

**INVESTIGACIÓN SOBRE EL COMPORTAMIENTO
HIDROGEOLÓGICO DE FORMACIONES ACUÍFERAS
PROFUNDAS. APLICACIÓN A LA UNIDAD
HIDROGEOLÓGICA 08.07 (EL MAESTRAZGO).
DESARROLLO METODOLÓGICO**

Recopilación y síntesis de la información. Informe preliminar.



Abril 2005



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA



Instituto Geológico
y Minero de España



INFORME	Identificación: H1-002-05
	Fecha: 20-05-05
TÍTULO INVESTIGACIÓN SOBRE EL COMPORTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE FORMACIONES ACUÍFERAS PROFUNDAS. APLICACIÓN A LA UNIDAD HIDROGEOLÓGICA 08.07 (EL MAESTRAZGO). DESARROLLO METODOLÓGICO Recopilación y síntesis de la información. Informe preliminar	
PROYECTO INVESTIGACIÓN SOBRE EL COMPORTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE FORMACIONES ACUÍFERAS PROFUNDAS. APLICACIÓN A LA UNIDAD HIDROGEOLÓGICA 08.07 (EL MAESTRAZGO). DESARROLLO METODOLÓGICO, Nº SICOAN: 2003061	
RESUMEN El desarrollo de una metodología relativa a la investigación del comportamiento hidrogeológico de formaciones acuíferas profundas surge, en los primeros meses del año 2003, a propuesta de la Dirección General del IGME y de la Subdirección General de Hidrogeología y Aguas Subterráneas como una nueva línea de investigación a desarrollar dentro del Programa de Hidrogeología y Aguas Subterráneas del IGME. Incluido en esta línea de investigación se propone el desarrollo de un proyecto singular relativo a diversas cuestiones relacionadas con la hidrogeología profunda. En una primera aproximación se podrían definir como acuíferos profundos los situados a profundidades mayores de 300 m, como valor orientativo. De manera más precisa se pueden considerar como acuíferos profundos los acuíferos libres con el nivel freático a una profundidad superior a 300 m, los acuíferos confinados cuyo techo se encuentre a más de la profundidad mencionada, aquellos acuíferos que por sus características hidráulicas precisen de la realización de perforaciones de gran profundidad para su aprovechamiento y de técnicas de estudio de acuíferos profundos y, en un sentido más amplio, el término podría englobar aquellos acuíferos en los que su conocimiento actual no permite definir con precisión la situación de su muro y, por tanto, se precisa profundizar en su caracterización para determinar el volumen de agua almacenado, a qué cota se encuentra y sus posibilidades de aprovechamiento. En principio, y de manera muy general, podrían considerarse los siguientes grupos de acuíferos que responden a los casos mencionados: acuíferos profundos que se encuentran en explotación o que han dejado de estarlo recientemente, en este grupo se pueden incluir aquellos en los que actualmente las captaciones superan los 700 m de profundidad (Campo de Dalías, la Loma de Úbeda, el Maestrazgo); acuíferos profundos susceptibles de aprovechamiento y de los que no se dispone de suficiente información; el tercer grupo incluiría aquellos acuíferos profundos en que la calidad del agua que contienen no es susceptible de aprovechamiento directo, siendo preciso para obtener el recurso hídrico la aplicación de técnicas de desalación y, por último, un conjunto heterogéneo de acuíferos profundos que susciten interés, por ejemplo, por constituir un recurso tipo espacio subterráneo (aprovechable para almacenamiento mediante inyección profunda de residuos líquidos, almacenamiento geológico profundo de residuos radiactivos, almacenamiento de hidrocarburos, etc) o que originen una especial atención relacionada con cuestiones científicas como la investigación aplicada al estudio de aguas con un elevado contenido salino, datación de aguas profundas, tiempos de residencia y renovación, localización de áreas de recarga, etc. La posibilidad de abarcar una casuística tan amplia conllevaría unas necesidades económicas y de recursos humanos muy elevadas; por otra parte, existe un elevado número de grupos de investigación aplicada para el aprovechamiento comercial de temas relacionados con el almacenamiento geológico profundo, el almacenamiento de hidrocarburos o el aprovechamiento industrial de salmueras, por lo que el proyecto se centra en los aspectos relacionados con la evaluación de recursos hídricos subterráneos profundos para su aprovechamiento. Para ello, se desarrollarán aspectos científicos y técnicos relacionados con la geología estructural, características petrológicas, funcionamiento hidrodinámico, características hidroquímicas, isotópicas y ambientales del acuífero y definición del modelo geológico e hidrogeológico.	

CORREO ELECTRÓNICO

igme@igme.es

RÍOS ROSAS, 23
28003-MADRID
TELÉFONO: 91 349 5700
FAX: 91 442 6216



El área de aplicación propuesta como base de este proyecto es la Unidad Hidrogeológica 08.07 (El Maestrazgo), cuya superficie poligonal es de 1.934,53 km², formada por un acuífero regional constituido por calizas, dolomías y margas de edad Cretácico superior-Jurásico, caracterizado por presentar un gran espesor en su secuencia sedimentaria y una zona saturada localizada a gran profundidad.

En el área del Maestrazgo han sido realizados diversos trabajos de prospección sísmica (al menos ocho campañas referenciadas), destinados a la detección de áreas favorables para la explotación de hidrocarburos, que fueron completados con la perforación de cinco sondeos de investigación petrolífera (Bobalar 1 y 2, Salsadella, Mirambel 1 y Maestrazgo 2). Desde el punto de vista geológico destaca la tesis de Canerot (1974) que abarca todo el norte de la provincia de Castellón así como la cartografía geológica de la serie MAGNA. La investigación hidrogeológica del área se centra en los trabajos realizados por el IGME a través del proyecto PIAS y otros informes posteriores que fueron recopilados y sintetizados en el "Estudio hidrogeológico del Maestrazgo" IGME (1989). Paralelamente se han llevado a cabo numerosos estudios locales para abastecimiento a poblaciones. Como resultado de estos estudios se ha realizado un considerable número de sondeos entre los que destacan los perforados por la Generalitat Valenciana (unas 10 perforaciones) y la Diputación Provincial de Castellón (unas 5 perforaciones) con profundidades entre 600 y 1.000 metros.

La zona de estudio propuesta abarca una superficie de unos 2.800 Km² que se extiende por las zonas Central Subtabular y Oriental Fallada, definidas por Canerot en 1974. Limita al norte con la sierra de Benifasar, al oeste con la sierra de Las Dehesas, al sur con el antiforme situado entre Benafigos y Cabanes, y al este con el mar Mediterráneo.

Desde el punto de vista hidrogeológico, la zona propuesta para la aplicación de la metodología, está constituida por materiales predominantemente carbonatados mesozoicos que abarcan desde el Cretácico superior hasta el Jurásico basal. En la zona se definen una serie de acuíferos de edad cretácica y miocuaternaria, suprayacentes a un acuífero regional jurásico (Acuífero Jurásico del Maestrazgo Central) cuya zona saturada se sitúa en gran parte del mismo a profundidades superiores a los 300 metros. Dentro de este acuífero se distinguen dos sectores separados por una zona de menor permeabilidad, siguiendo la alineación de la sierra de Valdancha Occidental.

Los objetivos básicos del proyecto se pueden resumir en:

Determinación de la estructura geológica, características petrológicas, funcionamiento hidrodinámico, características hidroquímicas, isotópicas y ambientales del acuífero del Maestrazgo. Definición del modelo geológico e hidrogeológico.

Aplicación, validación y utilización simultánea de técnicas de diferentes especialidades científicas (geológicas, geofísicas, hidrogeológicas e hidroquímicas) para la optimización de los trabajos destinados al estudio de formaciones acuíferas profundas y establecimiento de un desarrollo metodológico para su aplicación al estudio y conocimiento del medio hídrico subterráneo profundo.

Revisión

Nombre:

Unidad:

Fecha:

- Carmen Antón Pacheco
- Luis Araguás Araguás
- Bruno Ballesteros Navarro
- Antonio Barnolas Cortinas
- Inmaculada Gil Peña
- Juan Carlos Gumiel Gutiérrez

Autores: Julio Cesar López Gutiérrez

- Miguel Mejías Moreno
- Juan Luis Plata Torres

Becarios:

- Irene Jiménez
- Mónica Marina Rojo
- Jose Mediato
- Irene Núñez Monasterio
- Raúl Rodríguez Martín (Prácticas)

Responsable: Miguel Mejías Moreno

El presente informe ha sido elaborado por los siguientes investigadores y técnicos:

Carmen Antón-Pacheco Bravo
Luis Araguás Araguás
Bruno Ballesteros Navarro
Antonio Barnolas Cortinas
Antonio Casas (Universidad de Zaragoza)
Inmaculada Gil Peña
Juan Carlos Gumiel Gutiérrez
Julio Cesar López Gutiérrez
Miguel Mejías Moreno
Juan Luis Plata Torres
José María Samsó (Consultor)

Becarios:

Irene Jiménez
Mónica Marina Rojo
Jose Mediato
Irene Núñez Monasterio
Raúl Rodríguez Martín (Prácticas)

Informe Preliminar

1. Introducción y objetivos

2. Antecedentes administrativos y técnicos

3. Memoria técnica y científica

4. Geología

4.1. Introducción

4.2. Antecedentes

4.3. Estado actual del conocimiento

4.3.1. Cartografía geológica

4.3.1.1. Mapas geológicos regionales

4.3.1.2. Mapas geológicos de detalle

4.3.2. Estratigrafía

4.3.2.1. Paleozoico

4.3.2.2. Pérmico y Triásico

4.3.2.3. Jurásico

4.3.2.4. Cretácico Inferior

4.3.2.5. Cretácico superior

4.3.2.6. Terciario

4.3.2.7. Cuaternario

4.3.3. Estructura geológica

4.3.3.1. Marco estructural y descripción del área de estudio

4.3.3.2. Fracturación a escala cartográfica y de afloramiento

4.3.3.3. Interpretación de la estructura

4.3.4. Estratigrafía mecánica e historia diagenética

4.4. Elaboración de la cartografía geológica continua. Fase previa

4.5. Conclusiones

4.6. Referencias bibliográficas

4.7. Informe preliminar sobre la distribución vertical y horizontal de la fracturación del la cuenca del Maestrazgo

4.7.1. Evolución geológica general de la zona

4.7.2. Caracterización de la etapa extensional

4.7.3. La tectónica de inversión durante el Terciario

4.7.4. Influencia de las anisotropía heredadas de la estructura orogénica hercínica y de la fracturación tardihercínica

4.7.5. Fracturación y campos de fuerza en la Cordillera Ibérica. Metodología de estudio

4.7.6. Estudio de las variaciones regionales del patron de fracturación

4.7.7. Metodología y fases previstas en la realización del proyecto

4.8. Tablas

4.9. Bibliografía

5. Hidrogeología

5.1. Antecedentes Hidrogeológicos

5.1.1. Situación geográfica

5.1.2. Marco hidrogeológico

5.1.3. Climatología

5.1.4. Aportes hídricos

5.1.5. Distribución de acuíferos

- 5.1.5.1. Acuífero Jurásico del Maestrazgo central
- 5.1.5.2. Acuífero Barremiense de Morella
- 5.1.5.3. Acuífero de Chiva de Morella
- 5.1.5.4. Acuífero de Vallibona
- 5.1.5.5. Acuífero Hauteriviense-Barremiense de Catí
- 5.1.5.6. Acuífero de la depresión de San Mateo
- 5.1.5.7. Acuífero de la depresión de Tirig
- 5.1.5.8. Acuífero de Albocácer
- 5.1.5.9. Acuífero de Cuevas de Vinromá
- 5.1.5.10. Acuífero de Turmell

5.2. Caracterización hidrogeológica preliminar

- 5.2.1. Definición geométrica del acuífero jurásico y aspectos litológicos
- 5.2.2. Características hidrodinámicas
- 5.2.3. Funcionamiento hidrogeológico y sentido del flujo subterráneo
- 5.2.4. Balance hídrico

5.3. Inventario y redes de observación

- 5.3.1. Inventario de puntos acuíferos
- 5.3.2. Red provisional de piezometría. Niveles. Análisis preliminar
- 5.3.3. Red provisional de calidad

5.4. Referencias bibliográficas

6. Hidroquímica e isótopos

6.1. Actividades llevadas a cabo

6.2. Composición química del agua subterránea

6.3. Isótopos de la molécula del agua

- 6.3.1. Consideraciones teóricas
- 6.3.2. Resultados obtenidos
 - 6.3.2.1. Relación $\delta D - \delta^{18}O$
 - 6.3.2.2. Relación entre los contenidos isotópicos y la altitud

6.4. Tritio molecular

- 6.4.1. Generalidades
- 6.4.2. Resultados obtenidos
- 6.4.3. Concentraciones de Tritio en las precipitaciones locales
- 6.4.4. Interpretación de los resultados

6.5. Propuesta de utilización de los isótopos del radio para evaluar la descarga submarina

6.6. Conclusiones y recomendaciones

7. Geofísica

7.1. Estado del arte relativo a técnicas geofísicas aplicables en hidrogeología profunda

- 7.1.1. Introducción
- 7.1.2. Estadística

- 7.1.3. Análisis de los resultados
- 7.1.4. Métodos eléctricos
- 7.1.5. Métodos electromagnéticos
- 7.1.6. Sísmica y gravimetría
- 7.1.7. Telúricos, magnetotelúricos
- 7.1.8. Gravimetría
- 7.1.9. Magnético
- 7.1.10. Polarización Inducida
- 7.1.11. Otros métodos; Potencial espontáneo, RSN

7.2. Recopilación y análisis de información geofísica

- 7.2.1. Síntesis del trabajo efectuado
- 7.2.2. Fichas de la documentación seleccionada
- 7.2.3. Mapa de posición aproximada de los trabajos
- 7.2.4. Esquema de plan de trabajo a realizar
 - 7.2.4.1. Respecto a la información suministrada por SEV
 - 7.2.4.2. Respecto a la información suministrada por la Gravimetría
 - 7.2.4.3. Respecto a la información suministrada por la Magnetometría
 - 7.2.4.4. Respecto a la información suministrada por la Sísmica
 - 7.2.4.5. Respecto a la información suministrada por la Testificación
- 7.2.5. Referencias

8. Teledetección y SIG

8.1. Teledetección

- 8.1.1. Imágenes Landsat
- 8.1.2. Actividades a desarrollar, vuelo IR Térmico

8.2. Sistema de información geográfica

- 8.2.1. Objetivos del proyecto SIG
- 8.2.2. Construcción de la base de datos
- 8.2.3. Confección de mapas

9. Conclusiones y recomendaciones

10. Anexo I.

Estudios similares:

- 10.1. Acuífero de la Sierra de Crevillente
- 10.2. Acuífero del Campo de Dalías
- 10.3. Acuífero Terciario Detrítico de Madrid
- 10.4. Acuífero Carbonatado de Bill Williams Mountain, Wulliams, Arizona
- 10.5. Resumen del estudio del impacto hidrogeológico de la inyección profunda de salmuera procedente de las operaciones mineras de potasas de Subiza (Navarra)
- 10.6. Acuífero Carbonatado de la Loma de Úbeda
- 10.7. Cuadro resumen de estudios similares

1. Introducción y objetivos

1. Introducción y objetivos

El desarrollo de una metodología relativa a la investigación del comportamiento hidrogeológico de formaciones acuíferas profundas surge, en los primeros meses del año 2003, a propuesta de la Dirección General del IGME y de la Subdirección General de Hidrogeología y Aguas Subterráneas como una nueva línea de investigación a desarrollar dentro del Programa de Hidrogeología y Aguas Subterráneas del IGME. Incluido en esta línea de investigación se propone el desarrollo de un proyecto singular relativo a diversas cuestiones relacionadas con la hidrogeología profunda.

En una primera aproximación se podrían definir como acuíferos profundos los situados a profundidades mayores de 300 m, como valor orientativo. De manera más precisa se pueden considerar como acuíferos profundos los acuíferos libres con el nivel freático a una profundidad superior a 300 m, los acuíferos confinados cuyo techo se encuentre a más de la profundidad mencionada, aquellos acuíferos que por sus características hidráulicas precisen de la realización de perforaciones de gran profundidad para su aprovechamiento y de técnicas de estudio de acuíferos profundos y, en un sentido más amplio, el término podría englobar aquellos acuíferos en los que su conocimiento actual no permite definir con precisión la situación de su muro y, por tanto, se precisa profundizar en su caracterización para determinar el volumen de agua almacenado, a qué cota se encuentra y sus posibilidades de aprovechamiento.

En principio, y de manera muy general, podrían considerarse los siguientes grupos de acuíferos que responden a los casos mencionados: acuíferos profundos que se encuentran en explotación o que han dejado de estarlo recientemente, en este grupo se pueden incluir aquellos en los que actualmente las captaciones superan los 700 m de profundidad (Campo de Dalías, la Loma de Úbeda, el Maestrazgo); acuíferos profundos susceptibles de aprovechamiento y de los que no se dispone de suficiente información; el tercer grupo incluiría aquellos acuíferos profundos en que la calidad del agua que contienen no es susceptible de aprovechamiento directo, siendo preciso para obtener el recurso hídrico la aplicación de técnicas de desalación y, por último, un conjunto heterogéneo de acuíferos profundos que susciten interés, por ejemplo, por constituir un recurso tipo espacio subterráneo (aprovechable para almacenamiento mediante inyección profunda de residuos líquidos, almacenamiento geológico profundo de residuos radiactivos, almacenamiento de hidrocarburos, etc) o que originen una especial atención relacionada con cuestiones científicas como la investigación aplicada al estudio de aguas con un elevado contenido salino, datación de aguas profundas, tiempos de residencia y renovación, localización de áreas de recarga, etc.

La posibilidad de abarcar una casuística tan amplia conllevaría unas necesidades económicas y de recursos humanos muy elevadas; por otra parte, existe un elevado número de grupos de investigación aplicada para el aprovechamiento comercial de temas relacionados con el almacenamiento geológico profundo, el almacenamiento de hidrocarburos o el aprovechamiento industrial de salmueras, por lo que el proyecto se centrará en los aspectos relacionados con la evaluación de recursos hídricos subterráneos profundos para su aprovechamiento. Para ello, se desarrollarán aspectos científicos y técnicos relacionados con la geología estructural, características petrológicas, funcionamiento hidrodinámico, características hidroquímicas, isotópicas y ambientales del acuífero y definición del modelo geológico e hidrogeológico.

Una vez definido el campo de aplicación básico del proyecto se realizó una evaluación relativa a la forma de abordar el tema. Se valoró la posibilidad de elaborar un estado del arte general y desarrollo metodológico para el estudio de acuíferos profundos o elegir un área de trabajo en la que realizar primero una recopilación y síntesis de la información de la zona y posteriormente llevar a cabo la aplicación de técnicas acordes con las necesidades identificadas. Se adoptó la segunda posibilidad eligiendo como zona piloto la Unidad Hidrogeológica 08.07 El Maestrazgo.

Así, la propuesta de proyecto denominada: "Investigación sobre el comportamiento hidrogeológico de formaciones acuíferas profundas. Aplicación a la unidad hidrogeológica 08.07 (El Maestrazgo). Desarrollo metodológico (HIPROMA), fue aprobada con fecha 26 de noviembre de 2003 por la Dirección General del IGME, correspondiendo el número de SICOAN 2003061, con una duración de tres años.

Los objetivos básicos del proyecto se pueden resumir en:

Determinación de la estructura geológica, características petrológicas, funcionamiento hidrodinámico, características hidroquímicas, isotópicas y ambientales del acuífero del Maestrazgo.
Definición del modelo geológico e hidrogeológico.

Aplicación, validación y utilización simultánea de técnicas de diferentes especialidades científicas (geológicas, geofísicas, hidrogeológicas e hidroquímicas) para la optimización de los trabajos destinados al estudio de formaciones acuíferas profundas y establecimiento de un desarrollo metodológico para su aplicación al estudio y conocimiento del medio hídrico subterráneo profundo.

2. Antecedentes administrativos y técnicos

2. Antecedentes administrativos y técnicos

Los trabajos a desarrollar continúan e inciden en la labor técnica y de investigación que el IGME ha venido realizando en esta área geográfica, tanto en proyectos propios del Organismo, como en proyectos realizados en colaboración con otras Entidades de la Administración Estatal, Autonómica y Local desde principios de los años 70. En esta línea de I+D, el proyecto pretende mejorar el conocimiento del comportamiento hidrogeológico de los acuíferos profundos.

Desde el punto de vista administrativo, se enmarca dentro de los trabajos de investigación de la Dirección de Hidrogeología y Aguas Subterráneas. Como marco legal, queda encuadrado en la disposición adicional cuarta del Real Decreto Legislativo 1/2001, del 20 de julio, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley de Aguas, en el que se establece que el IGME formulará y desarrollará planes de investigación tendentes al mejor conocimiento y protección de los acuíferos y prestará asesoramiento técnico a la Administración Pública en materias relacionadas con aguas subterráneas.

El área de aplicación propuesta como base de este proyecto es la Unidad Hidrogeológica 08.07 (El Maestrazgo), cuya superficie poligonal es de 1.934,53 km², formada por un acuífero regional constituido por calizas, dolomías y margas de edad Cretácico superior-Jurásico, caracterizado por presentar un gran espesor en su secuencia sedimentaria y una zona saturada localizada a gran profundidad.

En el área del Maestrazgo han sido realizados diversos trabajos de prospección sísmica (al menos ocho campañas referenciadas), destinados a la detección de áreas favorables para la explotación de hidrocarburos, que fueron completados con la perforación de cinco sondeos de investigación petrolífera (Bobalar 1 y 2, Salsadella, Mirambel 1 y Maestrazgo 2). Desde el punto de vista geológico destaca la tesis de Canerot (1974) que abarca todo el norte de la provincia de Castellón así como la cartografía geológica de la serie MAGNA. La investigación hidrogeológica del área se centra en los trabajos realizados por el IGME a través del proyecto PIAS y otros informes posteriores que fueron recopilados y sintetizados en el "Estudio hidrogeológico del Maestrazgo" IGME (1989). Paralelamente se han llevado a cabo numerosos estudios locales para abastecimiento a poblaciones. Como resultado de estos estudios se ha realizado un considerable número de sondeos entre los que destacan los perforados por la Generalitat Valenciana (unas 10 perforaciones) y la Diputación Provincial de Castellón (unas 5 perforaciones) con profundidades entre 600 y 1.000 metros.

La zona de estudio propuesta abarca una superficie de unos 2.800 Km² que se extiende por las zonas Central Subtabular y Oriental Fallada, definidas por Canerot en 1974. Limita al norte con la sierra de Benifasar, al oeste con la sierra de Las Dehesas, al sur con el antiforme situado entre Benafigs y Cabanes, y al este con el mar Mediterráneo.

Desde el punto de vista hidrogeológico, la zona propuesta para la aplicación de la metodología, está constituida por materiales predominantemente carbonatados mesozoicos que abarcan desde el Cretácico superior hasta el Jurásico basal. En la zona se definen una serie de acuíferos de edad cretácica y miocuatnaria, suprayacentes a un acuífero regional jurásico (Acuífero Jurásico del Maestrazgo Central) cuya zona saturada se sitúa en gran parte del mismo a profundidades superiores a los 300 metros. Dentro de este acuífero se distinguen dos sectores separados por una zona de menor permeabilidad, siguiendo la alineación de la sierra de Valdanca Occidental.

Una de las técnicas que se pretende aplicar es la Estratigrafía Secuencial, técnica que permite caracterizar los almacenes carbonatados con el detalle suficiente que necesitan los modelos avanzados de simulación.

