo de Níjar (Almería). *III Simposio de Hidrogeología*, Madrid, 8 p.

López-Chicano, M. (1992). *Hidrogeología del acuífero kárstico de Sierra Gorda*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 429 p. Granada.

López-Cordero, J.A. (1994). La fuente de la Reja, histórica seña de identidad de Pegalajar. *Sumuntán*, 4: 141-161.

López-Cordero, J.A. y Real-Duro, A.M. (2000). La Charca de Pegalajar: un proyecto de desarrollo económico en la posguerra (1943-1949). *Sumuntán*, 13: 11-28

López-Geta, J. A.; Rubio-Campos, J.C.; González-Ramón, A. y Lupiani-Moreno, E. (1991). Un ejemplo sobre perímetros de protección para abastecimiento en acuíferos kársticos. Su aplicación a las unidades de Pegalajar y Mojón Blanco. *III Simposio sobre el agua en Andalucía*. Vol. 1: 449-461. Córdoba.

Martín-Rosales, W. (2002). *Efectos de los diques de retención en el borde meridional de la Sierra de Gádor (Almería)*. Tesis doctoral. Dep. de Geodinámica. Univ. de Granada. Grupo de investigación de recursos hídricos y geología ambiental. 266 p.

Martín-Rosales, W.; Martínez-Alarcón, J.M.; Pérez-Villanueva, J.D. y Morillas, J. (1994). El karst de Sierra Elvira (Granada). *Espeleotemas*, 4: 43-60.

- Martos-Rosillo, S. (2005). *Contribución al conocimiento hidrogeológico del acuífero carbonático de la Sierra de Estepa (Sevilla)*. Trabajo de investigación tutelada. Dep. de Geodinámica, Univ. de Granada. 165 p.
- 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 carbonáticos de la Sierra de Segura (Alto Guadalquivir y Alto Segura)*. Tesis Doctoral. Univ. Pablo de Olavide. Dep. de Ciencias Ambientales. 580 p. Sevilla.
- Padilla, A. y Delgado, J. (2005). *Tratamiento y gestión de series temporales hidrológicas*. Excm. Diputación de Alicante. Departamento de Ciclo Hídrico.
- Padilla, A. y Pulido, A. (1986). El programa EVADIA para estimación automática de la lluvia útil a nivel diario. *II Simposio del Agua en Andalucía*, Granada, 2: 631-636.
- Parasnis, D.S. (1971). *Geofísica Minera*. Ed. Paraninfo. 376 p. Madrid.
- Paredes-Bartolomé, C. y Flórez-Baquedano, F. (2001). Evaluación eficiente de la densidad de fracturación. *Boletín Geológico y Minero*. Vol. 112-1: 51-64.
- Parkhurst, D.L. and Appelo, C.A.J.(1999). User's Guide to PHREEQC (Versión 2) – A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *US Geol. Survey, Water Resources Investigations*. 310 p.
- Plummer, L.N., Busby, J.F., Lee, R. W. y Hanshaw, B.B. (1990). Geochemical modeling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming and South Dakota. *Water Resouces Research.*, 26(9): 1981-2014.
- Pujalte, V. (1970). *Estudio geológico de una zona situada al sur de Pegalajar (Jaén)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. 114 p. Granada.

Pulido Bosch, A. y Castillo, E. (1985). Quelques considérations sur la structure des aquifères carbonatés du Levant espagnol, d'après les données de captages d'eau. *Karstologie*, 4 : 38-44.

Razack, M. (1984). *Application de méthodes numériques et statistiques à l'identification des réservoirs fissurés carbonatés en Hydrogéologie*. Thèse Docteur d'Etat. Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier. 257 p.

Roether, W. (1967). Estimating the tritium input to ground water from wine samples: ground-water and direct run-off contribution to central European surface waters. *Proc. IAEA Conf. on isotopes in Hydrology*, IAEA, Vienna: 73-90.

Roldán, F.J. y García-Cortés, A. (1988). Implicaciones de materiales triásicos en la depresión del Guadalquivir, Cordilleras Béticas (Provincias de Córdoba y Jaén). *II Congreso geológico de España*. Vol. 1: 189-192.