La construcción de modelos de almacén requiere la integración de datos geológicos e hidrogeológicos, mientras que la caracterización del almacén hace imprescindible el empleo de métodos para distribuir las propiedades petrológicas en tres dimensiones utilizando modelos geológicos. La Estratigrafía Secuencial de los carbonatos proporciona las bases estratigráficas requeridas para describir las heterogeneidades de este tipo de almacenes en términos geológicos, y permite definir superficies cronoestratigráficas que son continuas en todo el almacén, contrariamente a las texturas de depósito que normalmente no son continuas. Las secuencias verticales y la progresión lateral de texturas de depósito están sistemáticamente relacionadas al espacio de acomodación, energía de las corrientes, topografía y actividad biológica. Las texturas de depósito se pueden distribuir entre superficies cronoestratigráficas utilizando estas relaciones sistemáticas.

Estudios de la estructura de la roca (rock-fabrics) proporcionan una mejora en el conocimiento de la relación entre geología y petrología, focalizándose en las estructuras más frecuentes. Esta relación era conocida desde hace tiempo, pero sólo recientemente ha sido desarrollado para satisfacer la necesidad de un modelo petrofísico más detallado. En estos desarrollos están incluidos los métodos empíricos para obtener información de la estructura de la roca a partir de "logs wireline" y la integración de la información de la estructura de la roca en los cálculos de los registros.

Aunque se han realizado diversos trabajos en la zona del Maestrazgo, la infraestructura geológica-hidrogeológica data de los años 70-80 y es imprescindible actualizarlos, puesto que la caracterización de almacenes carbonatados en los últimos diez años ha avanzado de forma muy significativa.

3. Memoria técnica y científica

3. Memoria técnica y científica

Durante la realización del proyecto se desarrollarán, al menos, los siguientes apartados:

1.- Estado del arte y análisis de la información: en primer lugar se procederá a la realización de una revisión bibliográfica de estudios llevados a cabo en acuíferos profundas y la metodología empleada. Se realizará asimismo un análisis selectivo de la tecnología utilizada en la exploración y explotación de hidrocarburos que pudiera resultar económicamente aplicable a estudios de hidrogeología profunda. Desde el punto de vista de la infraestructura hidrogeológica se consultarán las bases de datos del IGME, así como las existentes en las posibles entidades colaboradoras exteriores y en INTERNET. De este modo se dispondrá de la información geológica e hidrogeológica regional, y de la metodología más reciente.

2.- Estudio estratigráfico y análisis secuencial de las formaciones acuíferas: se realizará el trabajo de campo en las áreas que, por la información cartográfica y estratigráfica existente, sea más factible abordar el análisis secuencial de las formaciones seleccionadas por su interés hidrogeológico.

3.- Estudio diagenético: paralelamente al análisis secuencial se realizará un estudio diagenético de las formaciones acuíferas. Realizado de forma coordinada con el análisis estratigráfico y secuencial consistirá en la caracterización petrológica de las formaciones acuíferas y de su historia diagenética (secuencia diagenética). Para ello se realizarán, con posterioridad al reconocimiento geométrico en campo de las formaciones implicadas, la toma de muestras para análisis petrológico y geoquímico (mineralogía, geoquímica de elementos menores y traza, isótopos estables, isótopos radiogénicos).

4.- Análisis estructural: se realizará sobre la base de la cartografía geológica MAGNA y de la información estructural existente del área de estudio. Se confeccionará un mapa geológico continuo a escala 1:50.000 en formato digital, revisando los problemas cartográficos en campo y completando los datos estructurales para la realización de cortes geológicos y mapas de contornos estructurales de las superficies seleccionadas. Al mismo tiempo se realizará un análisis macro y meso-estructural de la fracturación y su relación con las unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales.

5.- Análisis, reinterpretación y reelaboración de datos y estudios geofísicos existentes en la zona. Determinación de parámetros hidrogeológicos a partir de testificación geofísica.

6.- Adquisición de nuevos datos mediante campañas geofísicas de superficie y en perforaciones realizadas a tal efecto. Determinación de litologías, porosidad y permeabilidad asociada a los distintos tramos acuíferos. Realización de campañas geofísicas específicas en función de los resultados obtenidos en los trabajos de reconocimiento geológico.

7.- Definición de la morfología y evolución de la superficie piezométrica a través de campañas periódicas de toma de niveles piezométricos. Para este cometido se seleccionará un determinado número de puntos de control, distribuidos a lo largo del sistema, a partir del análisis detallado del inventario de puntos de agua. Esto garantizará la representatividad de los datos obtenidos y la correcta interpretación de los mismos, lo que permitirá conocer aspectos fundamentales de la hidrodinámica del acuífero (sentido de flujo, gradiente hidráulico, etc.).

8.- Obtención de los parámetros hidrodinámicos de las formaciones permeables mediante la realización de ensayos hidráulicos: dentro de este apartado se contempla la realización de ensayos de bombeos aquellos sondeos que lo permitan, siendo los de mayor interés los tests de interferencia y los bombeos de larga duración a caudal constante. Éstos perseguirán determinar los valores de la transmisividad y del coeficiente de almacenamiento en la zona saturada. En caso de variaciones importantes del nivel piezométrico se realizarán pruebas en épocas diferentes (seca y húmeda), con

objeto de determinar la variabilidad temporal de dichos parámetros en función del comportamiento del acuífero.

9.- Caracterización hidroquímica general: tipos de agua, presencia de flujos inducidos, origen y evolución. La caracterización hidroquímica de las aguas del sistema hidrogeológico contribuirá de forma decisiva al conocimiento y a la definición del modelo de circulación del flujo subterráneo, y aportará información sobre la presencia de fenómenos de mezcla y flujos inducidos, así como de los procesos de interacción agua-roca y de la influencia de la zona no saturada (muy extensa en este tipo de acuíferos) en las características del agua. Para esto será necesario realizar el análisis detallado de su composición en elementos mayoritarios, minoritarios y traza, así como de sus características físico-químicas. La aplicación de estas técnicas permitirá establecer en una primera aproximación su clasificación y diferenciación en grupos homogéneos, útil, entre otras cosas, para su representación cartográfica. Además, el análisis de las relaciones iónicas e índices geoquímicos, tanto en las muestras aisladas como en muestras convenientemente distribuidas espacialmente, hace posible determinar el origen más probable del agua y la evolución que ha seguido en su contacto con los materiales que conforman el acuífero así como la influencia de la actividad antrópica. Los datos obtenidos aportarán también información sobre la existencia de zonificación y estratificación de las aguas en el sistema, así como sobre su tiempo de residencia. El estudio de algunos iones minoritarios tales como bromo, yodo, litio, boro y estroncio, así como ciertos índices geoquímicos relacionados con ellos, pueden ayudar igualmente a la identificación y diferenciación de procesos de mezcla de aguas salinas. Una de las dificultades que, a priori, se ponen de manifiesto es la toma de muestras representativas de agua a gran profundidad. En principio, se considera realizar una toma de muestras selectiva mediante la extracción de agua en secciones aisladas con obturadores, a diferentes profundidades en función de la información disponible del sondeo. Se evaluarán diferentes métodos de extracción (bomba de pistón, mediante aire comprimido, de pequeño diámetro; inyección de gas inerte, bien directo o mediante bomba; cuchareo, etc.) y se definirá la instrumentación y protocolo de actuación para llevar a cabo esta actividad.

10.- Análisis de isótopos estables, tritio y carbono-14: la caracterización isotópica de las aguas profundas de los acuíferos de la zona del Maestrazgo permitirá investigar el origen y la dinámica de las aguas subterráneas presentes en los diferentes sistemas acuíferos. Se investigará tanto la estratificación de la edad de las aguas, como su procedencia (zonas, mecanismos y épocas de recarga, etc.), así como las posibles relaciones o interconexiones entre ellas. La distribución de los contenidos de tritio permitirá poner de manifiesto la distribución espacial y profundidad alcanzada por las aguas infiltradas en las últimas décadas. Estos resultados también informarán sobre el grado de aislamiento de las aguas profundas respecto a las situadas en niveles más someros. La datación de estas aguas se completará con la medida de carbono-14 en muestras seleccionadas, lo que indicará la presencia o no de paleoaguas en los niveles carbonatados profundos, y su posible origen. Dentro de este apartado también podría resultar de interés el estudio de los isótopos del boro como indicador para la identificación de fuentes de contaminación.

11.- Se evaluará la conveniencia de aplicar modelos hidroquímicos, de interacción roca-solución con el objetivo de estudiar la evolución de las aguas si los acuíferos se someten a explotación. El uso conjunto de los datos hidroquímicos y los isótopos ambientales se utilizará para definir un modelo de evolución geoquímica del conjunto de las unidades acuíferas del sector estudiado. El análisis preliminar integrado se plantea realizarlo con modelos geoquímicos de tipo NETPATH o PHREEQE. El primero de ellos considera la solución a un problema inverso a partir de los datos hidrogeoquímicos obtenidos en el estudio, simulando todos los procesos físico-químicos que han condicionado la evolución geoquímica de las aguas subterráneas. El segundo programa geoquímico es equivalente al primero, pero permite considerar el problema de evolución geoquímica de forma directa, incorporando parámetros de transporte.

12.- Delimitación e identificación de las áreas de recarga. Cartografía hidrogeológica: se establecerá una primera distribución de las áreas de recarga y descarga a partir de la cartografía geológica e hidrogeológica existente de la zona de estudio, de las superficies piezométricas

trazadas a partir de datos históricos de evolución piezométrica y las campañas de toma de datos realizadas durante el desarrollo del proyecto. Esta primera distribución se irá definiendo con mayor precisión según se vaya estableciendo la relación entre acuíferos y se disponga de los datos hidrogeoquímicos e isotópicos.

13.- Integración de los datos obtenidos en un modelo geológico 3D ó 2D: a partir de la información bibliográfica recopilada sobre la geología de la zona, los estudios de geología estructural y sedimentología que se desarrollen expresamente en este proyecto, y la integración de los datos geofísicos obtenidos mediante el reprocesamiento y análisis de registros existentes y la aplicación de herramientas geofísicas definidas en el proyecto, se implementará un modelo geológico en dos o tres dimensiones que aporte la información esencial para estructurar el modelo hidrogeológico conceptual.

14.- Evaluación del grado de explotación del acuífero: cuantificación de las extracciones mediante encuestas directas. Se llevará a cabo una estimación del grado de explotación de los acuíferos de interés para los objetivos del proyecto, a partir de información obtenida de forma directa sobre el terreno y la recopilación, tratamiento y análisis de datos de explotación de entidades y organismos públicos y privados. Dicha información será necesaria para establecer el balance hídrico de la unidad hidrogeológica y contribuirá a mejorar el conocimiento sobre el modelo conceptual de funcionamiento del sistema.

15.- Estudio climatológico: con el objetivo de evaluar los factores: precipitación y evapotranspiración, para su introducción en la ecuación del balance hídrico, y establecer las condiciones climáticas de la zona propuesta, se realizará un análisis de las precipitaciones registradas en las estaciones meteorológicas comprendidas en el área del proyecto para evaluar la distribución de las secuencias pluviométricas de duración anual, así como un estudio clásico de evaporación y evapotranspiración.

16.- Determinación del balance hídrico: se intentará establecer el balance hídrico de las unidades acuíferas profundas definidas en la zona de estudio, mediante la aplicación de su ecuación general para un cierto intervalo de tiempo. En principio se realizará con valores medios anuales, cuyos términos se irán ajustando en función de la mejora del conocimiento hidrogeológico que se obtengan de los diferentes factores que integran dicha ecuación en la zona de aplicación.

17.- Definición del modelo hidrogeológico conceptual: se establecerá un modelo de funcionamiento hidrogeológico de la zona estudiada, basado en el modelo geológico, el establecimiento de las diferentes facies y sus características petrofísicas, la estructura de la roca-almacén, las condiciones hidrostáticas e hidrodinámicas, así como de sus características hidroquímicas e isotópicas. En función de los resultados obtenidos se valorará la posibilidad de realizar, en un nuevo proyecto, un modelo numérico de flujo que permita la simulación del comportamiento del acuífero ante distintas actuaciones como el incremento de las extracciones o la recarga artificial.

18.- Elaboración de una metodología de trabajo para el estudio de formaciones acuíferas profundas: finalizados los trabajos previstos en cada uno de los apartados anteriores y evaluados los diferentes aspectos científicos y técnicos contenidos en los mismos, se procederá a establecer una metodología general de trabajo aplicable al estudio hidrogeológico de formaciones acuíferas, resaltando la utilidad de las técnicas usadas y evaluando las posibilidades de utilización de técnicas de nueva generación.

El presente informe, denominado informe preliminar, recoge los trabajos de recopilación y síntesis de la información mencionados en el apartado 1 del presente epígrafe, las actividades científico-técnicas llevadas a cabo durante la primera mitad del proyecto y las tareas a realizar durante la segunda parte del mismo, con el objetivo de completar las actividades mencionada y resolver las incertidumbres surgidas durante el desarrollo del proyecto.

4. Geología

Autores:

Antonio Barnolas Cortinas
Antonio Casas (Univ Zaragoza)
Inmaculada Gil Peña
José Mediato
José María Samsó (consultor)

4. Geología

Preámbulo

El presente "Informe" es una recopilación y análisis provisional de la información geológica existente sobre el área de estudio. Para esta recopilación se ha tenido en cuenta los objetivos que están planteados en el Proyecto por lo que se agrupan en cuatro temáticas básicas:

- cartografía geológica
- estratigrafía
- estructura geológica
- estratigrafía mecánica e historia diagenética

Del conocimiento geológico se ha buscado abstraer los aspectos que nos ayudan a conocer:

- la geometría (estratigráfica y estructural) de la zona de estudio
- los procesos geológicos que han condicionado la estructura geológica actual
- las modificaciones diagenéticas de las unidades acuíferas: historia diagenética; patrones de circulación de fluidos, papel de la fracturación.

El trabajo ha sido realizado en el Área de Estudios Geológicos (Dirección de Geología y Geofísica) del IGME. El análisis de la cartografía geológica, que se incluye en este trabajo, ha sido acompañado de una asistencia técnica externa, cuyo objetivo es preparar la cartografía geológica MAGNA del área de estudio para la realización de un mapa geológico continuo. El trabajo desarrollado en esta asistencia técnica se incluye en el apartado 4.4 de este informe.

4.1. INTRODUCCIÓN

El área de estudio, correspondiente a la Unidad hidrogeológica 08.07 (El Maestrazgo), se encuentra comprendida en su integridad en la hoja nº 48 (Vinaròs) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000. Está incluida parcialmente en las hojas 519, 520, 544, 545, 546, 569, 571, 593, 616 y en la totalidad de las hojas 570 y 594 (Figura. 4.1.1).

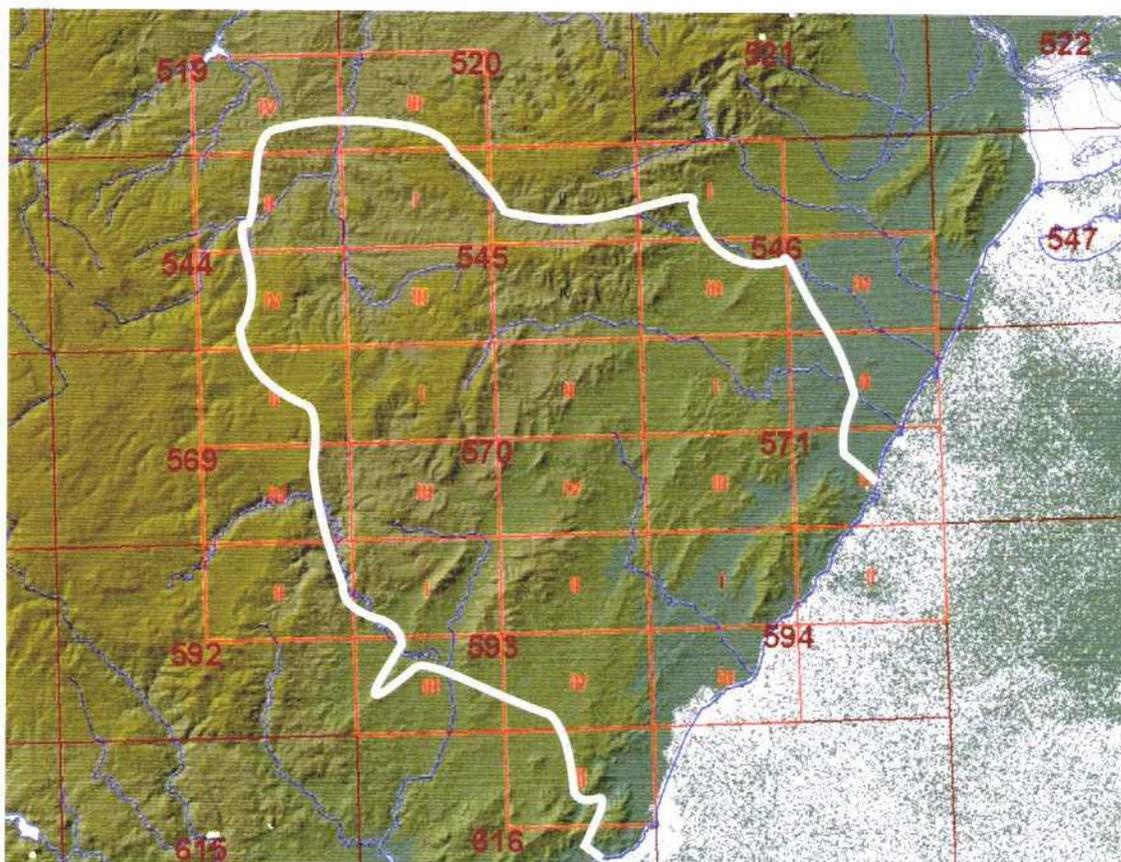


Figura. 4.1.1.- Delimitación aproximada del área de estudio sobre un modelo digital del terreno y con la distribución de hojas del Mapa topográfico nacional (1:50.000 con cuadrantes del 1:25.000).

Desde un punto de vista geológico corresponde a la parte más oriental de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, en su confluencia con las Cadenas Costeras Catalanas. Puede diferenciarse claramente un área occidental, formada por los relieves del alto Maestrazgo con materiales exclusivamente mesozoicos, y un área oriental, formada por los llanos de la zona más próxima a la costa con sedimentos neógenos y cuaternarios entre los que hay relieves montañosos de materiales mesozoicos con alturas más moderadas. Predominan los materiales del Cretácico Inferior, muy potentes, y se corresponden aproximadamente con una cuenca extensiva de esta edad (ver Salas, 1987; Salas y Guimerà, 1997) (Figura. 4.1.2).

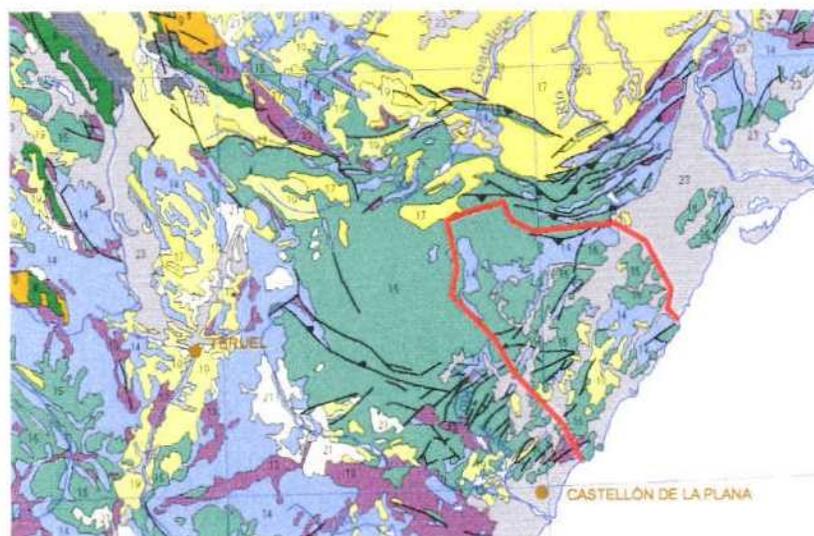


Figura 4.1.2.- Situación del área de estudio en el Mapa Geológico de España a escala 1:2.000.000 de González-Fernández (2001). Véase el amplio afloramiento de materiales cretácicos que se corresponden aproximadamente con una cuenca extensiva del Cretácico Inferior (Cuenca del Maestrazgo).

En el área occidental Canérot (1974) distinguía tres zonas desde un punto de vista morfoestructural (Figura. 4.1.3):

- Una zona septentrional plegada, con pliegues y cabalgamientos de dirección ibérica a dirección catalánide
- Una zona central tabular, con pliegues suaves de dirección ibérica dominante
- Una zona meridional fracturada con Triásico extrusivo

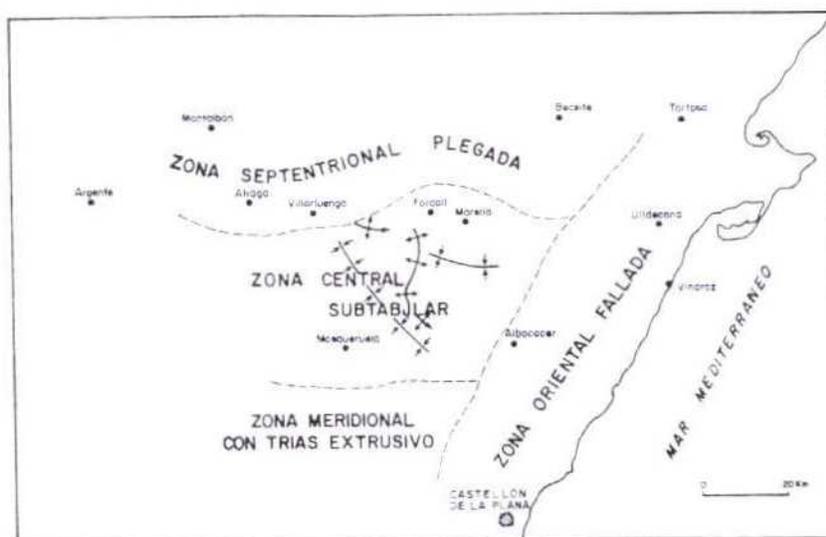


Figura. 4.1.3.- Zonación morfoestructural del Maestrazgo propuesta por Canérot (1974).

El área oriental, que corresponde a la zona oriental fallada de Canérot (1974), se caracteriza por una serie de horst y grabens con dirección catalánide. En las Figuras. 4.1.4 y 4.1.5 se representan estos horst y grabens con su terminología.

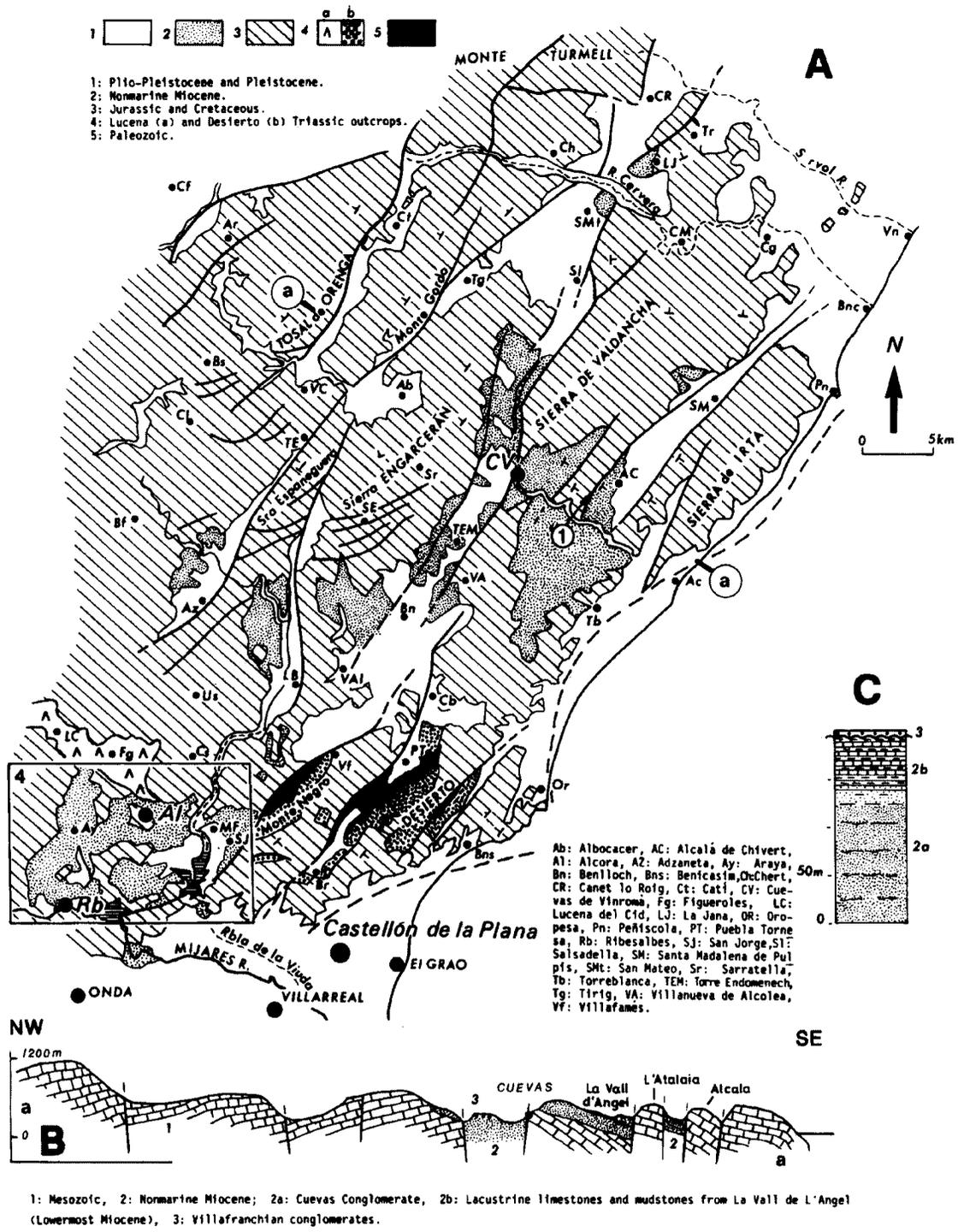


Figura. 4.1.4.- Estructura en horst y grabens del Baix Maestrat con la denominación de los horst y la distribución de las cuencas neógenas y cuaternarias. Según Anadón *et al.* (1990). 4-Cuenca de Ribesalbes-Alcora. B-Corte NW-SE de la estructura en horst y grabens del Baix Maestrat. C-Columna esquemática de la secuencia neógena en Les Coves de Vinromà.

Los materiales representados en el área de estudio corresponden mayoritariamente al Mesozoico. Los materiales cenozoicos, incluido el Cuaternario, se restringen al rellenos de las depresiones de la zona oriental fallada, a los rellenos cuaternarios de algunas depresiones kársticas (por ejem., Polje de Vistabella del Maestrat), los depósitos de ladera, terrazas fluviales y los depósitos litorales.

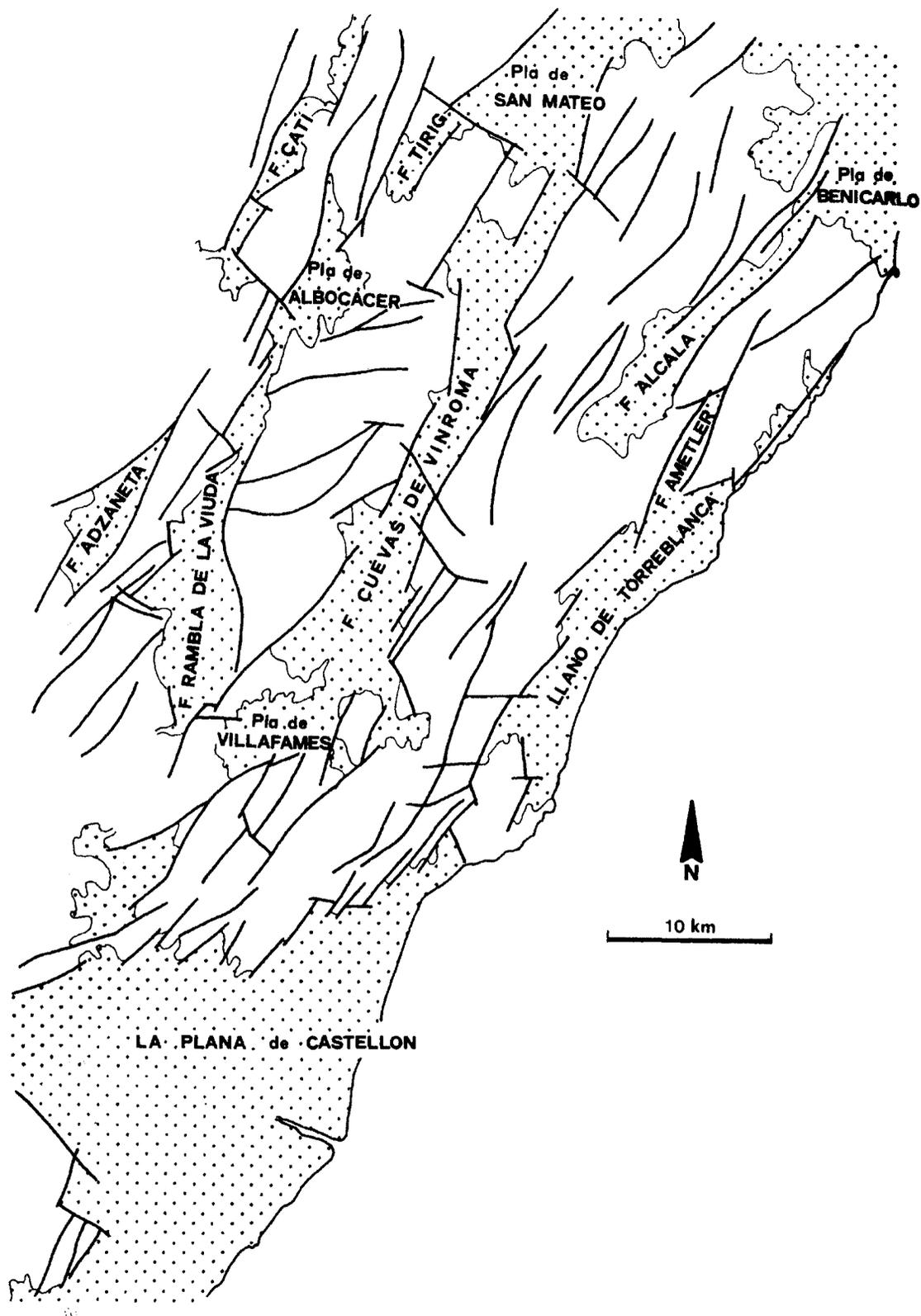


Figura. 4.1.5.- Esquema general del sistema de fosas del Baix Maestrat. Según Simón (1984).

El basamento varisco aflora en la hoja de Villafamés (616), en el Desierto de Las Palmas. Forma tres bandas, al SW de Vilafamés, al sur de Pobla de Tornesa y en un pequeño afloramiento al NW de Benicasim. Estos afloramientos están situados inmediatamente al sur del área de estudio. Su interés para el Proyecto es que nos informan de la naturaleza del basamento varisco y que permiten

estudiar las relaciones estructurales existentes en la base de la cobertera mesozoica, en los bloques estructurales hundidos de la zona oriental fallada. Los trabajos de referencia para el Carbonífero del Desert de Les Palmes son: Obis *et al.* (1973), Sos, (1975); Sos y Sanfeliu, (1983) y Julivert en Barnolas *et al.*, (1983, 1985) y Simón Gómez (1986).

El Mesozoico comprende una serie bastante completa y potente con Triásico, Jurásico, Cretácico Inferior y Cretácico Superior.

El Triásico aflora al sur del área de estudio, en la alineación estructural de Villahermosa del Río – Lucena del Cid, en Vistabella del Maestrazgo y, sobre el Paleozoico, en los bloques situados entre Villafamés y Oropesa. Está presente en el subsuelo y fue cortado en los sondeos de Mirambell 1, Bobalar 1 y 2, Salsadella 1 y Maestrazgo 1. Los trabajos de referencia para el Triásico del área de estudio son: Marzo, Calvet y Ortí (en Barnolas *et al.*, 1983, 1985), Bartrina y Hernández (1990), Gómez-Gras (1993) y Martín-Martín (2004).

El Jurásico aflora en el sector occidental del área de estudio (anticlinales de Bovalar, Vilafranca del Cid, bloque de Vistabella del Maestrat), en el sector septentrional de la misma (entre Castellort y Canet lo Roi), y en las sierras que constituyen los bloques hundidos del sector oriental (sierra de Esparraguera, entre Salsadella y Santa Magdalena de Pulpis, sierra de Irta) (figura. 4.1.2). El sondeo Maestrazgo 1, implantado sobre el Cretácico Inferior alcanzó el Jurásico a los 385 m de profundidad y cortó algo mas de 2000 m atribuidos al Jurásico (Lanaja, 1987). Por el contrario, el sondeo Salsadella 1 implantado sobre el Jurásico superior atravesó una serie jurásica solo ligeramente superior a los 500 m (Lanaja, 1987). En los sondeos Bobalar 1 y 2, ambos implantado sobre el Jurásico superior (Kimmeridgiense) se atravesó una serie atribuida al Jurásico situada alrededor de los 1000 m de espesor. En el sondeo Mirambell 1, implantado en el Aptiense, cortó una serie ligeramente superior a los 1000 m atribuida a un Jurásico completo. En el sondeo Maestrazgo 2, implantado en el Cretácico se atravesó una serie completa jurásica cercana a los 1000 m. Los trabajos de referencia para el Jurásico del área de estudio son: Canérot, (1974); Giner (1980); Giner y Simó (en Barnolas *et al.*, 1983, 1985); Canérot *et al.* (1982), Salas (1987, 1989), Salas *et al.* (2001) y Nadal (2001) para las dolomitizaciones.

El Cretácico Inferior aflora extensamente en toda el área de estudio correspondiendo a la mayor parte de afloramientos cretácicos representados en la figura. 4.1.2. Los trabajos de referencia para el Cretácico Inferior son Canérot (1974), Salas (en Barnolas *et al.*, 1983 y 1985), Salas (1987), Salas *et al.* (1995), y Caja (2004).

El Cretácico Superior aflora extensamente al oeste del área de estudio (sinclinales de Vilafranca del Cid y Fortanete). Dentro de ella forma pequeños afloramientos en los bloques orientales hundidos (Cabanes, Vilanova de Alcolea, sierra de Engarceran, Traiguera). Los trabajos de referencia para el Cretácico Superior del Maestrazgo son Canérot (1974) Canérot *et al.* (1982), García *et al.* (1989b) y Gil *et al.* (2004).

El Neógeno aflora extensamente en los bloques hundidos de la mitad oriental del área de estudio (sector de Torreblanca – Alcalà de Xivert, Vall d'Alba, Coves de Vinromà, La Jana). Los trabajos de referencia para estos materiales son: Acuña (1982), Anadón (1983), Anadón (en Barnolas *et al.*, 1983, 1985), Anadón *et al.* (1989, 1990), Suarez *et al.* (1983), Agustí *et al.* (1988) y Anadón y Moissenet (1996).

El Cuaternario forma importantes depósitos en los labios hundidos de los bloques orientales. Corresponden a diversos episodios de abanicos aluviales y torrenciales. Los trabajos de referencia para el Cuaternario son los de Roselló (1963), Goy (1978), Sanjaume (1987), Segura *et al.* (1993), López-Buendía (1995), Segura (1995) y Rey *et al.* (1999).

4.2. Antecedentes

El conocimiento geológico al nivel de detalle requerido por la geología aplicada hay que situarlo a partir de la tesis de Canérot, publicada por ENADIMSA en 1974, la cartografía MAGNA (1973-1981), y de los trabajos posteriores. Con anterioridad a Canérot (1974) hay que señalar los trabajos de Vilanova y Piera (1859), Fallot y Bataller (1927), Hahne (1930), Ríos y Almela (1951), Almela (1959) y de Brinkmann (1961). Una referencia de las aportaciones principales de los mismos puede localizarse en Canérot (1974) y en Barnolas *et al.* (1985).

Entre los trabajos previos a Canérot (1974), no específicamente ubicados en el Maestrazgo pero con una gran trascendencia en el conocimiento geológico de sus unidades hay que señalar:

La tesis de Carmina Virgili sobre el Triásico de los Catalanides (Virgili, 1958), la tesis de Combes (1969) sobre las bauxitas asociadas a las discontinuidades del Cretácico inferior, y la tesis de Bulard (1972) sobre el Jurásico medio y superior de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica.

La tesis de **Canérot (1974)** es un estudio geológico detallado, acompañado de un mapa 1:200.000, basado en un trabajo de campo a escala 1:50.000 que, en colaboración con ENADIMSA, dio pie a la cartografía geológica MAGNA del área de estudio (ver figura. 4.1.4). Contiene una descripción muy detallada de la estratigrafía, organizada por capítulos según edades (Paleozoico, Triásico, Jurásico, tránsito Jurásico-Cretácico, Hauteriviense-Barremiense-Aptiense basal, Aptiense-Albiense, Cretácico Superior y Terciario) que vienen acompañados cada uno de ellos por una descripción de los medios deposicionales y la evolución paleogeográfica. Asimismo contiene un estudio estructural con una descripción organizada en capítulos según la zonación morfoestructural propuesta por el autor (ver figura. 4.1.3) y una síntesis estructural siguiendo una evolución histórica de la deformación. Este trabajo ha sido, y continua siendo, una referencia obligada por las descripciones de la estratigrafía y estructura en el ámbito local. Sin embargo la presentación del trabajo es hoy día obsoleto y poco práctico, por la falta de descripción de unidades litoestratigráficas formales que permitan un análisis de la geometría estratigráfica, a nivel regional, y un análisis secuencial.

La **cartografía MAGNA** (figura.4.2.1) del ámbito de estudio adolece del mismo problema en la representación cartográfica de las unidades. Si bien la cartografía está bien enfocada hacia unidades litoestratigráficas, la ausencia de una litoestratigrafía formal definida lleva a descriptores con referencia exclusiva a la edad, o con la litología supeditada a ésta y a frecuentes términos para las unidades cartográficas que resultan inexpresivos y redundantes (calizas; calizas, dolomías; areniscas; etc.). Esto conlleva al uso de unidades compresivas para algunas zonas que dificultan la realización de un análisis litoestratigráfico regional y la homogeneización de la cartografía (ver apartado de cartografía geológica).

Hoja número	Año publicación	EMPRESA	Autores
519	1979	ENADIMSA	J. Canerot y R. Pignatelli
520	1978	ENADIMSA	J. Canerot y F. Leyva
544	1981	ENADIMSA	D. Navarro, A. Crespo y A. Pérez
545	1973	ENADIMSA	J. Canerot, L. Martín y F. Leyva
546	1973	ENADIMSA	J. Canerot, F. Leyva y L. Martín
569	1979	ENADIMSA	J. Canerot y R. Pignatelli
570	1973	ENADIMSA	J. Canerot, J. M. Esnaola
571	1973	ENADIMSA	J. Canerot, L. Martín y F. Leyva
592	1981	ENADIMSA	A. Trel, M. Martín y J. Canerot
593	1973	ENADIMSA	J.A. Obis y J. Canerot
594	1973	ENADIMSA	M. Martín y J.M. Esnaola
616	1973	ENADIMSA	J.A. Obis y J. Canerot

Figura. 4.2.1.- Relación de autores y año de publicación de la cartografía geológica MAGNA del área de estudio.

La tesis de **Giner (1980)** representa el primer estudio sedimentológico y diagenético que incluye el Jurásico del Maestrazgo. Distingue tres sectores (ver Figura. 4.1.5):

- Un sector meridional, formado por los afloramientos situados en el sector de Villafamés – Burriol y el Mediterráneo, y caracterizado por un Jurásico superior calcáreo-dolomítico, muy reducido o ausente, entre el Triásico y el Cretácico Inferior.
- Un sector central con un Jurásico Superior discordante sobre el Triásico que incluye, de muro a techo, brechas calcáreo-dolomíticas (Oxfordiense), calizas estratificadas en capas finas (Oxfordiense) y ritmita margo-calcárea (Kimmeridgiense).
- Un sector septentrional, en el que solo afloran los términos correspondientes al Jurásico Superior, con una estratigrafía más diversificada (Fm Esparraguera, Fm Morrot Blanc, Fm Higuieruelas y Fm Cíntorres). Ninguna de estas unidades litoestratigráficas ha sido retomada posteriormente (ver Salas et al., 2001) y en la descripción del Jurásico se establecerá su correlación con las unidades propuestas por autores posteriores.

Giner (1980) reconoce tres grandes unidades sedimentarias con características litológicas bien definidas para el Jurásico superior, con una cronología bien determinada que permiten su correlación a nivel de cuenca:

- Oxfordiense medio – superior
- Kimmeridgiense inferior – medio
- Kimmeridgiense superior – Portlandiense

Esta división ha sido aceptada por los autores posteriores y representa la base estratigráfica fundamental para la caracterización del Jurásico superior en el ámbito del Proyecto.

La primera unidad (Oxfordiense medio – superior) correspondería a las formaciones: Yátova, Coll del Vidre, parte inferior de la Fm Tivissa y Mb inferior de la Fm Esparraguera). La segunda unidad (Kimmeridgiense inferior – medio) comprende a: las margas de Sot de Chera, ritmita calcárea de Loriguilla, Mb superior de la Fm Esparraguera, Mb Salsadella y Mb Santa Magdalena. La tercera unidad (Kimmeridgiense superior – Portlandiense) incluye las formaciones: Higuieruelas, Morrot Blanc, Garraf y al Portlandiense detrítico.

Además de las aportaciones estratigráficas, el trabajo de Giner (1980) representa una contribución fundamental para el conocimiento de las dolomitizaciones que afectan al Jurásico superior en el ámbito regional en la que se incluye la zona de estudio. Si bien autores anteriores habían caracterizado algunos de los aspectos fundamentales de los cuerpos dolomíticos (Faura i Sans *et al.*, 1921; Bulard, 1972; Esteban, 1973; Robles, 1974) no es hasta Giner (1980) cuando se dispone de información suficiente que permite caracterizar la geometría de las dolomitizaciones y las unidades afectadas por las mismas. La interpretación del origen de la dolomitización, realizada exclusivamente con criterios geológicos de campo y petrografía óptica, ha quedado desfasada con la aplicación de técnicas analíticas geoquímicas (ver Nadal, 2001).

La tesis de **Simón (1984)**, leída en 1982 y publicada en 1984 por el Instituto de Estudios Turolenses, tiene una especial relevancia por lo que constituye el único estudio estructural con un cierto detalle que se ocupa de las fosas litorales del Maestrazgo, objeto de interés fundamental en el Proyecto que nos ocupa. La tesis incluye información estrictamente estructural, sin ninguna descripción estratigráfica, y divide el Maestrazgo en tres sectores: las fosas litorales, el área tabular y el Macizo del Desierto de Las Palmas, este último en el límite meridional del área del Proyecto. A partir del estudio de un determinado número de estaciones caracteriza tres fases compresivas (C₁, C₂ y C₃) con estilolitos que dan direcciones de acortamiento de 100, 050 y 160 respectivamente, y dos fases distensivas (D₁ y D₂). La primera distensión D₁, daría un estiramiento según 110 y fallas normal-siniestrales de dirección NE. La segunda distensión generó fracturas de dirección NNW a NNE.

El estudio regional realizado por el IGME, en ocasión de la realización de las hojas 1:200.000 de Tarragona y Vinaròs (**Barnolas et al., 1983**), representa una puesta al día del conocimiento geológico regional con relación al contenido de las hojas MAGNA. Al mismo tiempo da un tratamiento homogéneo en la cartografía 1:200.000 del Maestrazgo y las Cadenas costeras catalanas. Además del Informe, incorpora un mapa 1:200.000 que incluye las hojas de Tarragona, Vinaròs, así como la de Hospitalet y Tortosa (estás últimas sin la parte correspondiente a la Cuenca del Ebro). El Informe consta 10 capítulos cuyos autores se relacionan:

- Paleozoico (Julivert, M.; Anadón, P.; Durán, H.; Saez, A. y Ubach, J.)
- Rocas Ígneas (Enrique, P.)
- Triásico (Marzo, M.; Calvet, F. y Ortí, F.)
- Jurásico (Giner, J. y Simó, A.)
- Cretácico Inferior (Salas, R. Y Ardèvol, Ll.)
- Cretácico Superior (González-Lastra, J.)
- Terciario (Anadón, P.; Cabrera, Ll.; Calvet, F.; Gallart, F.; López, C.; Permanyer, A. y Serra, J.)
- Bioestratigrafía del Terciario (Agustí, J.; Gisbert, J. y Moya, S.)
- Cuaternario (Cabra, P. y Fernández-García, P.)
- Tectónica (Guimerà, J.)

Centrados en el área de estudio, las aportaciones mas importantes de este trabajo se encuentran a nivel de Jurásico, Cretácico Inferior y Tectónica que en sus aspectos fundamentales están recogidos en Barnolas *et al.* (1985).

La segunda edición del mapa geológico a escala 1:200.000 de la hoja de Vinaròs (**Barnolas et al., 1985**) representa una síntesis de la cartografía MAGNA 1:50.000 integrando los trabajos posteriores así como los estudios realizados específicamente para el Proyecto (Barnolas *et al.*, 1983).

El trabajo de ENRESA “**Plan de selección de emplazamientos para almacenamientos de residuos radioactivos de alta actividad ENRESA**” (ERA) (1988-1989), en su parte correspondiente al Área del Maestrazgo, investigó y reinterpretó la información de origen petrolero en el alto Maestrazgo. Los objetivos se centraban en el Muschelkalk medio (fundamentalmente) y Keuper. Estos trabajos fueron retomados posteriormente en el estudio de ENAGAS. La documentación de este Proyecto no ha sido consultada para el Informe actual.

Las aportaciones de la tesis de Salas (1987) se inscriben fundamentalmente en el Cretácico Inferior aunque también estudió el Jurásico Superior dando nombre formal a las unidades litoestratigráficas comúnmente aceptadas. Los resultados de la tesis, que no hemos podido consultar, y su toma en consideración para este Informe lo hemos obtenido de las publicaciones posteriores del autor (Martín-Closas y Salas, 1988, 1989; Salas, 1989; Salas y Casas, 1992; Salas *et al.*, 1995, 2001).

La tesis de Martín-Closas (1989) constituye una aportación importante a la bioestratigrafía del Cretácico Inferior en facies terrestres mediante carófitas.

La tesis de Guimera (1988), inédita al igual que las dos anteriores, constituye una aportación importante a las estructuras compresivas de la zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costera Catalana. Al igual que para el trabajo de Salas (1987) nos hemos basado en los trabajos publicados del autor en este Informe.