Roldán, F.J.; Lupiani, E.; Villalobos, M. y Jerez, L. (1991). *Mapa y memoria explicativa de la hoja 947 (Jaén) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. ITGE.

Rubio-Campos, J.C., Gollonet, J.; González-Ramón, A. y Luque, J. A. (1995). Resultados de la experiencia de recarga artificial seguida por el ITGE en el acuífero de Mancha Real. *VI Simposio de Hidrogeología. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos* Vol. XXI: 147-157. Sevilla.

Rubio-Campos, J.C.; Gollonet, J.; González-Ramón, A.; Peinado, T. y Luque, J. A. y Murillo, J.M. (2002). Aplicación de la recarga artificial en el acuífero de Mancha Real. *Presente y futuro de las aguas subterráneas en la provincia de Jaén*. Publicaciones del IGME. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas nº 7: 355-358.

Rubio-Campos, J.C.; González-Ramón, A.; López-Geta, J.A. y Gollonet, J. (2003). Recarga artificial y sostenibilidad del abastecimiento a poblaciones. Ejemplo de Mancha Real-Pegalajar (Jaén). *Ingeniería Civil* 131: 163-171. CEDEX. Madrid.

Ruiz-Ortiz, P. (1980). *Análisis de facies del Mesozoico de las unidades intermedias. (Entre Castril-Prov. de Granada y Jaén)*. Tesis doctoral. Univ. de Granada. 272 p.

Sanz de Galdeano, C. (1975). *Geología de la transversal Jaén-Frailes (provincia de Jaén)*. Tesis doctoral. Univ. de Granada. 274 p.

Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39:157-165.

Searcy, J.K. and Hardison, C. H. (1960). Double-mass curves. In Manual of Hydrology: part 1, General Surface Water Techniques. *U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap.*, 1541-B, Washington, D.C., pp: 31-59.

Sociedad de Exploración de Petróleos Españoles (1965). *Plan de situation des coupes du cenomanien du secteur de Jaén*. Documento inédito.

Trigueros, M. y Piera, J. V. (2006). *Reconocimiento con cámara de vídeo y testificación geofísica del sondeo Pinos II, situado en el término municipal de Mancha Real (Jaén)*. Sondeos Martínez S.L. Aguas Jaén. 10 p.

Unterweger, M.P., Coursey, B.M., Schima, F.J. and Mann, WG. (1978). Preparation and calibration of the 1978 National Bureau of Standards tritiated-water standards. *Intern. J. Appl. Rad. Isot*, 31: 611-614.

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. Univ. de Granada. 257 p.

Vera, J.A.; Arias, C.; García-Hernández, M; López-Garrido, A.C.; Martín-Algarra, A.; Martín-Chivelet, J.; Molina, J.M.; Rivas, J.; Ruiz-Ortiz, C.; Sanz de Galdeano, C. y Vilas, L. (2004). Las Zonas Externas Béticas y el Paleomargen Sudibérico. *Geología de España*. En: Vera, J.A. (Ed.). Sociedad Geológica de España. IGME: 354-361.

Villanueva, M. e Iglesias, A. (1984). *Pozos y acuíferos. Técnicas de evaluación mediante ensayos de bombeo*. Instituto y Geológico y Minero de España. Madrid. 426 p.

White, W.B. (1988). *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford Univ. Press, New York, 464 p.

White, W.B. (2002). Conceptual models for karstic aquifers. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers. The Virtual Scientific Journal* 1 (1). 6 p. www.speleogenesis.info

White, W.B. & White, E. L., (2001). Conduit fragmentation, cave patterns, and the localization of karst ground water basins: the Appalachians as a test case. *Theoretical and Applied Karstology*, 13-14, 9-24.

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 Modeling: Special Publication 5*. The Karst Waters Institute, Charles Town, West Virginia: 30-37.

Worthington, S.R.H.; Ford, D.C. & 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. & Dreybrodt, W. (ed). *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama. 463-472.