El estudio “Almacenamiento subterráneo de gas. Previabilidad en formaciones detríticas y salinas. 1ª fase”, realizado en 1995-1997 por el IGME para ENAGAS (**IGME-ENAGAS, 1997**), investigó las áreas susceptibles de almacenamiento subterráneo de gas en la hoja 1:200.000 de Vinaroz.

Concretamente se estudió el anticlinal de Bobalar con la información de subsuelo y la información estructural de superficie.

La tesis de **Nadal (2001)** es un estudio muy completo sobre las dolomitizaciones que afectan al Jurásico superior y Cretácico inferior. Realizada en un ámbito geográfico sensiblemente mayor al área de estudio, la incluye íntegramente. Está basada en la estratigrafía de Salas (1987) y trabajos posteriores de este autor (Salas *et al.*, 2001) que a su vez se soporta en el trabajo de Giner (1980). La metodología utilizada, soportada sobre una toma de muestras en campo en zonas seleccionadas donde los cuerpos dolomíticos fueron cartografiados a escalas 1:25.000 o 1:50.000, incluye el análisis por microscopía óptica, catodoluminiscencia, microscopía electrónica, y el estudio mineralógico, geoquímica elemental (elementos mayores y traza), geoquímica isotópica y estudio de las inclusiones fluidas tanto de las calizas encajantes, de las dolomías, de las desdolomías y de los cementos de calcita. En el área de estudio reconoce tres tipos de dolomías hidrotermales controladas por discontinuidades estratigráficas (discontinuidad intra-tithónica; discontinuidad Berriasiense – Valanginiense y discontinuidad intra-Albiense) y relacionadas con fracturas. Según esta autora cada una de las dolomitizaciones se habría formado por un proceso de dolomitización hidrotermal que abarcaría el período de tiempo de la discontinuidad. En concreto para la dolomitización ligada a la discontinuidad finiberriasiense da una edad de 128,5 a 121,5 Ma.

La tesis de **Caja (2004)** constituye el estudio de referencia para las facies Weald que afloran en las subcuencas occidentales del Maestrazgo, fuera del ámbito de estudio. Interesa a las formaciones Bovalar (Tithónico – Berriasiense), Fm Mora, exclusiva de la sub-cuenca de Penyagolosa, Fm Castellar, Fm Camarillas y Fm Artoles. Excepto la Fm Artoles, las demás unidades no afloran en el área de estudio aunque la Fm Camarillas puede ser equivalente de la Fm Cantaperdius. Se trata de formaciones siliciclásticas, predominantes en las subcuencas occidentales que son sustituidas por formaciones carbonáticas en el área mas oriental del Maestrazgo. El aspecto mas importante de la tesis es el metodológico que queda reflejado en la Figura. 4.2.2.

Los resultados de la tesis se agrupan en:

- Petrología de las formaciones detríticas (areniscas).
- Composición química y mineralógica (areniscas y lutitas)
- Análisis de procedencia
- Matriz diagenética y cementos arcillosos.
- Otros cementos (cuarzo, carbonatos, barita y feldespato potásico)
- Albitización
- Evolución de la porosidad
- Modelo térmico y de enterramiento (para la subcuenca de Penyagolosa)
- Secuencia y modelo diagenético (integración y discusión).

Que completan un estudio estratigráfico detallado y que son rematados por una síntesis, a modo de conclusiones, sobre la procedencia y diagénesis de los depósitos detríticos del Cretácico Inferior (facies Weald).

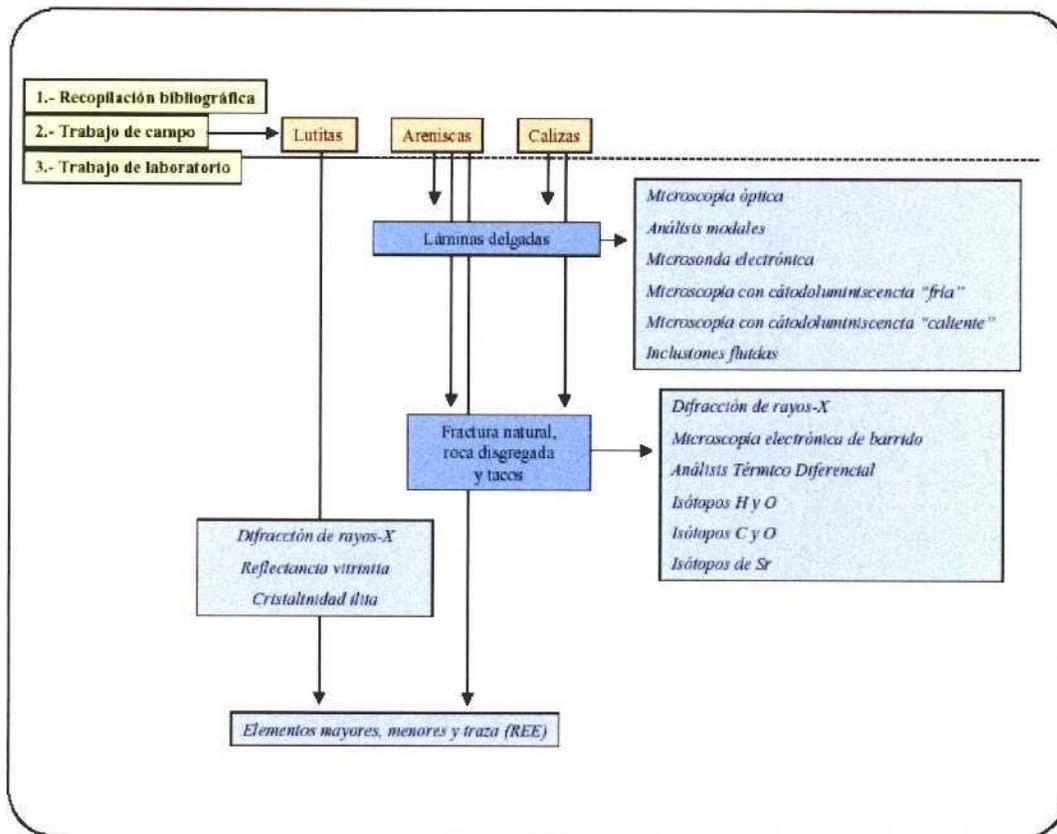


Figura.4.2.2.- Diagrama de flujo donde se refleja la metodología empleada por Caja (2004).

4.3. Estado actual de conocimiento

4.3.1. Cartografía geológica

4.3.1.1. Mapas geológicos regionales (escala 1:200.000)

- Mapa 1:200.000 (Síntesis de la cartografía existente) (IGME, 1972)

Este mapa cuya edición para la cartografía fue en 1970, fue compuesto por el IGME según diferentes fuentes cartográficas que se especifican a pie de hoja. La leyenda, común para todo el mapa 1:200.000 de España, es muy sencilla lo que facilita una rápida visión de la geología regional.

- Mapa 1:200.000 (Canérot, 1971)

La tesis de Canérot (1974) editada por ENADIMSA, viene acompañada de un mapa geológico del Maestrazgo del mismo autor, a escala 1:200.000 y fechado en 1971. Este mapa, de un ámbito geográfico mayor que la hoja 1:200.000 de Vinaròs, y es un buen mapa de referencia, muy claro, con una buena leyenda y un buen trazo de las estructuras, para el ámbito general del Maestrazgo.

- Mapa 1:200.000 (Barnolas *et al.*, 1985)

El mapa 1:200.000 de Vinaròs (síntesis de la cartografía MAGNA) introduce el trazo mas preciso en el límite de las unidades y en las estructuras que aporta la cartografía MAGNA. Asimismo, la leyenda es mucho mas completa. Las críticas que podríamos hacer a este mapa en la actualidad se orientarían por una excesivo y probablemente injustificado exceso en la delimitación de unidades cuaternarias y la necesidad de ajustar la cartografía del Jurásico y Cretácico al conocimiento geológico actual, muy mejorado al que existía hace veinte años, y la necesidad de mejorar los conceptos estructurales tanto en el análisis como en la confección de los cortes.

4.3.1.2. Mapas geológicos de detalle (cartografía MAGNA)

- 1ª serie del Mapa Geológico de España (1:50.000).

De la primera serie del mapa geológico de España solo se editaron tres hojas en el ámbito del Proyecto:

- 593 (Cuevas de Vinroma). Dupuy de Lome y Sanchez Lozano (1965)
- 594 (Alcalá de Chivert) Dupuy de Lome y Sanchez Lozano (1963)
- 616 (Villafamés) Templado y Messeguer (1959)

- 2ª serie del Mapa Geológico de España (1:50.000): MAGNA

La cartografía geológica MAGNA disponible es antigua, con mas de 25 años transcurridos desde la ejecución de las últimas hojas publicadas (Figura. 4.2.1). Corresponde a tres etapas diferentes de ejecución y presenta importantes problemas de falta de homogeneidad entre las hojas. Por la fecha de ejecución gran parte de la misma es de buena calidad incorporando los datos de la tesis de Canérot (1974) que, sin embargo se han visto superados tanto por un mayor conocimiento geológico regional con numerosas tesis y estudios efectuados, como por el avance metodológico (análisis de cuencas, análisis estructural y los conceptos de análisis secuencial).

4.3.2. Estratigrafía

4.3.2.1. Paleozoico

El Paleozoico aflora inmediatamente al sur del área de estudio en tres pequeños afloramientos alargados según la dirección estructural NE-SW que caracteriza el margen mediterráneo. Estos afloramientos corresponderían al núcleo anticlinal de una estructura de dirección ibérica (WNW-ESE) profundamente afectada por las fallas de dirección catalánide (NE-SW) del margen occidental del golfo de Valencia. Estos afloramientos y su posible pertenencia al Carbonífero en facies Culm fue señalada por Lotze (1929), Templado y Meseguer (1959), Canérot (1974), Sos (1975), Julivert *et al.* (en Barnolas *et al.*, 1983) y Julivert (en Barnolas *et al.*, 1985) revisaron estos afloramientos y confirmaron la validez de su atribución al Culm dado su carácter de series siliciclásticas turbidíticas y analogías litológicas con los afloramientos de esta edad existentes en el macizo de Montalbán, Priorato y en el Puig Moreno (Cuenca del Ebro).

Como señala Julivert (*op cit.*, 1985) es importante resaltar la singularidad de estos afloramientos, muy alejados de los anteriores, y el hecho de que todos ellos pertenezcan al Culm. Sugiere un amplio afloramiento de facies Culm en la zona externa de la Cordillera Varisca (ver Figura. 4.3.1) por lo que, a priori, cabría esperar que el sustrato varisco de toda el área de estudio perteneciera al Culm.

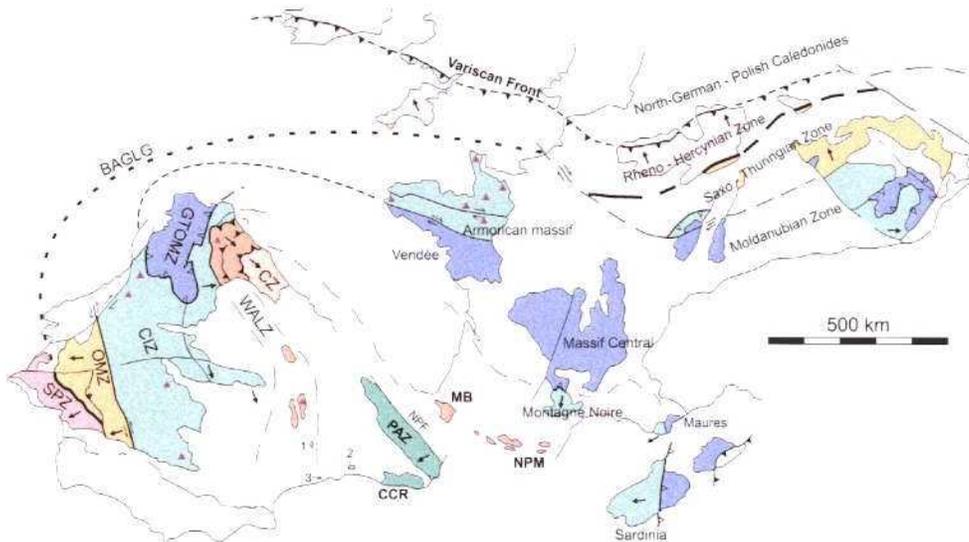


Figura. 4.3.1.- Esquema geológico de la cordillera varisca en Europa (según Franke, 1989 ligeramente modificado) y posición de los afloramientos de Montalbán (1), Priorato (2) y Maestrazgo (3). Nótese que corresponde a la zona mas externa de la cadena y en el interior del arco astúrico.

La litología de estos materiales corresponde a areniscas y pizarras. Julivert *et al.* (en Barnolas *et al.*, 1983) distinguieron dos tipos de tramos:

- uno de ellos con bancos arenosos de hasta 3 m con aspecto de grauwackas, de color verdoso, de grano medio con cuarzo, lidita, feldespatos y micas abundantes. En este tipo de areniscas no se observan estructuras sedimentarias.
- el otro tipo de tramo corresponde a pizarras y areniscas alternantes en diferentes proporciones. Cuando la proporción de areniscas es abundante pueden corresponder a bancos de 2 a 10 m de espesor. Son frecuentes la presencia de secuencias turbidíticas en los niveles arenosos, marcas de corriente y slumps.

4.3.2. Pérmico y Triásico

El Triásico aflora en la parte meridional del área de estudio (fuera de la misma) y, obviamente, está presente en el subsuelo de todo el sector considerado, habiendo sido cortado en los sondeos Mirambell 1, Bobalar 1 y 2, Maestrazgo 1 y Salsadella 1. Se presenta en facies germánicas típicas (Bundsandstein, Muchelkalk y Keuper) y dada las litologías con margas y evaporizas, que incluyen sales tanto en el Keuper como en el Muschelkalk medio (ver sondeos Mirambell 1, Bobalar 1 y 2; Maestrazgo 1), constituyen un nivel de despegue estructural por lo que presenta variaciones de espesor (con engrosamientos diapíricos) considerables en sus tramos margo-salinos (figura. 4.3.2 y 4.3.3).

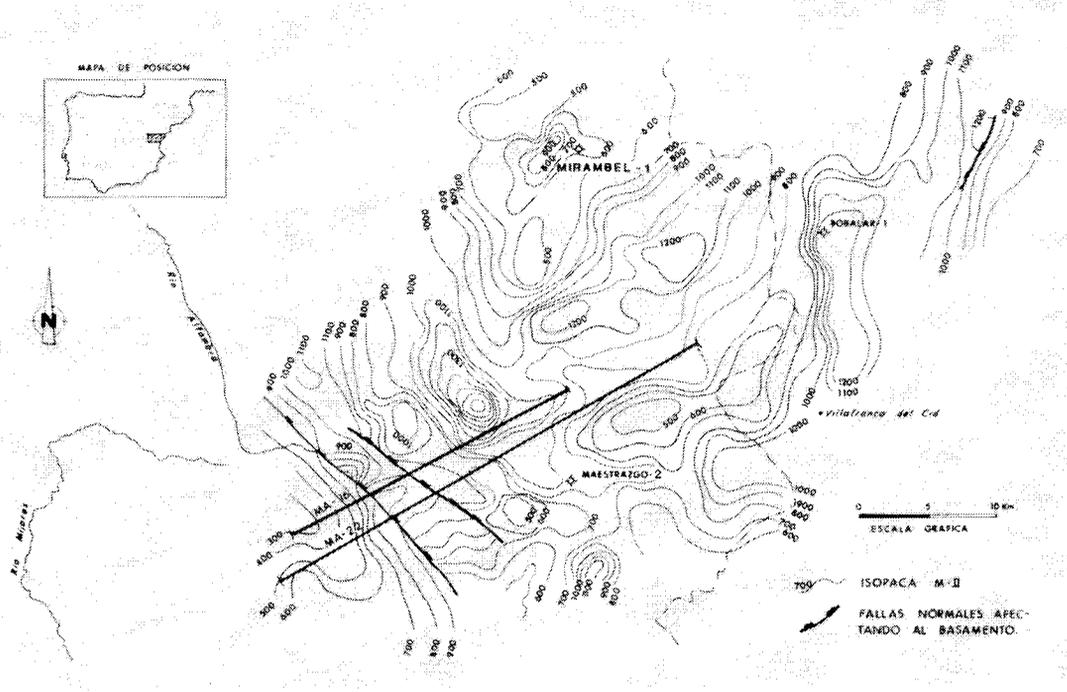


Figura. 4.3.2.- Mapa de isopacas del Muschelkalk medio en el Maestrazgo (área occidental, tabular, de la zona de estudio). Según Bartrina y Hernández (1990).

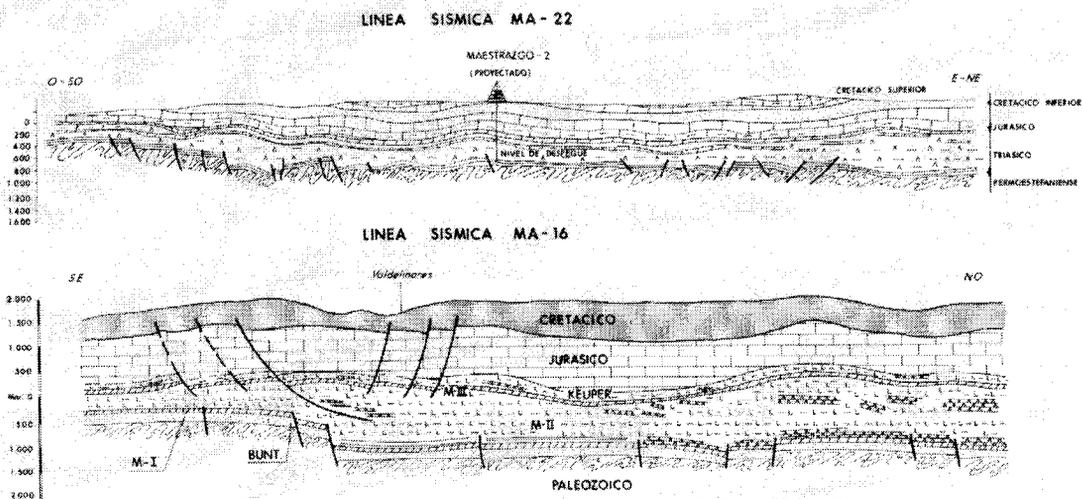


Figura. 4.3.3.- Cortes geológicos del Maestrazgo interpretados a partir de líneas sísmicas y sondeos. Posición de las líneas en Figura. 4.3.2. Según Bartrina y Hernández (1990).

La estratigrafía más completa es la que proporcionan los sondeos de hidrocarburos que fueron estudiados e reinterpretados por Bartrina y Hernández (1990) (figura. 4.3.4). La característica más sobresaliente es la notable diferencia de espesores, entre los sondeos occidentales (área tabular) (Mirambell 1, Maestrazgo 2 y Bobalar 1 y 2), de los sondeos orientales (área de las fosas litorales) (Maestrazgo 1 y Salsadella 1). Mientras los primeros presentan grandes espesores con una serie completa, en la que se reconoce el Buntsandstein, Muschelkalk inferior, medio y superior y Keuper, los segundos presentan espesores mucho más reducidos y una serie incompleta. Esta reducción de espesor puede atribuirse a causas tectónicas por sustracción de serie al enraizarse las fallas normales que afectan a su cobertera mesozoica.

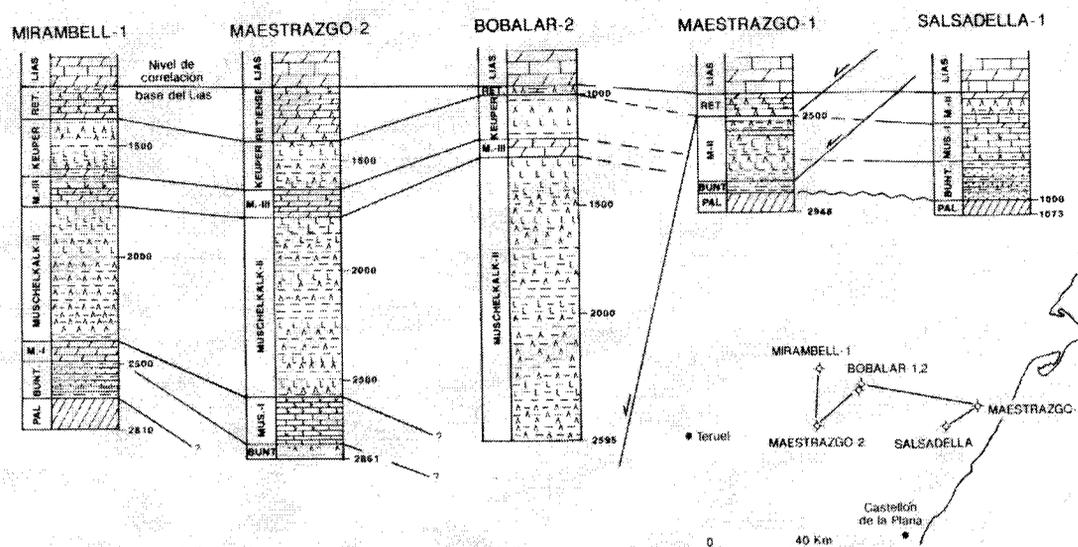


Figura. 4.3.4.- Esquema de correlación estratigráfica de las unidades triásicas en los sondeos de hidrocarburos en el Maestrazgo. Según Bartrina y Hernández (1990).

• Buntsandstein

El Buntsandstein presenta, en los sondeos, espesores que oscilan entre los 50 y 200 m (Bartrina y Hernández, 1990). En afloramiento, los espesores encontrados son sensiblemente mayores y Marzo, en Barnolas *et al.* (1985), le da un espesor total próximo a los 400 m en el Desierto de Las Palmas, inmediatamente al sur del área de estudio, que para Martín-Martín (2004) sería de 490 m. En él pueden diferenciarse tres unidades que, de muro a techo, Obis *et al.* (1973) denominaron como tramo inferior, medio y superior, y que Marzo en Barnolas *et al.* (1985) denominó como:

- Areniscas y lutitas del Desierto de Las Palmas (220 m de espesor)
- Areniscas de Villafamés (160 m)
- Complejo lutítico – carbonatado superior (10 a 20 m)

Posteriormente Gómez-Gras (1993) y Martín-Martín (2004) denominan a estas unidades como Unidad Inferior, Media y Superior respectivamente. Este último da espesores de 341,5 m, 122,5 m y 26 m respectivamente a cada una de estas unidades.

Por debajo de los niveles conglomeráticos situados en la base del Buntsandstein, hay un tramo de areniscas de grano fino, masivas, de aspecto tabular en bancos de 0,5 a 2 m de espesor, y lutitas de colores rojo-grisáceos, que Obis *et al.* (1973) atribuyeron al Permo-Trías. Marzo (en Barnolas *et al.*, 1985), al igual que Gómez-Gras (1993) y Martín-Martín (2004), incluyen a este tramo en las Areniscas y lutitas del Desierto de las Palmas (Unidad Inferior). Sopeña *et al.*, (1977), citan la

presencia de Pérmico en el Desierto de Las Palmas basándose en una comunicación oral de R. Soler. Gómez-Gras (1993) y Martín-Martín (2004) atribuyen al Pérmico superior (Thuringiense) a la Unidad Inferior (Areniscas y lutitas del Desierto de Las Palmas, de Marzo, en Barnolas et al., 1985) por comparación con las edades de materiales equivalentes aflorantes en áreas más meridionales de la Comunidad Valenciana (López-Gómez y Arche, 1992). Los conglomerados presentan espesores de 1 a 3 m y los cantos, de naturaleza silíceos llegan a los 15 cm. El resto de la unidad (Areniscas y lutitas del Desierto de las Palmas) son areniscas de grano fino a grueso o muy grueso formando canales amalgamados entre lutitas rojas micáceas bioturbadas. Pertenecen a sistemas torrenciales efímeros en facies distales (Marzo, en Barnolas *et al.*, 1985).

En las Areniscas de Villafamés, Marzo (*op cit.*), distingue dos asociaciones de facies. Una de ellas (facies A) se caracteriza por la superposición de niveles tabulares o lenticulares de areniscas, de 1 a 2 m de espesor, con cantos blandos o cantos de cuarzo tapizando las bases erosivas. Entre las areniscas hay preservados, ocasionalmente, delgados niveles de lutitas de color rojo vinoso. Esta facies forma tramos de 5 a 25 m de espesor. La otra facies (facies B), que forma cuerpos de 0,5 a 2,5 m de espesor intercalados entre cuerpos con facies A, se caracteriza por areniscas con laminación horizontal dominante, con alternancia de horizontes milimétricos de arena gruesa con arena de menor granulometría, ocasionalmente, trenes de ripples de geometría laxa. Estos depósitos fueron interpretados (Marzo en Barnolas et al., 1985) como cuerpos fluviales trenzados (facies A) y depósitos eólicos (facies B) formados por el retrabajamiento de las facies aluviales. Según Gómez-Gras (1993) y Martín-Martín (2004) la base de esta unidad es una discontinuidad de carácter erosivo y, posiblemente, con ligera discordancia angular. En la serie de Les Agulles de Santa Àgeda esta unidad empieza por un conglomerado de matriz arenosa y 0,6 m de espesor (Martín-Martín, 2004).

El complejo lutítico – carbonatado superior corresponde a las facies Röt de los autores clásicos. Se trata de lutitas y limonitas, de colores rojos, grises y verdosos, que alternan con nivelillos de arenisca y dolomías ferruginosas cada vez más abundantes hacia techo. Se interpretan como depósitos originados en llanuras fangosas supralitorales (Marzo, *op cit.*).

Las paleocorrientes en todos los tramos arenosos del Bundsandstein del Desierto de las Palmas son SW a SSW (Marzo, *op cit.*).

• **Muschelkalk**

En los sondeos del área tabular occidental (Maestrazgo propiamente dicho) donde el Triásico presenta la serie completa, presenta facies germánicas con dos barras de Muschelkalk carbonatado (inferior y superior), con un potente Muschelkalk medio con un espesor notable de evaporitas.

El Muschelkalk Inferior presenta espesores que pueden superar ligeramente los 200 m. Son calizas con algunos niveles intercalados más arcillosos (Bartrina y Hernández, 1990).

El Muschelkalk medio presenta espesores muy variables, por efecto de almohadillado halocinético (Bartrina y Hernández, 1990). Se caracteriza por tramos con arcillas, anhidrita y sal gema. En el sondeo Bobalar 2 su espesor supera los 1200 m. En afloramiento los espesores son siempre mucho más reducidos.

El Muschelkalk superior presenta espesores próximos a los 150 m y son calizas con intercalaciones arcillosas (Bartrina y Hernández, 1990). En la hoja de Alcora (615) Martín et al. (1974) diferencian tres paquetes calcáreos entre dos intercalaciones margosas.

Los datos existentes en superficie son muy escasos y no aportan información adicional de relevancia a la suministrada por los sondeos (ver Calvet, en Barnolas *et al.* 1985). En la revisión bibliográfica existente (Calvet en Barnolas et al., 1983) se manifiestan los problemas de

conocimiento que no han sido subsanados con posterioridad. Regionalmente, se conoce la existencia de un Muschelkalk, menos potente en afloramientos que en subsuelo, por el Muschelkalk medio, con dos barras de calizas (Muschelkalk inferior y superior) y con fauna Ansiense y Ladiniense respectivamente (datos de Assens et al., 1973) para la hoja de Chelva (666). Esta diferenciación se reconoce en la hoja de Alcora (615) (Martín et al., 1974) pero no en la de Villafamés (616) (Obis et al., 1973). Pensamos que puede deberse a causas tectónicas (laminación sustractiva de parte del Triásico y Jurásico por falla normal de bajo ángulo).

En ausencia de una estratigrafía de detalle del Muschelkalk en la zona próxima al área de estudio, Calvet en Barnolas et al. (1983) cita las siguientes facies carbonáticas:

- Lutitas ocreas, de 10 a 50 cm de espesor, alternando con doloesparitas ocreas en estratos centimétricos a métricos. Presentan algo de cuarzo detrítico, laminación horizontal, "mud craks", "tepees".
- Mudstones grises, en general dolomitizados (dolomicritas), bioturbados, en paquetes de 0,5 a 1 m.
- Mudstones – wackestones finamente laminados (laminación paralela, ondulada y/o crenulada) y con pequeños domos centimétricos. Porosidad fenestral y moldes de evaporitas. Las láminas están formadas por alternancias de mudstones y wackestones – packstones peletoidales.
- Dolomías margosas ocreas en estratos centimétricos y aspecto tableado. Laminación paralela, ripples de oscilación.
- Wackestones – packstones, a menudo dolomitizados (doloeparitas grises), aspecto ligeramente masivo. Restos de peloides, bivalvos, equinodermos, etc.

• Keuper

El Keuper presenta espesores relativamente homogéneos en los sondeos del área tabular, con un espesor máximo de 280 m en el sondeo Mirambell 1 (Bartrina y Hernández, 1990), mientras que en los sondeos del área oriental fallada se reconoce mal, al igual que el Muschelkalk. En los sondeos occidentales presenta una secuencia de facies parecida a la del Keuper de la Cuenca del Ebro (Jurado, 1989) con un tramo inferior salino, un tramo intermedio arcilloso y un tramo superior de anhidrita (Bartrina y Hernández, 1990).

En los afloramientos de la estructura de dirección ibérica de Lucena – Villahermosa, al sur del área de estudio, Ortí (en Barnolas et al., 1985) reconocen con dificultad las diversas unidades del Keuper. Estas responderían a las unidades descritas en los sondeos y destaca la ausencia aparente de ofitas.

• Fm dolomías tableadas de Imón

Esta unidad se reconoce en los sondeos con espesores situados entre los 25 y 30 m (Bartrina y Hernández, 1990). En superficie esta unidad tiene un espesor muy constante, de 30 a 50 m, y está formada por dolomías bien estratificadas, en capas de 10 a 30 cm, con una alternancia de láminas claras y oscuras, moldes de evaporitas, estromatolitos, ripples, laminaciones cruzadas y paralela, con contactos basales planares y acanalados. Petrologicamente son dolomías y doloesparitas y, en casos en los que puede reconocerse la textura original ésta corresponde a grainstones bioclásticos (Giner, 1980).

4.3.2.3. Jurásico

En el área de estudio solo aflora bien el Jurásico superior. Las unidades inferiores del Jurásico, correspondientes al Jurásico Inferior y Medio, han sido cortadas en los sondeos. A nivel de afloramiento solo existen pequeños afloramientos de margas dolomíticas atribuidos al Jurásico inferior en la sierra de Irta y dolomías atribuidas al Jurásico medio en la sierra de Esparraguera (Giner y Simo, en Barnolas *et al.*, 1985).

La Figura. 4.3.5, original de Giner (1980) y modificada por Salas (1987), representa a las grandes secuencias jurásicas en la zona de estudio, tránsito entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costera Catalana.

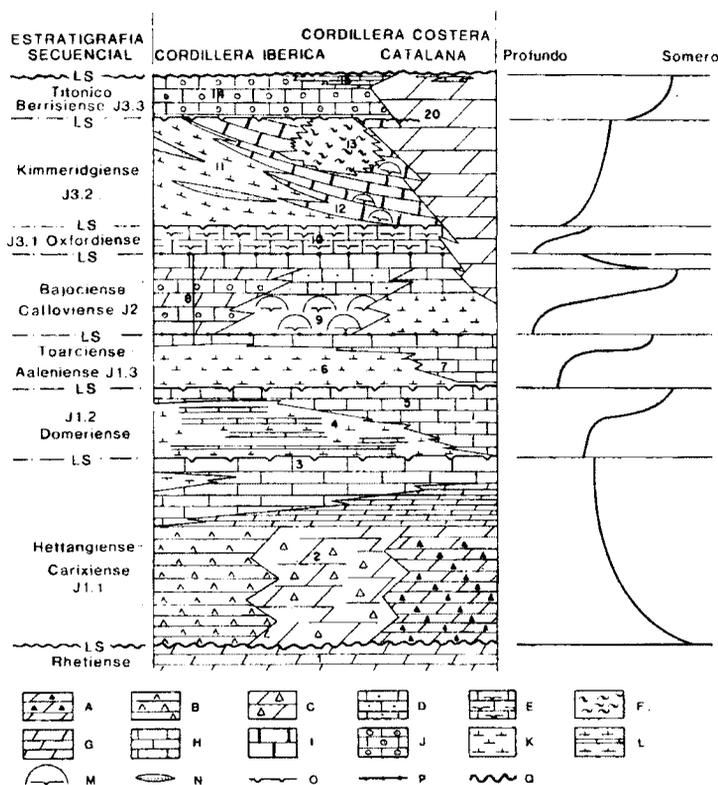


Figura. 4.3.5.- Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales del área oriental de la Cordillera Ibérica y su enlace con la Cordillera Costera Catalana. Según Giner (1980), modificada por Salas (1987). 1-Fm Imón, 2-Fm Cortes de Tajuña, 3-Fm Cuevas Labradas, 4-Fm Cerro del Pez, 5-Fm de Barahona, 6-Fm de Turmiel, 7- Mb Casinos, 8-Fm Chelva, 9- parte media de la Fm Chelva, 10-Fm Yátova, 11-Fm Sot de Xera, 12-Fm Loriguilla (Fm Esparraguera \equiv Fm Polpis), 13-Fm Mas de Ascla, 14-Fm Higuieruelas (Fm Bovalar), 15-Fm La Pleta, 20-Fm Morrot Blanc (Telaies). Litologías: A-Carniolas, B-Evaporitas, C-Brechas, D-Calizas bioclásticas, E-Calizas con esponjas, F-Margas anóxicas, G-Dolomías, H-Calizas, I-Ritmita calcárea, J-Calizas oolíticas, K-Margas, L-Margocalizas, M-Arrecifes de esponjas, N-Terrígenos siliciclásticos, O-Hardground, P-superficie con oolitos ferruginosos, Q-discontinuidad mayor.

Los materiales del Jurásico medio e inferior se conocen por la información de sondeos (escasa y por revisar) y por los datos aportados por afloramientos situados en áreas próximas. Giner (1980), como ya se ha indicado en el apartado de antecedentes, diferenció tres secuencias deposicionales para el Jurásico superior (secuencias Oxfordiense, Kimmeridgiense y Tithónico – Berriense) Figura. 4.3.5.

En las figura. 4.3.6 y 4.3.7, tomadas de Gómez y Goy (2004) y Gómez y Fernández-López (2004), están representadas las unidades litoestratigráficas del Jurásico inferior y Jurásico medio respectivamente, en la Cordillera Ibérica y Cadenas Costeras Catalanas. Al mismo tiempo están representados los ciclos transgresivos-regresivos interpretados por estos autores.

Los sondeos del área tabular (Mirambell 1, Bobalar 1 y 2, y Maestrazgo 2) presentan espesores totales para Jurásico muy próximos entre si y situados alrededor de los 1000 m (Lanaja, 1987). Por el contrario, los sondeos del área oriental presentan espesores totales para la serie jurásica muy dispares a pesar de la cercanía relativa entre ambos sondeos (500 m en el sondeo Salsadella 1, incompleto, y 2022 m en el sondeo Maestrazgo 1). (Lanaja, 1987). Ello puede ser debido al aumento de espesor del Jurásico superior hacia cuenca (este) y, por otro lado, a la laminación tectónica de la parte inferior de la serie jurásica tal y como se ha apuntado para el Triásico.

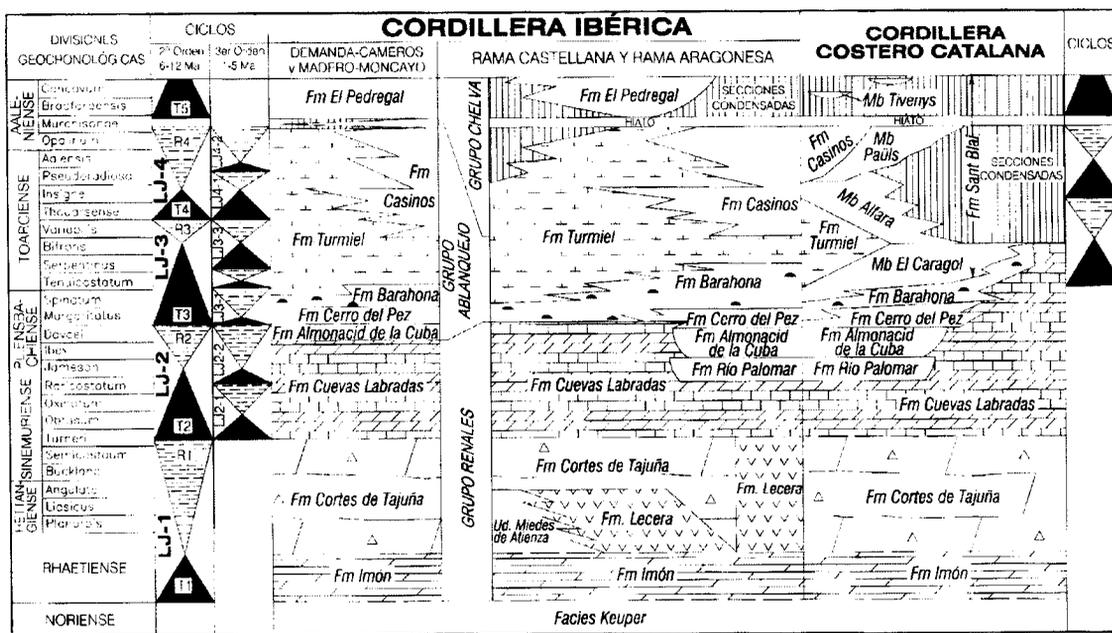


Figura. 4.3.6.- Unidades litoestratigráficas del Jurásico Inferior reconocidas en la Cordillera Ibérica y en las Cadenas Costeras Catalanas. Según Gómez y Goy (2004).

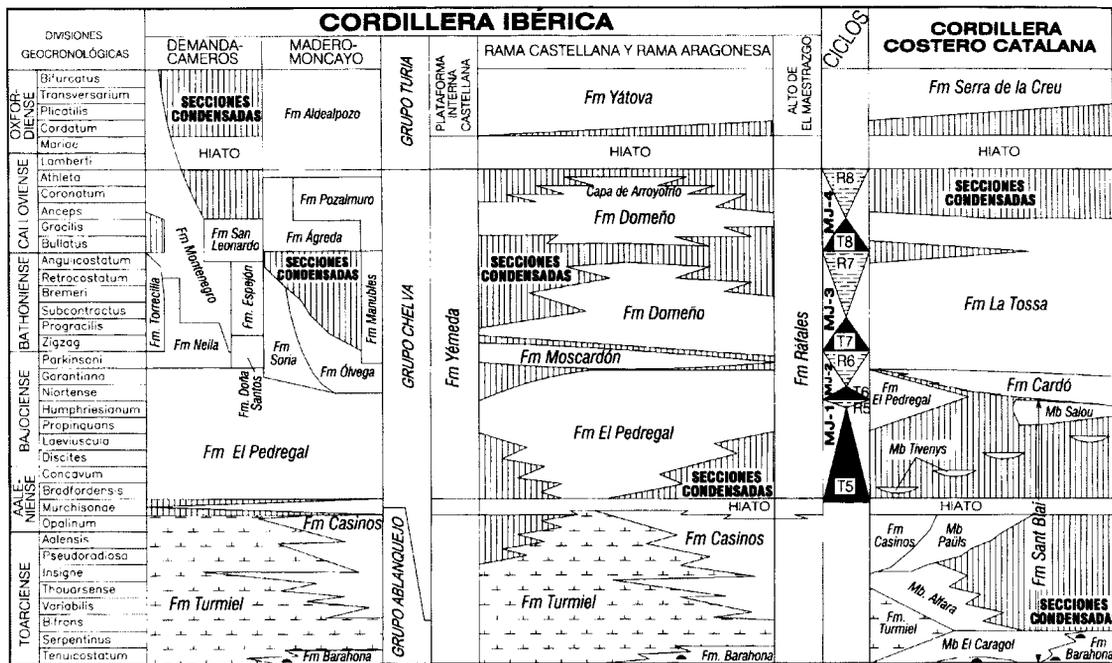


Figura. 4.3.7.- Unidades litoestratigráficas reconocidas en el Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica y las Cadenas Costeras Catalanas (según Gómez y Fernández-López, 2004).

En la Figura. 4.3.8 se ha realizado un ensayo de correlación del Jurásico de los sondeos del Maestrazgo, siguiendo el mismo modelo de la correlación de sondeos del Triásico (Figura. 4.3.4) y basándonos en los datos e interpretación de las columnas suministradas por Lanaja (1987).

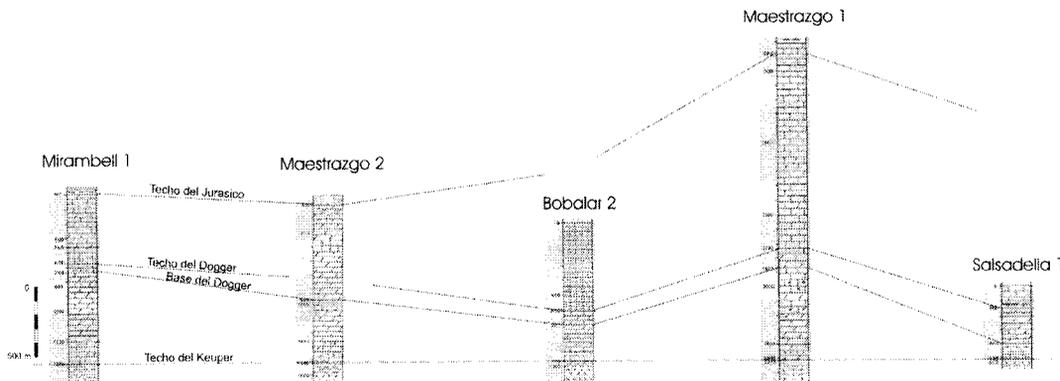


Figura. 4.3.8.- Correlación del Jurásico atravesado en las columnas de sondeos de hidrocarburos según interpretación dada por Lanaja (1987). Ver situación de sondeos en Figura. 4.3.4.

De esta correlación destaca el aumento de espesor del Jurásico superior en dirección a cuenca, el poco espesor atribuido al Dogger salvo para el sondeo de Salsadella 1 (cerca de 200 m) que parece el mejor controlado estratigráficamente, y la reducción en espesor del Lías en el sondeo de Salsadella 1, que atribuimos probablemente por causas tectónicas. Puede ser importante, especialmente para el sondeo de Salsadella 1, una revisión de los datos originales para su posible reinterpretación y mejorar el conocimiento regional del Jurásico Inferior y Medio.

La estratigrafía esperable para el Jurásico Inferior y Medio se sintetiza en la Figura. 4.3.9.

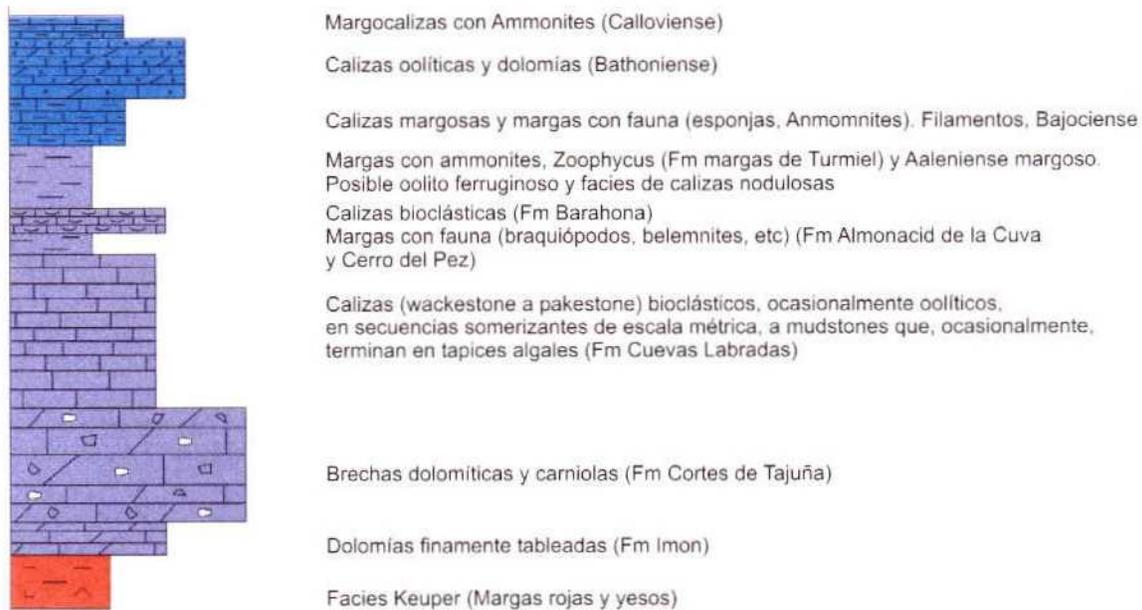


Figura. 4.3.9.- Columna litoestratigráfica esperable para el Jurásico Inferior y Medio del área de estudio. Sin escala.

Atendiendo a la columna de la figura. 4.3.9 podemos pensar que las margas aflorantes en la base del Jurásico de la sierra de Irta corresponderían a la parte superior del Jurásico Inferior e incluso a la base del Dogger (Aalenienense). Es significativa la presencia de un nivel siliciclástico en la parte alta del Jurásico Inferior. Ha sido señalado en los afloramientos situados al sur del área de estudio (Sierra de Espadilla) por Giner y Simo (en Barnolas *et al.*, 1985). Facies similares se encuentran en el Lías superior de Mallorca (ver, Alvaro *et al.*, 1989).

El Jurásico Superior está mucho mejor caracterizado (Canérot, 1974; Giner, 1980; Giner y Simo, en Barnolas *et al.*, 1983 y 1985; Canérot *et al.*, 1984; Salas, 1987 y 1989; Salas *et al.*, 2001; Nadal, 2001), aflorando extensamente en el área de estudio.

Seguiremos la litoestratigrafía definida por Salas (1987) que está ampliamente divulgada (Figura. 4.3.10).

El límite secuencial entre el Jurásico medio y el Jurásico superior se sitúa en la Cordillera Ibérica en una capa de oolitos ferruginosos con laguna sedimentaria de parte del Calloviense y Oxfordiense. Este nivel ha sido señalado en la Sierra de Esparraguera (Mas de Cabrera) (Obis *et al.*, 1973) donde tiene un espesor de unos 20 cm.

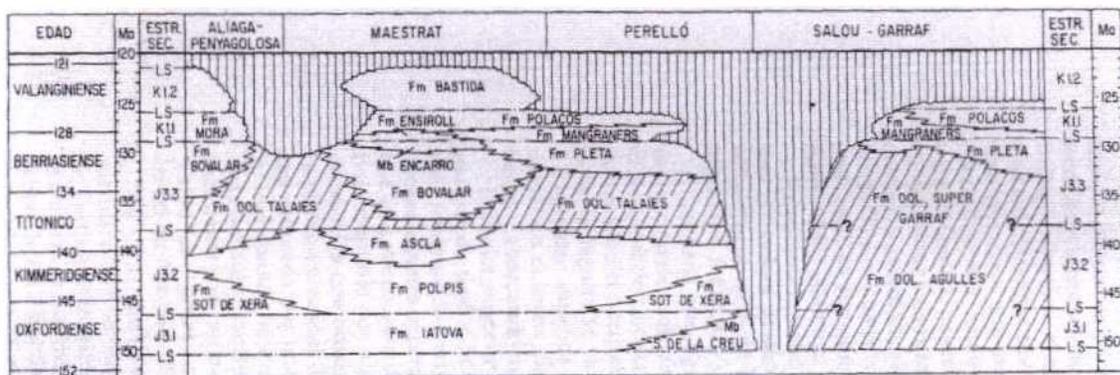


Figura. 4.3.10.- Unidades litoestratigráficas del Jurásico superior del Maestrazgo. Según Salas (1989).

La base del Jurásico superior se caracteriza por calizas (mudstones – wackestones) de color marrón con ammonites, belemnites, fragmentos de espongiarios. Se sitúa sobre dolomías negras atribuidas al Dogger y en su techo se encuentra una superficie ferruginizada. Corresponde a las calizas de Yátova, señaladas por Giner (1980) que las elevó al rango de Formación separándolas de la Fm carbonatada de Chelva. El espesor de esta unidad sería del orden de 20 m (Salas, 1989).

Sobre la discontinuidad del techo de la Fm Yátova se encuentra una unidad, caracterizada por Giner (1980) que la llamó Fm Esparraguera, formada por calizas micríticas (mudstones) en capas bien estratificadas de 15 a 50 cm con escasos ammonites y cocolitofóridos. Esta unidad presenta slumps y cicatrices de slump (Giner, 1980; Giner y Simo, en Barnolas *et al.*, 1985). También, y siguiendo a los mismos autores, presenta cuerpos elipsoidales con base plana y de hasta 6 m de espesor y 30 de anchura, con abundantes esponjas y estromatopóridos (*mud mounds*). Giner (1980) y Giner y Simo (*op cit.*) señalaron que esta unidad es equivalente lateral de la Fm ritmita de Loriguilla. Salas (1987, 1989) la denominó Fm calizas de Polpis y señaló la presencia de *Saccocoma* y *Globochaete*.

Giner y Simo (*op cit.*) reconocen, en la parte superior de la unidad y en los alrededores de Salsadella, la presencia de intercalaciones de micritas finamente laminadas (1 mm) de color gris – negro, sin bioturbación y con concreciones ferruginosas. Alternando con estas facies, de 5 a 10 cm de espesor pero de varios metros en Salsadella, se reconocen niveles de margas arcillosas con fauna escasa de Ammonites, serpúlidos y lamelibránquios. Estas facies, que están en tránsito lateral a las facies típicas de la Fm Polpis, alcanzan los 300 m de espesor y fueron denominadas por Salas (1987) como Fm margas de Mas de Ascla.

Sobre esta unidad, Giner (1980) y Giner y Simo (en Barnolas *et al.*, 1983, 1985) describieron otra unidad formada por grainstones biocásticos (Fm Bovalar de Salas, 1987, 1989) equivalente lateral de la Fm Higuieruelas de la Cordillera Ibérica. Los bioclastos se presentan muy redondeados y corresponden a corales, equinodermos, ostreidos, bivalvos, braquiópodos, ostrácodos, miliólidos, oncolitos, algas calcáreas, etc. Además, y como componentes no esqueléticos como pelets, intraclastos, oolitos y bioclastos con envueltas oolíticas. La parte alta de esta formación (Giner, 1980 y Giner y Simo, *op cit.*) corresponden a calizas bien estratificadas con wackestones – grainstones de peloides, wackestones de miliólidos y peloides, facies algales laminadas, facies de lagoon con Characeas y Dasycladaceas, así como facies de plataforma agitada (grainstones biocásticos y oolíticos). A estos materiales Salas (1987, 1989) les denominó como Mb de En Carro, equivalente lateral de la Fm La Pleta.

El Jurásico superior del Maestrazgo, y también el Jurásico medio, se ve afectado por dolomitización que puede ser intensa (Giner, 1980) y alcanzar espesores cercanos a los 500 m (Faura y Sans *et al.*, 1921). Giner (1980) denominó a estos cuerpos dolomíticos como Fm Morrot Blanc. Salas (1987, 1989) las denomina Fm dolomías de Les Telaies.

La Figura. 4.3.11, de Nadal (2001), corresponde a la cartografía del Jurásico superior en la sierra de Valdanca.

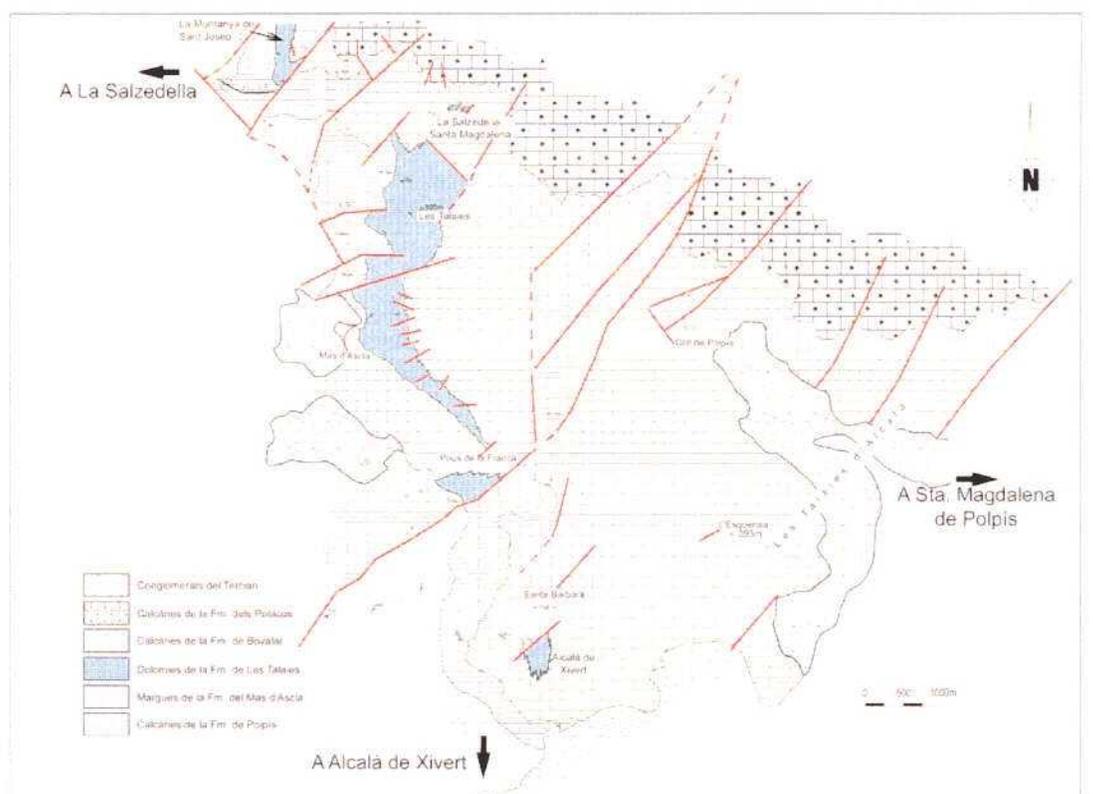


Figura. 4.3.11.- Mapa geológico de la parte meridional de la sierra de Valancha. Según Nadal (2001).

Según Giner y Simo (en Barnolas *et al.*, 1985), hay tres aspectos a considerar sobre las dolomitizaciones del Jurásico Medio y Superior a las que habría que añadir un cuarto aspecto:

- Geometría de la dolomitización
- Texturas dolomíticas
- Relación con las facies deposicionales
- Origen de la dolomitización

La geometría de los cuerpos dolomíticos fue determinada por Giner (1980). Constituyen cuerpos lenticulares con techo plano y base irregular (Figura. 4.3.12). Esta geometría se observa bien en la parte occidental de la sierra de Irta, cerca de Santa Magdalena de Pulpis, donde forman un lentejón de 3-4 km de largo por 100-150 m de espesor y, lateralmente, se pierden hacia el W en Salsadella (Encanes) donde se reducen a cuerpos de 15-19 m de longitud por 3-4 m de altura (Giner y Simo, en Barnolas *et al.*, 1985). El techo de los cuerpos dolomíticos está controlado por la estratificación mientras que la base y lateralmente el paso entre caliza y dolomía lo constituyen límites irregulares, oblicuos a la estratificación (Giner, 1980; Giner y Simo, *op cit.*). Un buen ejemplo de esta transición lateral es la mostrada por Nadal (2001) en el Barranc de Les Talaies, en las proximidades del Mas d'Ascla (Figura. 4.3.13).

El trabajo de Nadal (2001) aporta otro aspecto fundamental en la geometría de las dolomitizaciones y son las evidencias de un control estructural (fallas) en las dolomitizaciones. Uno de los ejemplos expuestos por Nadal (2001) es el del afloramiento de Alcalá de Xivert (ver situación en Figura. 4.3.11) donde el cuerpo dolomítico se desarrolla a partir de una falla (Figura. 4.3.14).

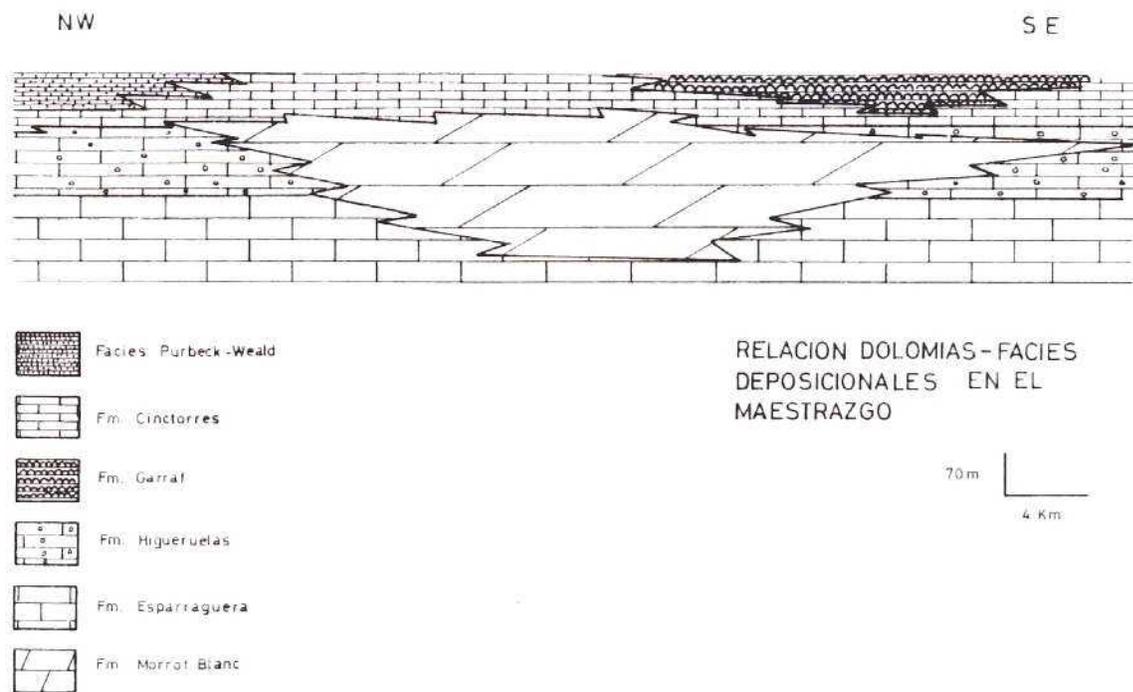


Figura. 4.3.12.- Relación entre dolomías y facies deposicionales – unidades litoestratigráficas en el Maestrazgo. Según Giner (1980). Equivalencias con las unidades de Salas (1987, 1989): Fm Morrot Blanc = Fm Talaies; Fm. Esparraguera = Fm Polpis; Fm Higuieruelas = Fm Bovalar; **Fm Cincorres = Fm Polacos?**

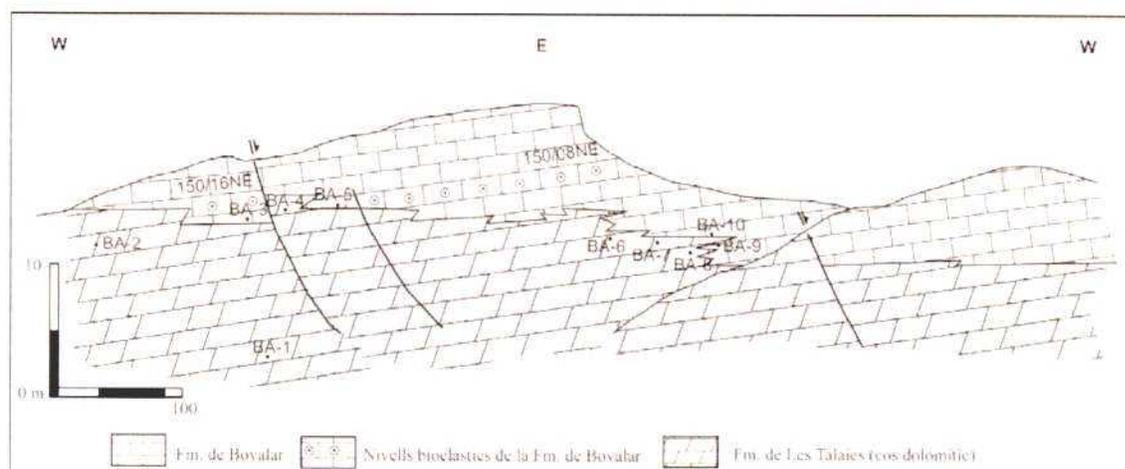


Figura.4.3.13.- Contacto lateral entre las dolomías de Les Talaies y la calizas de la Fm Bovalar en el Barranc de Les Talaies, cerca del Mas d'Ascla. Según Nadal (2001).

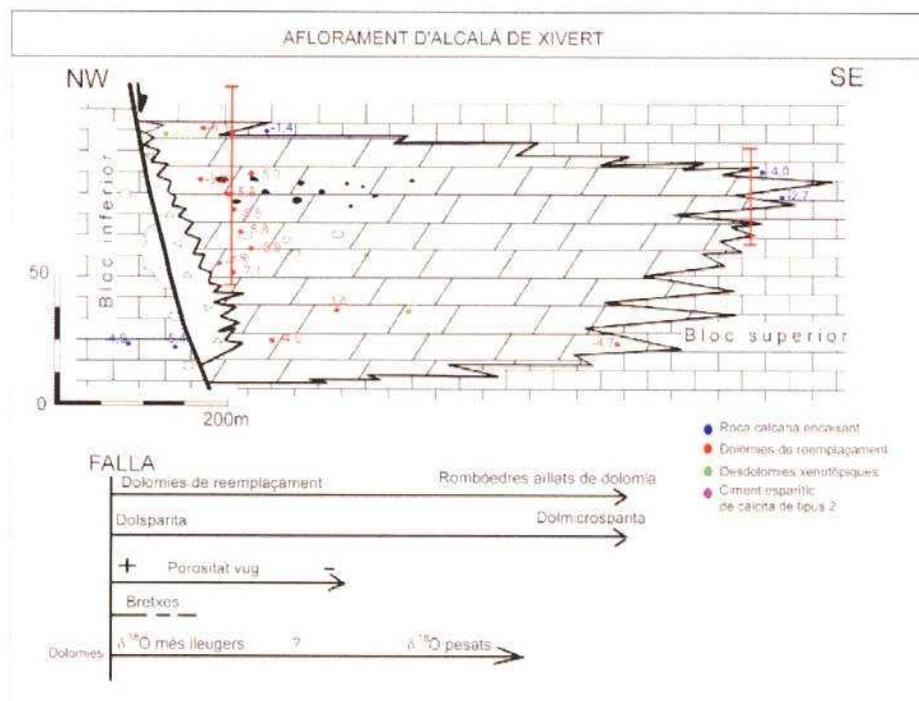


Figura. 4.3.14.- Geometría del cuerpo dolomítico en el afloramiento de Alcalà de Xivert: distribución textural y de la composición isotópica del Oxígeno. Según Nadal (2001).

Litológicamente se trata de dolomías negras, sacaroideas, masivas y sin estratificación aparente. Giner (1980) y Giner y Simo (op cit.) reconocen tres tipos de texturas fundamentales:

- Texturas en mosaicos equigranulares de cristales euhedrales internamente zonados, de 120 a 600 micras de diámetro. A este tipo de fábricas se asocian zonas con cristales anhedrales limpios con parches de microesparita con impurezas abundantes.
- Texturas en mosaicos de cristales anhedrales-subhedrales de 100 a 150 micras de diámetro.
- Dolomías finamente cristalinas formando alternancias de láminas con cristales de 8 a 40 micras con otras de mayor tamaño (50 a 100 micras).

Las texturas dolomíticas guardan relación con la textura de la roca original antes de la dolomitización (Giner, 1980 y Giner y Simo, *op cit.*). Cuando la roca original es un grainstone la textura dolomítica resultante es una dolomía inequigranular con cristales bien desarrollados y bajo contenido en impurezas. Los cristales dolomíticos han crecido en zonas de porosidad original o reemplazando fragmentos esqueléticos. Por el contrario, las rocas originalmente micríticas, han dado lugar a texturas equigranulares con cristales pequeños y un elevado número de impurezas.

La porosidad móldica e interpartícula previa a la dolomitización está ocupada parcialmente por cemento dolomítico. La porosidad móldica residual así como la porosidad intercrystalina asociada a la dolomitización están ocupadas por cemento ferruginoso y cemento de caliza esparítica posterior (Giner, 1980 y Giner y Simo, *op cit.*).

La dolomitización afecta a todas las facies deposicionales del Jurásico Superior llegando, fuera del área de estudio, a afectar a las calizas y margocalizas del Dogger. Se trata de una dolomitización secundaria, originada en etapas diagenéticas tardías, sin ninguna relación con el ambiente deposicional de los materiales afectados. Giner (1980) y Giner y Simo (en Barnolas *et al.*, 1985) interpretaron que esta dolomitización podía estar en relación con la entrada de aguas meteóricas, durante el Berriasiense superior – Valanginiense (facies Weald), y producirse en la interfase agua dulce – agua marina. La introducción de técnicas analíticas geoquímicas (Nadal, 2001) han descartado esta hipótesis y señalan como origen de la dolomitización que afecta al Tithónico –

Berriasiense al ascenso de aguas originalmente meteóricas, mezcladas con salmueras residuales al atravesar el Muschelkalk medio y Keuper.

4.3.2.4. Cretácico Inferior

El límite Jurásico - Cretácico está establecido en el límite entre Tithónico y Berriasiense. No obstante, desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial, los diversos autores que trabajan actualmente en estos materiales, en la Cordillera Ibérica y Cadenas Costeras Catalanas, sitúan el límite entre las super-secuencias del Jurásico y del Cretácico Inferior en la discontinuidad intra-Berriasiense (ver, Mas *et al.*, 2004) (figura. 4.3.15). En este apartado, en consecuencia con lo descrito en el apartado anterior, iniciamos la descripción del Cretácico Inferior a partir de la discontinuidad intra-Berriasiense.

Salas *et al.*, (2001) distinguen en la cuenca del Maestrazgo, 7 subcuencas: Oliete (Ol), Morella (Mo), Perelló (Pe), Salzedella (Sa), Penyagolosa (Pg), Galve (Ga) y Aliaga (Al) (figura. 4.3.16). Estas estarían limitadas por accidentes de zócalo que habrían actuado de manera sinsedimentaria dando lugar a cuencas en semi-graben con notables cambios en el espesor de las unidades.

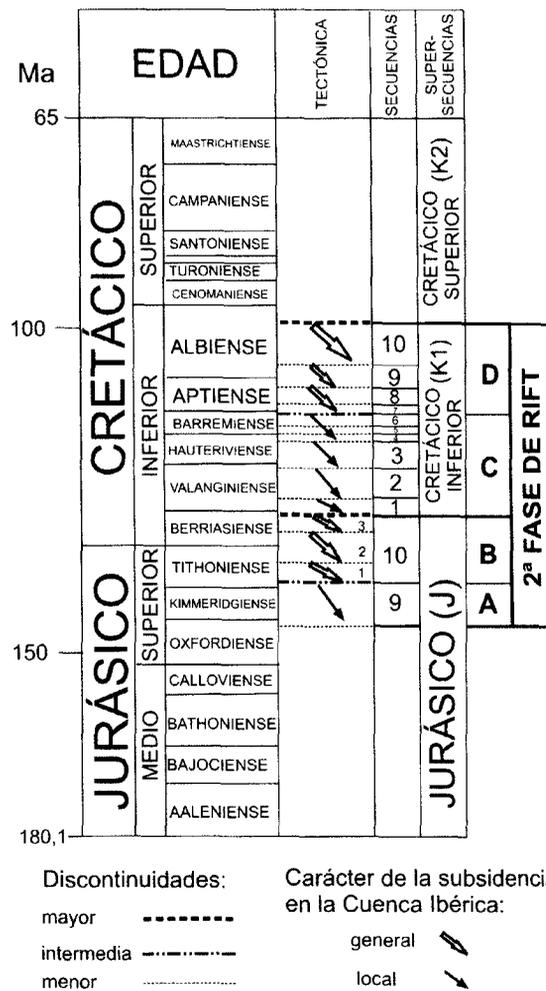


Figura. 4.3.15.- Secuencias deposicionales y estadios evolutivos de carácter tectosedimentario del Jurásico Superior – Cretácico Inferior de la Cordillera Ibérica. Según Mas *et al.* (2004).

Según Salas *et al.* (2001) y Mas *et al.* (2004), la super-secuencia del Cretácico Inferior incluye 10 secuencias deposicionales (Figura. 4.3.15 y 4.3.17). Estas, a su vez, incluyen un buen número de

unidades litoestratigráficas (Figura. 4.3.17). Estas unidades litoestratigráficas fueron definidas por Canérot *et al.* (1982) y sus relaciones estratigráficas pueden observarse mejor en la Figura. 4.3.18 de Salas (1989).

La primera secuencia deposicional se sitúa entre la discontinuidad intra-Berriasiense y la discontinuidad intra-Valanginiense. En el Maestrazgo incluye tres unidades litoestratigráficas definidas por Salas (1987?) (Fm En Siroll, Fm Mangraners y Fm Polacos) (Figura. 4.3.17 y 4.3.18).

La Fm En Siroll (Areniscas del Barranc de En Siroll, de Salas 1980). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). Depósitos terrígenos y carbonatado – terrígenos de llanura mareal. Definidos en la zona de Cati. Espesor 50 m.

La Fm Mangraners

La Fm Polacos (Calcarenitas de los Polacos). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). Están ordenadas en secuencias somerizantes con tendencia a la emersión. 200 m de espesor total. Se reconocen tres tramos: tramo inferior (45 m) de wackestones de foraminíferos porcelanados, aglutinados, dasicladáceas, gasterópodos, bivalvos, etc.; tramo intermedio (120 m) de grainstones oolíticos – bioclásticos en bancos de hasta 30 m. Alternan con tramos de wackestones mudstones laminados con porosidad fenestral y señales de raíces ferruginizadas y dolomitizadas. Tramo superior (35 m) de margas nodulosas que alternan con pasadas delgadas de grainstones bioclásticos, muy bioturbados, con restos de peces.

La discontinuidad intra-Berriasiense, que corresponde al límite inferior de esta secuencia y de la mega-secuencia del Cretácico Inferior, representa una entrada significativa de terrígenos siliciclásticos (Fm En Siroll?) y el desplazamiento de una cuña de agua dulce hasta el interior de la Cuenca del Maestrazgo (Salas *et al.*, 1995). Corresponden a plataformas carbonáticas someras formadas fundamentalmente por restos de moluscos y algas calcáreas (Fm Polacos), con un importante suministro de agua dulce desde el continente que da lugar a áreas importantes de sedimentación lacustre y/o palustre (Fm Mangraners). Los espesores máximos de esta secuencia (Salas *et al.*, 1995) son del orden de 250 m.

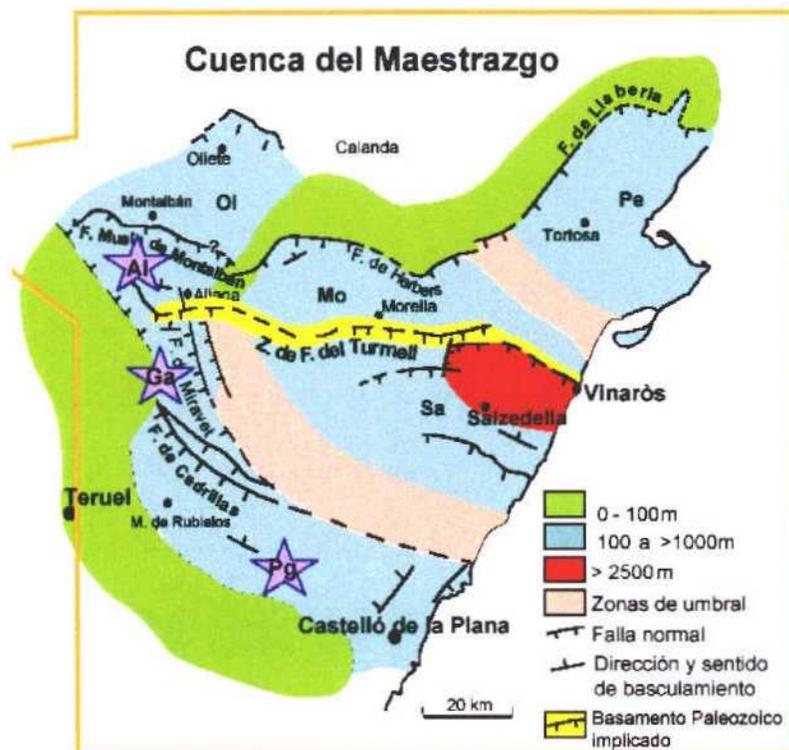


Figura. 4.3.16.- La cuenca del Maestrazgo dentro de la Cadena Ibérica donde se pueden observar las 7 subcuencas en que está dividida: Oliete (Ol). Morella (Mo). Perelló (Pe), Salzedella (Sa), Penyagolosa (Pg), Galve (Ga) y Aliaga (Al) (según Salas *et al.*, 2001, tomada de Caja, 2004).

La segunda secuencia deposicional corresponde al Valanginiense superior. Su límite inferior es la discontinuidad intra-Valanginiense mientras que el límite superior corresponde a una paraconformidad fini-Valanginiense. La discontinuidad intra-Valanginiense corresponde a una emersión y exposición subaérea con erosión, karstificación y entrada de terrígenos a la cuenca con un nuevo desplazamiento posterior de la cuña de agua dulce hacia el depocentro del Maestrazgo (Salas *et al.*, 1995). Comprende dos unidades litoestratigráficas (Fm Bastida y Mb Roca del Aliaga) (Figura. 4.3.18).

La **Fm Bastida (Calizas de La Bastida)**. (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). Son calizas micríticas, con un espesor máximo de 350 m, en las que se reconocen tres tramos. Tramo inferior (230 m) de wackestones grises de carófitas, dasicladáceas y foraminíferos porcelanados, con intercalaciones de mudstones laminados con porosidad fenestral. Tramo intermedio. Tramo superior (20 m) de packstones – wackestones de rudistas que a techo tienen una barra de grainstones oolíticos rubefactados.

El Mb Roca del Aliaga

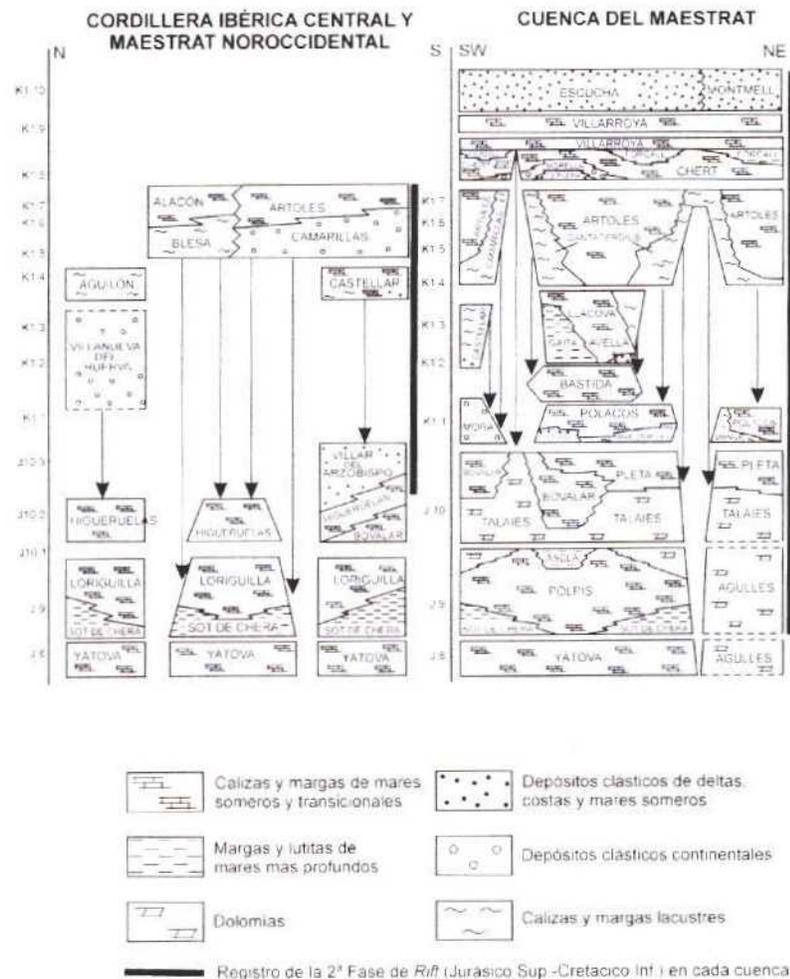


Figura. 4.3.17.- Litoestratigrafía del Jurásico Superior – Cretácico Inferior del Maestrazgo. Según Salas *et al.* (2001)

La tercera secuencia deposicional corresponde al Hauteriviense. Su límite inferior es la discontinuidad fini-Valanginiense mientras que su límite superior es una discontinuidad a final del Hauteriviense. La discontinuidad fini-Valanginiense representa otra entrada de terrígenos y avance de la cuña de agua dulce hacia la Cuenca del Maestrazgo pero sin llegar a alcanzarlo (Salas *et al.*, 1995) aunque su geometría corresponde a un cizallamiento de las secuencias anteriores y expansión de la cuenca hacia el continente (ver, Figura. 4.3.18). En el Maestrazgo se reconocen cuatro unidades litoestratigráficas (Salas, *et al.*, 1995) que, de muro a techo y de continente a cuenca son: Fm Avella, Fm Herbers, Fm Llacova y Fm Gaita (Figura. 4.3.18). El espesor máximo de los materiales de esta secuencia alcanza los 200 m (Salas *et al.*, 1995).

Fm Avella (Areniscas de El Avellà). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). 10 m en la carretera a la ermita de El Avellà y 40 m en el barranco de En Siroll. Esta unidad se apoya sobre la Fm Polacos o la Fm Bastida por la erosión pre-Hauteriviense. Consisten en cuerpos de areniscas lenticulares, con estratificación cruzada de surco y laminación cruzada, calcarenitas, alternancias de lutitas micáceas y pasadas de areniscas con estratificación lenticular y alguna intercalación de dolomía bioturbada y glauconítica. Pasa verticalmente y lateralmente a la Fm Llacova y a las margas de Miramell.

Fm Herbers (Calizas y margas de Herbers). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). Wackestones nodulosos grisáceos con estratificación decimétrica a métrica, y con intercalaciones de margas lignitosas. Interpretadas como fangos de marismas pantanosas (Salas, en Barnolas *et al.*, 1985).

Fm Gaita (Margas y calizas de La Gaita). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). Espesor de unos 100 m. Se trata de calizas (wackestones – packstones nodulosos) y margas de color beige-crema que se ordenen en tramos de manera mas o menos rítmica. Contienen equínidos, braquiópodos, ammonites, foraminíferos planctónicos, etc. Al techo hay margas piritosas con ammonites a las que siguen dolomías de grano grueso que pasan verticalmente a los rudstones algales de la Fm Llacova.

Fm Llacova (Calcarenitas de La Llacova). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). Espesor máximo de 780 m en el barranco del Empriu. Se apoya sobre la Fm Avella. Está formada por barras de grainstones bioclástico – oolíticos, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo (hasta 40 m), que alternan con wackestones beige – crema de foraminíferos porcelanados, aglutinados, dasicladáceas, y margas nodulosas con ostreidos, equínidos y moluscos. Hay rudstones de fragmentos de algas esferoidales y edificios arrecifales con gran cantidad de fango (bafflestones) de corales, rudistas, espongiómorfos y estromatopóridos (hasta 15 x 25 m). Hacia el norte pasan lateralmente a las margas de Mas de Querol y hacia el sur a la Fm Gaita.

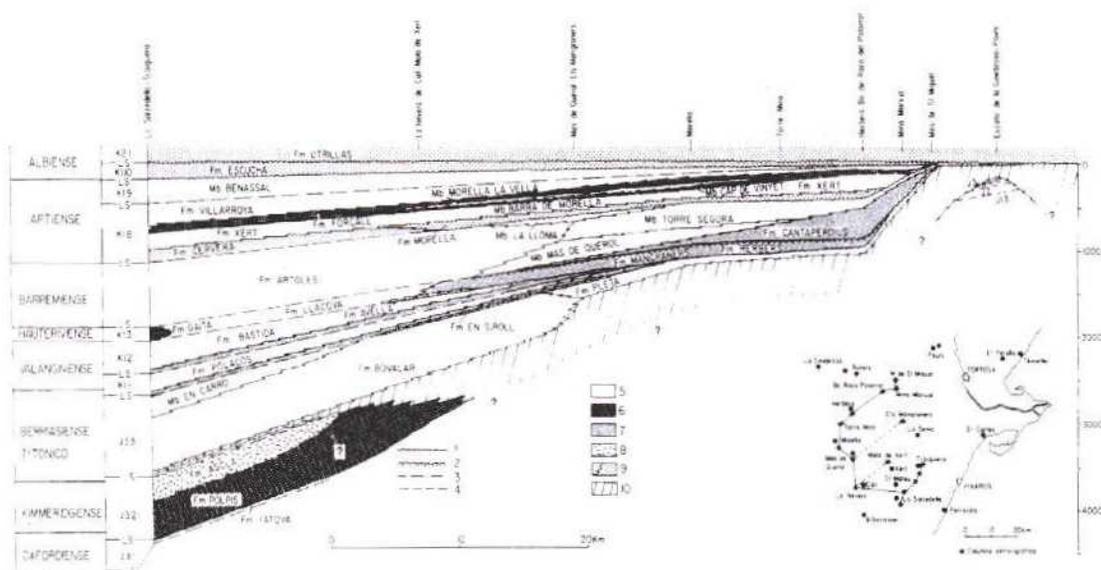


Figura. 4.3.18.- Litoestratigrafía, secuencias deposicionales y relaciones estratigráficas entre las unidades del Jurásico Superior y Cretácico Inferior del Maestrazgo. Según Salas 1989 y Salas et al., 1995. (1, discontinuidad; 2, idem con lateritización; 3, paraconformidad; 4, conformidad. 5, Carbonatos someros; 6, Carbonatos plataforma profunda y cuenca; 7, Carbonatos de agua dulce; 8, Carbonatos anóxicos; 9, terrígenos siliciclásticos; 10, dolomías).

Las secuencias 4, 5, 6 y 7 de Salas *et al.* (1995, 2001) y de Mas *et al.* (2004) se reconocen mal en el Maestrazgo hasta el punto que no han dejado una arquitectura estratigráfica diferenciable. De hecho, Salas (1987) las definió conjuntamente como una única secuencia (Barremiense) y son descritas en su conjunto en trabajos posteriores (Salas *et al.*, 1995; Mas *et al.*, 2004). Optamos por lo mismo, considerarlas en su conjunto (secuencia Barremiense), mas acorde con la estratigrafía local del Maestrazgo (Figura. 4.3.18). El límite inferior corresponde a la discontinuidad fini-Hauteriviense y el límite superior a la discontinuidad fini-Barremiense o del Aptiense basal. La discontinuidad basal de esta secuencia representa una importante exposición subaérea de los márgenes de la cuenca con migración de la cuña costera de agua dulce, karstificación y desarrollo de suelos lateríticos sobre la discontinuidad (Combes, 1969; Salas, 1987; Salas *et al.*, 1995). De base a techo y en dirección a cuenca se reconocen, en el Maestrazgo, dos unidades litoestratigráficas: la Fm Cantaperdius y la Fm Artoles.

Fm Cantaperdius (Calizas y arcillas lateríticas de Cantaperdius). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). Son facies internas de marismas, equivalentes a la Fm Artoles, que no afloran en la hoja 1:200.000 de Vinaròs. Lo hacen en la hoja 1:200.000 de Tortosa.

Fm Artoles (Margas y calizas de Las Artoles). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). (hasta mas de 500 m). Calizas (wackestones) beige – crema que alternan con margas amarillentas con intercalaciones nodulosas en las que puede haber barras de grainstones bioclásticos que se hacen mas importantes y oolíticos hacia la parte superior de la unidad.

En esta última, y en el sector de Morella, Salas (1987, 1989) reconoció tres unidades a los que dio rango de Miembro, de muro a techo, Mb Mas de Querol, Mb Torre de Segura y Mb La Lloma. El espesor total máximo del conjunto de estas cuatro secuencias (“secuencia Barremiense” de Salas, 1987) es de unos 750 m.

La secuencia 8, o secuencia del Aptiense inferior, con 800 m de espesor máximo, tiene su límite inferior en la discontinuidad infla-aptiense y su límite superior es una discontinuidad situada a techo de las calizas de *Toucasia*, base de la Fm Vilarroya (Salas *et al.*, 1995). La discontinuidad de la base de la secuencia viene marcada por una importante entrada de terrígenos que invade la totalidad de la Cuenca del Maestrazgo (Fm Morella y Fm Cervera). En esta secuencia se reconocen cinco unidades litoestratigráficas que, de base a techo y de centro a borde de cuenca son: Fm Cervera, Fm Morella, Fm Xert, Fm Forcall y la parte inferior (calizas de *Toucasia*) de la Fm Vilarroya. Se trata de un ciclo regresivo – transgresivo con una programación deltaica inicial seguida por la implantación de facies de plataforma somera (Figura. 4.3.19, 4.3.20 y 4.3.21).

Fm Cervera (Margas de Cervera del Maestre). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). (hasta 100 m de espesor en Mas de Regall). Alternancia de margas beigeas (verde – azuladas en profundidad) ricas en arena y moscovita con pasadas de calizas arenosas de ostreidos, bivalvos, gasterópodos, etc. Hay intercalaciones de cuerpos arenosos tabulares con estratificación cruzada de surco y planar de bajo ángulo.

Fm Morella (Arcillas de Morella). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). (80 m). Descansan sobre la Fm Artoles a través de una discontinuidad importante. Son lutitas rojas, verdosas o azuladas con cuerpos de areniscas lenticulares con bases erosivas, cicatrices internas, cantos blandos, estratificación cruzada, etc. Intercalaciones de calizas arenosas con ostrácodos y carófitas u oncolitos.

Fm Xert (Calizas y margas de Xert). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). Calizas (wackestones – grainstones) bioclásticos con foraminíferos porcelanados y aglutinados, de color beige – crema, con estratificación decimétrica a métrica e intercalaciones margosas. (80 m en Xert y cerca de 300 en Cervera donde disminuyen las intercalaciones margosas).

Fm Forcall (Margas del Forcall). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). Está formada por dos tramos margosos separados por un tramo calcáreo (barra de Morella). Esta barra calcárea desaparece lateralmente pasando a una unidad exclusivamente margosa que se encuentra entre la Fm Xert y la Fm Vilarroya. El tramo margoso inferior, Margas de Cap de Vinyet de Canérot (1982), consisten en margas beiges con tramos de calizas (wackestones) nodulosas, con abundante fauna (braquiópodos, equínidos, moluscos, ammonítidos, orbitolínidos, etc.). El tramo calcáreo intermedio (barra de Morella), de hasta 20 m de espesor, está formado por packstones bioclásticos beiges, algo nodulosos, en bancos decimétricos a métricos, con rudistidos, orbitolínidos, bivalvos, foraminíferos porcelanados, etc. El tramo superior (Margas de Morella la Vella de Canérot, 1982) (también ha recibido el nombre de Margas de *Plicátula*) está formado pos margas gris azuladas con abundante fauna de braquiópodos, ammonítidos, *Plicátula*, orbitolínidos, algas, etc.

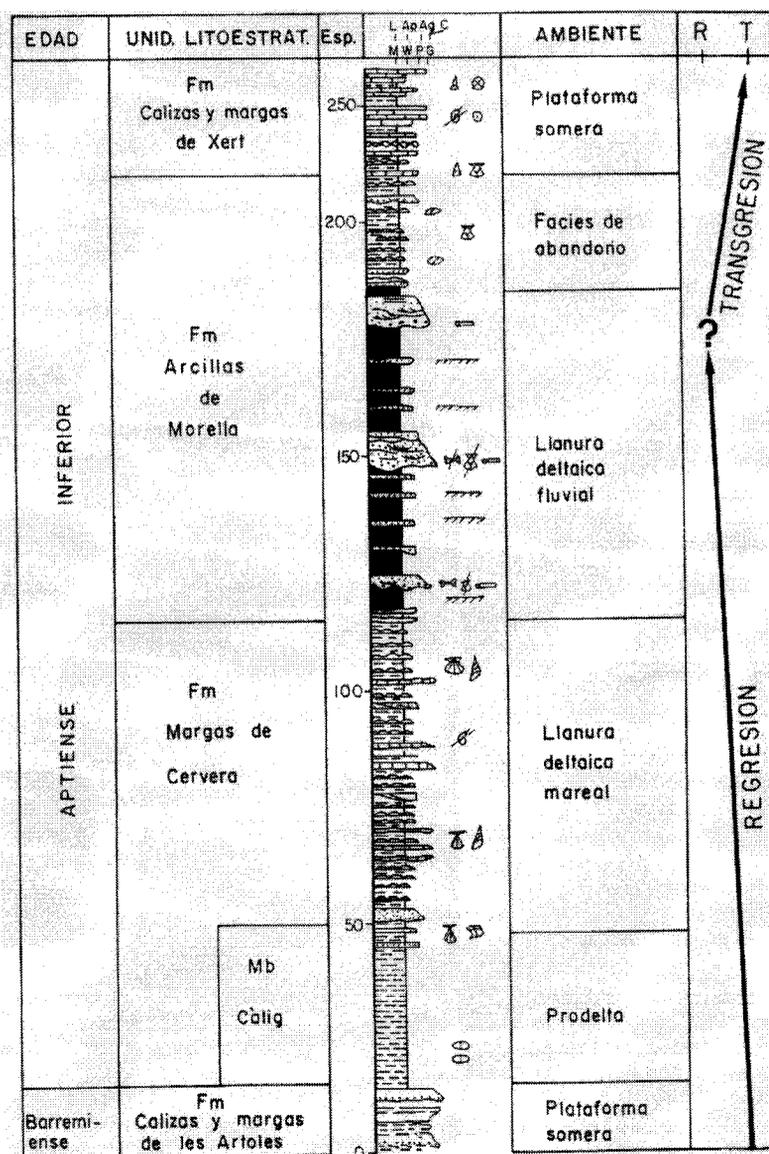


Figura. 4.3.19.- Columna estratigráfica sintética del sistema deltaico del Aptiense inferior. Según Salas et al. (1995).

La secuencia 9 o secuencia deposicional del Aptiense superior, con 300 m de espesor máximo, tiene su límite inferior en la discontinuidad intra-aptiense y su límite superior en la discontinuidad situada en la base de la Fm Escucha. La discontinuidad de la base de la secuencia, se manifiesta exclusivamente en el borde de cuenca, sobre las calizas de Toucasia de la secuencia anterior y pasa a conformidad hacia el centro de cuenca (Salas et al., 1995). Esta formada por dos unidades, Mb Benassal y Mb Iglesias de la Fm Vilarroya.

Fm Vilarroya (Calizas de Vilarroya de los Pinares). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). Son packstones, wackestones y mudstones de color crema claro con estratificación decimétrica a métrica. La parte inferior de la unidad tiene secuencias granodecrecientes, de 10 a 15 m de espesor, y el resto de la unidad es mucho más micrítica. Contiene Toucasia, Orbitolínidos, dasicladáceas, foraminíferos porcelanados, etc. Dominan las estructuras granosoportadas, asociadas a arrecifes coralinos y bancos de rudistas que corresponden a depósitos marginales con mayor desarrollo en áreas más meridionales (con relación a altos paleogeográficos) (Salas en Barnolas *et al.*, 1985).

Mb Benassal (Calizas de Benassal). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). (más de 80 m). Wackestones – packstones de miliólidos y rudistas que pasan verticalmente a grainstones bioclásticos y oolíticos alternando con tramos margosos con pequeños edificios de arrecifes de corales y rudistas (bafflestones).

Mb Iglesias (Calcarenitas de La Iglesias). (Salas en Barnolas *et al.*, 1985). Son grainstones bioclásticos y oolíticos de color beige con intercalaciones de wackestones nodulosos y margas. Los tramos calcareníticos (los más desarrollados) presentan estratificación cruzada planar de gran ángulo. En la parte inferior de la unidad hay entradas importantes de arenas y en la base (contacto con las Calizas de Vilarroya) hay una importante acumulación de glauconita. También hay superficies de ferruginización tapizando cicatrices. Hay fauna abundante de ostreidos, serpulidos, orbitolínidos, corales masivos de hasta 25 cm y, en los tramos margosos, braquiópodos.

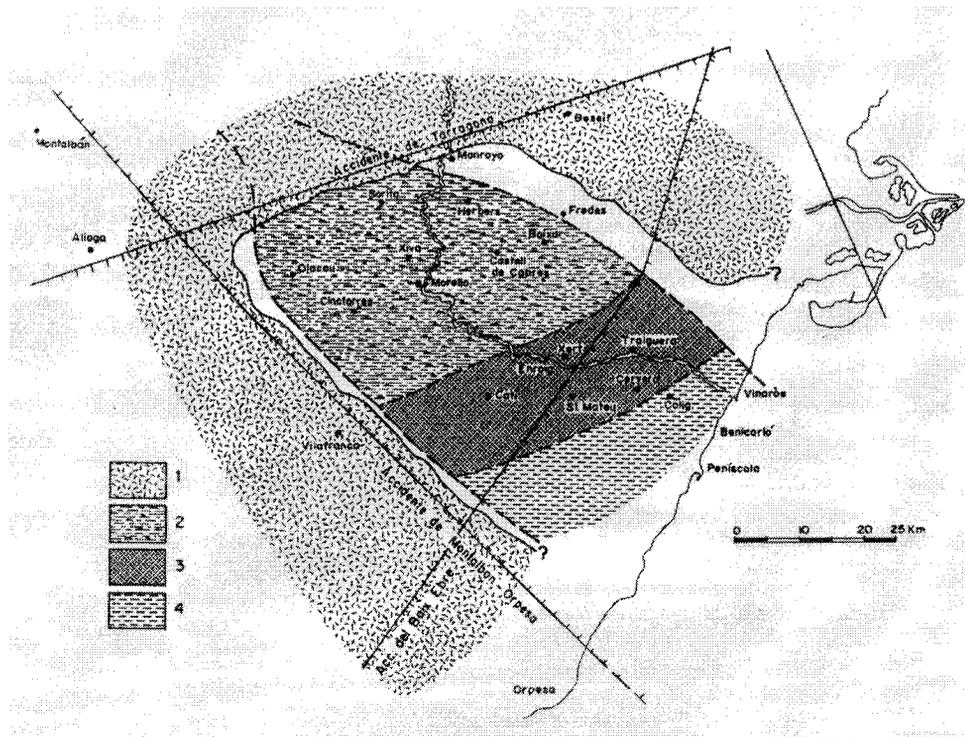


Figura. 4.3.20.- Paleogeografía y distribución de facies del sistema deltaico del Aptiense inferior. Según Salas et al. (1995). 1-Áreas sin sedimentación o en erosión. 2-Llanura deltaica superior (fluvial). 3-Llanura deltaica inferior (mareal). 4-Prodelta.

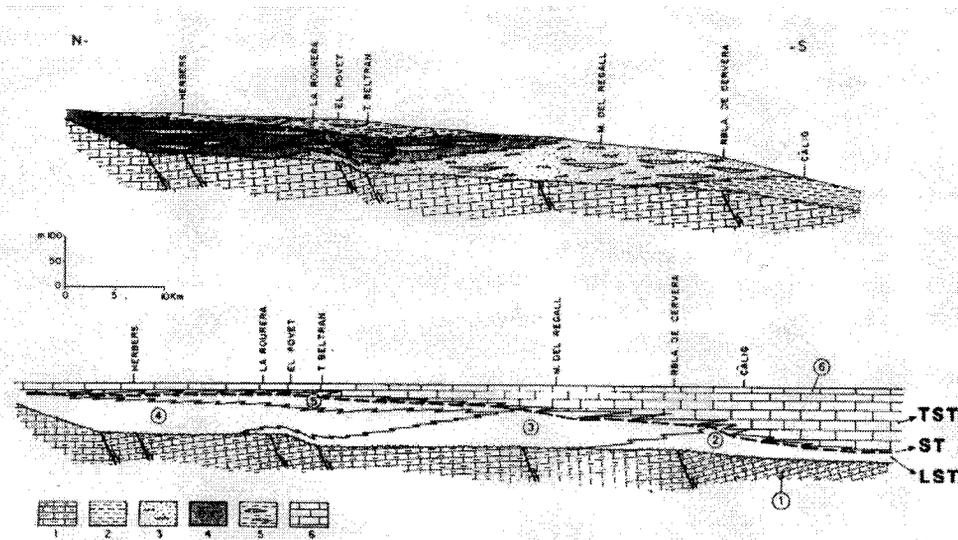


Figura. 4.3.21.- Modelo deposicional del sistema deltaico del Aptiense basal y su relación con la transgresión del Aptiense inferior. Según Salas et al. (1995). 1-Fm Artoles. 2-Prodelta (Mb Càlig). 3-Llanura deltaica mareal (Fm Cervera). 4-Llanura deltaica fluvial (Fm Morella). 5-Facies de abandono (Fm Morella). 6-Plataforma somera (Fm Xert).

La secuencia 10 o secuencia del Albiense inferior y medio, tiene su límite inferior en la discontinuidad infla-albiense mientras que su límite superior es la discontinuidad de la base de la Fm Utrillas. La discontinuidad del límite inferior de esta secuencia es una importante discontinuidad que, en los márgenes de la cuenca, llega a discordancia llegando a superponer la Fm Escucha al Dogger y Lías (Beceite y Andorra). Hacia el sur, la discordancia no existe y apenas hay laguna estratigráfica (Herbers, Bordón, Tronchon, Camarillas). Esta disposición discordante de la Fm Escucha se manifiesta muy bien en un mapa geológico de su sustrato (subcrop map) (Figura.4.3.22). Esta secuencia deposicional está formada por una sola unidad litoestratigráfica, la Fm Escucha. Otras unidades utilizadas, la Fm Traiguera de Ardevol (1985) y Salas *et al.*, (1986) son equivalentes a la Fm Escucha. La Fm Escucha fue estudiada por Querol (1990) y Querol *et al.* (1992). Se trata de un sistema deltaico-estuarino que evoluciona en la vertical a un delta de dominio fluvial. En esta unidad se encuentran importantes depósitos de carbón en la provincia de Teruel. El sistema deltaico-estuarino tiene una programación deltaica inicial, seguida de una importante retrogradación y una programación deltaica superior mucho mas expansiva que la anterior. Los depósitos de carbón se hallan asociados a la fase de retrogradación y al inicio de la programación final. Estos depósitos responden a dos subambientes sedimentarios bien definidos; el cinturón de marismas y la llanura deltaica pantanosa (Querol, 1990 y Querol *et al.*, 1992).

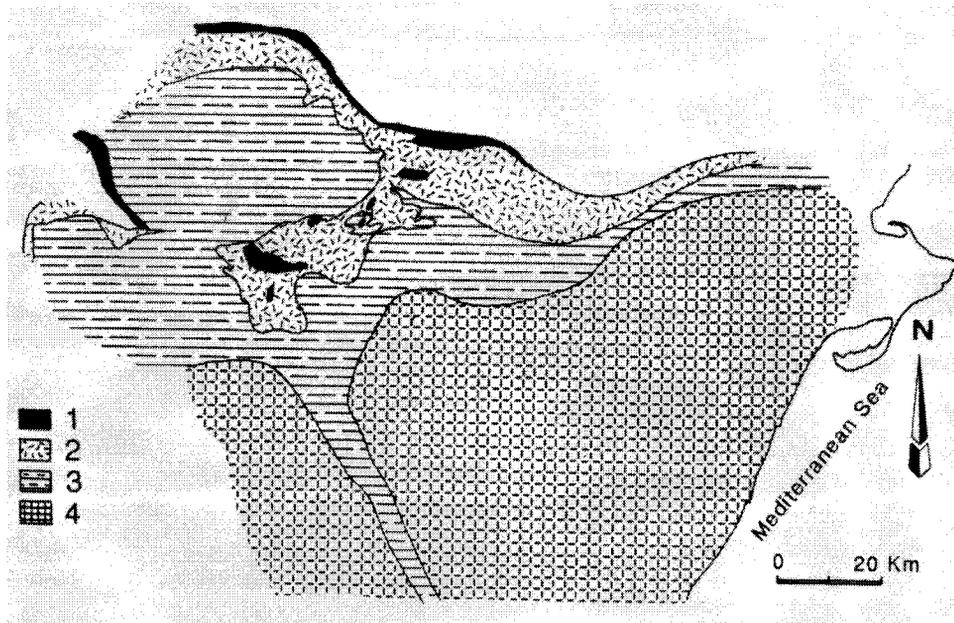


Figura. 4.3.22.- El sustrato de la Fm Escucha (subcrop map) relacionado con el levantamiento pre-Albiense. Según Salas et al. (1995). 1-Triásico superior e Infralías. 2-Jurásico. 3-Barremiense y Aptiense inferior. 4-Aptiense superior.

4.3.2.5. Cretácico Superior

El Cretácico Superior aflora extensamente en la parte occidental del Maestrazgo, fuera ya del ámbito de estudio, y en la parte meridional de la zona oriental fallada. Recientemente ha sido incluido en síntesis regionales con un análisis estratigráfico moderno (García *et al.*, 2004 y Gil *et al.*, 2004). En este apartado nos basaremos en el análisis secuencial y litológico basado en estos trabajos de síntesis mas recientes, haciéndonos eco de ensayos de síntesis y análisis secuencial previos, como el de Salas (1987) recogido en (Hernández et al., 1991) (Figura. 4.3.23) o el de González-Lastra (en Barnolas *et al.*, 1983; 1985). Asimismo a los trabajos que han aportado la mayor parte de las informaciones estratigráfica de detalle (Canérot, 1974). La Figura. 4.3.24 refleja las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior del Maestrazgo tal y como han sido recogidas por García *et al.* (2004).

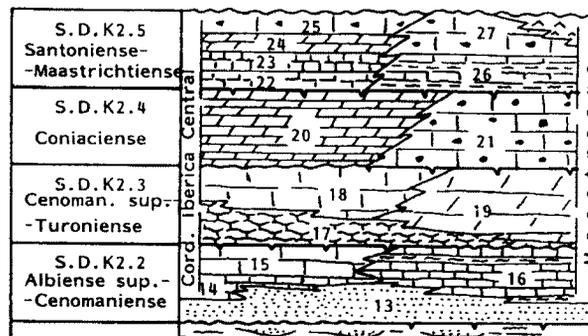


Figura. 4.3.23.- El Cretácico Superior del Maestrazgo y su relación con las unidades de la Cordillera Ibérica Central. Según Salas (1987), reproducido de Hernández et al. (1991). 13-Fm Utrillas; 14-Fm Sta. María de las Hoyas; 15-Fm Nuevalos; 16-Fm Mosqueruela; 17-Fm Monterde; 18-Fm Jaraba; 19-Fm Barranco de los Degollados; 20-Fm Pantano de la Tranquera; 21-Fm Organos de Montoro; 22-Fm Hontoria del Pinar; 23-Fm Burgo de Osma; 24-Fm Sto. Domingo de Silos; 25-Fm Sierra de la Pica; 26-Fm Cañadilla; 27-Fm Fortanete.

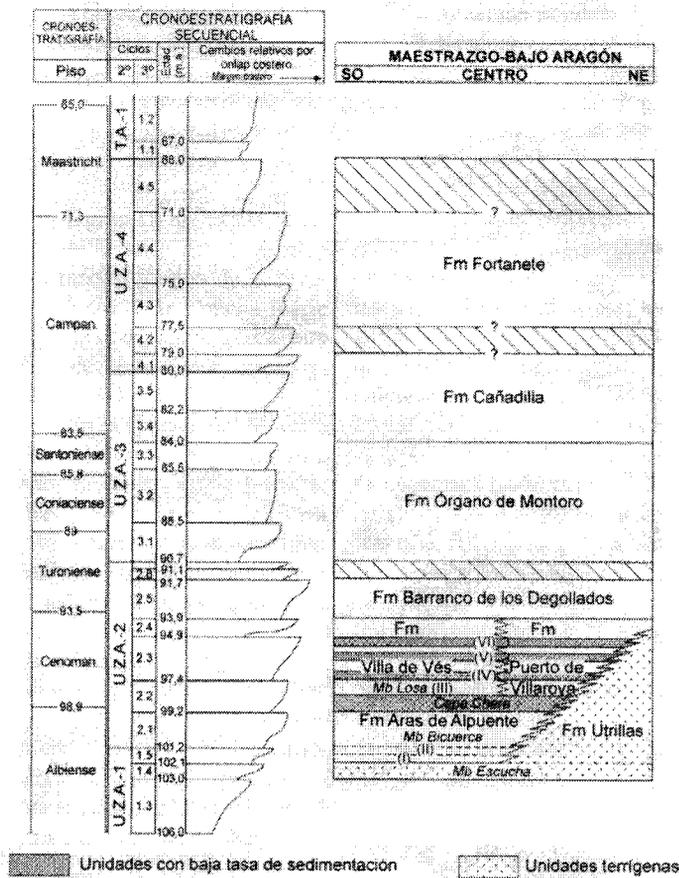


Figura. 4.3.24.- Unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior del Maestrazgo y Bajo Aragón. Según García *et al.* (2004) modificado de Gil *et al.* (2004).

Si comparamos las Figura. 4.3.23 y 4.3.24 veremos que guardan una buena correlación terminológica con las unidades litoestratigráficas, salvo entre la Fm Mosqueruela y la Fm Puerto de Villarroya, mientras que no la hay en el análisis secuencial. Para Salas (1987) habría cuatro secuencias mayores marcadas por las siguientes discontinuidades:

- entre la Fm Mosqueruela y la Fm Barranco de los Degollados, que correspondería a una discontinuidad intra-Cenomaniense, y se manifestaría en el Maestrazgo por una disconformidad-discordancia entre ambas formaciones (ver Figura. 4.3.23). Gil *et al.* (2004) sitúan en contacto entre ambas formaciones en el límite entre los ciclos de tercer orden UZA-2 (4.2.3 y 4.2.4) que corresponde a 94,9 m.a. en edad absoluta, sin que haya hiato entre ambas (Figura. 4.3.24).
- Entre la Fm Barranco de los Degollados y la Fm Órganos de Montoro, que sitúa entre en Turoniense y el Coniaciense con paraconformidad-concordancia entre ambas formaciones (Figura. 4.3.23). Gil *et al.* (2004) sitúan la discontinuidad como intra-Turoniense con un hiato entre ambas formaciones que representaría aproximadamente 1 m.a. y que corresponde al límite de secuencia de segundo orden entre UZA-2 y UZA-3 (Figura. 4.3.24).
- Entre la Fm Órganos de Montoro y la Fm Cañadilla, que sitúa entre el Coniaciense y el Santoniense con paraconformidad-concordancia entre ambas formaciones (Figura. 4.3.23). Gil *et al.* (2004) sitúan este límite en el límite entre los ciclos de tercer orden de la UZA-3, 3.3 y 3.4, que correspondería a una edad absoluta de 84 m.a. aproximadamente, sin hiato entre ambas (Figura. 4.3.24).

- Por último, Salas (1987) no ve discontinuidad entre las formaciones Cañadilla y Fortanete (Figura. 4.3.23). Por el contrario, Gil *et al.* (2004) sitúan una discontinuidad entre ambas unidades con un hiato probable de 1.5 m.a. Correspondería a una discontinuidad interna de la UZA-4 faltando por hiato la secuencia de tercer orden 4.2 (Figura. 4.3.24).

Litológicamente, estas unidades responden a las siguientes características y espesores:

- **Fm Utrillas.** (equivalen, en parte, a las Areniscas del Maestrazgo de Canérot, 1974). Facies fluviales, de braided a meandriforme. Sus facies más características son las arenas blancas arcósicas o caoliníferas. Pueden contener desde cantos aislados a nivelillos de cantos y estratos de para- y orto-conglomerados cuarcíticos. Presentan frecuentes niveles de arcillas verdes, rojas y moradas, en la mayoría de las ocasiones relacionadas a paleosuelos y paleoalteraciones representativas de discontinuidades sedimentarias, cuyo derrubiado le proporcionan su característico aspecto abigarrado. También pueden presentar intercalaciones de otras muchas litologías, como carbón, margas ocre, calizas, dolomías, areniscas calcáreas y dolomíticas, calizas y dolomías arenosas, etc. Su contenido orgánico más característico son los fragmentos de troncos silicificados y los rizolitos, apareciendo en las intercalaciones de las otras facies bioturbaciones de origen animal y fauna entera o fragmentada, principalmente de bivalvos. Son depósitos continentales y litorales, principalmente de llanuras aluviales fluvio-costeras y bajíos. Su espesor máximo lo tiene en el área tipo, superando los 750 m siendo los mas frecuentes los valores comprendidos entre unas pocas decenas y el centenar de metros. (Fichas de Unidades Litoestratigráficas en Vera, 2004).
- **Fm. Mosqueruela.** (capas con Orbitolónidos, Hensoninas y Ostreidos; Calizas con prealveolinas de Canérot, 1974). Calizas y margas con diversos episodios transgresivos sobre las arenas de Utrillas. Definida por Canérot *et al.* (1982), distinguió tres miembros en la unidad (Figura. 3.25). A diferencia del resto de unidades propuestas por Canérot *et al.* (1982) ésta ha caído en desuso. Las unidades actualmente utilizadas y sus equivalencias con las de Canérot *et al.* (1982) se han representado en la Figura. 4.3.25.

Canérot (1982)		García <i>et al.</i> (2004)	
Fm Mosqueruela	Mb Margas y calizas del Puerto de Villarroya	Fm Puerto de Villarroya	Capa Margas de Pozuel
			Capa Margas de Poveda
			Villa de Vés
			Capa Margas de Pinarueco
			Mb Losa
	Capa de Chera		
	Mb Margas y calizas del Pinarueco	Fm Aras de Alpuente	Mb Bicuerca
Mb Calizas del Cuarto Pelado	Mb Losilla		
			Mb Esteras

Figura.- 4.3.25.- Correlación entre la Fm Mosqueruela, de Canérot *et al.*, (1982) y las unidades litoestratigráficas definidas por otros autores y aceptadas por García *et al.* (2004).

El Miembro inferior (Mb Calizas de Cuarto Pelado) se corresponde con el Mb Esteras de la Fm Aras de Alpuente definidos por Vilas *et al.* (1982). Es el segundo episodio transgresivo albiense

reconocido en la plataforma ibérica (García *et al.*, 2004). Se caracteriza por la presencia de orbitolínidos del Albiense superior (capas de *Neorbitolinopsis conulus* de Canérot, 1974). Corresponden a calizas con intraclastos y bioclastos, de color beige, en bancos pequeños que forman la primera barra carbonatada sobre la Fm Utrillas. En la base hay areniscas y margas beiges (Canérot *et al.* 1982).

El Miembro intermedio (Mb Margas y calizas del Pinarueco) corresponden a las “capas de *Orbitolina duranddelgai*” de Canérot (1974). También son equivalentes a los Miembros Losilla (margas) y Bicuerca (calizas) de la Formación Aras de Alpuente de Vilas *et al.* (1982) y utilizados por García *et al.* (2004). Las margas inferiores (Mb Losilla de Vilas *et al.*, 1982) son grises o beiges, intercalan arenas y areniscas y contienen poca fauna. Las calizas que las suceden (Mb Bicuerca de Vilas *et al.*, 1982) son bioclásticas, detríticas (intraclastos) u oolíticas, de color beige o rojizo, en bancos de poco espesor y con estructuras sedimentarias (estratificación, cruzada, ripples,..) (Canérot *et al.* 1982).

El miembro superior (Margas y calizas del Puerto de Vilarroya) equivale a las “capas de prealveolinas” de Canérot (1974). Canérot *et al.* (1982) distingue tres tramos que, de base a techo son:

- margas verdes o amarillentas y margocalizas con *Exogyras*
- calizas (barra superior en el paisaje) margosas en bancos pequeños o tableadas amarillentas
- calizas masivas, de color beige o gris, bioclásticas, intraclásticas o oolíticas, parcialmente dolomitizadas.

Este miembro fue considerado como formación por García *et al.* (1989b) (Formación calizas del Puerto de Villarroya) y su descripción, (Fichas de unidades litoestratigráficas en Vera, 2004) es la siguiente: Está formada principalmente por calizas *packstone* a *grainstones*, con estructuras tractivas y aspecto lajoso y calizas *mudstone* a *packstone* con bioturbación y aspecto nodular. También contiene calizas y dolomías en bancos masivos, bien estratificados; presenta cuerpos margosos que han sido individualizados como Capas (Chera, Pinarueco, Poveda, Pozuel). Su espesor puede alcanzar unos 70 m, desapareciendo lateralmente por cambio lateral de facies a las Fms. Utrillas y Villa de Ves, y al Mb. Losa del Obispo. Se interpretan como depósitos de plataforma interna (lagoon) y litorales. Dentro de la macrofauna se encuentran grandes moldes de Pelecípodos y Gasterópodos, junto con fragmentos de Equinodermos. Respecto a la microfauna contiene en su parte inferior Foraminíferos bentónicos, principalmente Alveolínidos y Orbitolínidos.

La correspondencia de estos tramos con las unidades definidas por Vilas *et al.* (1982) es difícil por lo que recogemos la descripción de las mismas y su posible reconocimiento en el Maestrazgo y/o equivalencia con las unidades de Canérot *et al.* (1982):

- La capa de Margas de Chera (Arcillas calcáreas verdes de Assens *et al.*, 1972; Ramírez y Meléndez, 1972; Ramírez *et al.*, 1973 y Meléndez *et al.*, 1975, en la Rama meridional de la Cordillera Ibérica), que, según Gil *et al.*, (en prensa) se reconocen con facilidad en el Maestrazgo aunque no ha sido individualizada ni cartografiada, puede corresponder al tramo inferior de Canérot *et al.* (1982) de margas verdes o amarillentas y margocalizas con *Exogyras*.
- El Mb Losa de la Fm Puerto de Villarroya, definido por Vilas *et al.* (1982) (Figura. 4.3.25) se reconoce, según García *et al.* (2004) en el Maestrazgo (Fichas de unidades litoestratigráficas en Vera, 2004). Está compuesta, según estos autores, por calizas *packstone* – *wackestone* en ocasiones oolíticas, biomicritas, pelmicritas y calizas margosas de colores grises. Las calcarenitas están estratificadas en bancos masivos con estratificación cruzada o *ripples*. Las biomicritas y pelmicritas presentan aspecto noduloso o en bancos masivos bioturbados. Forman secuencias

de energía creciente. Contiene Rudistas, Miliólidos, Orbitolinas, Alveolinas, Lituólidos, Involutinidos y otros Foraminíferos bentónicos; además de fragmentos de Pelecípodos, Equinodermos, \square riosos y algas. Su espesor oscila entre 5 y 25 m. Se interpretan como depósitos de barras de una plataforma carbonatada somera.

- La capa Margas de Pinarueco, definida por García *et al.* (1989b) en el Maestrazgo, consiste en margas verdes y ocreas, con intercalaciones de tramos de limos dolomíticos, de tonos claros y algunas pocas delgadas intercalaciones de calizas y/o dolomías, con muy poco contenido fosilífero. Presenta un espesor máximo de hasta 10 m en el área tipo. Suele presentar bioturbación por raíces (rizolitos). Se interpretan como depósitos litorales de baja energía, generados en ambientes de manglar, asociados a un mínimo eustático (Fichas de unidades litoestratigráficas en Vera, 2004).

- La Fm dolomías tableadas de Villa de Vés, definida por Villas *et al.* (1982) en la hoz del río Júcar en Villar de Vés (Albacete) se reconoce en el Maestrazgo (García *et al.*, 2004). Está formada por dolomías de grano fino, local y puntualmente arcillosas y limosas, de colores gris y beige de tonos claros, estratificadas en delgados bancos bien definidos, finamente laminados. Se reconocen *ripples*, grietas de retracción, bioturbaciones y estromatolitos y laminaciones de algas. Los estratos pueden estar separados por delgados niveles de limo calcáreo y / o finas costras ferruginosas. Presenta intercalaciones de dolomías brechoides en gruesos bancos mal definidos, en las que se reconocen restos y fragmentos de Gasterópodos, Pelecípodos, Rudistas, Foraminíferos, así como aloquímicos. Su contenido paleontológico es, en general, escaso. Su espesor más frecuente oscila alrededor de los 80 m, habiéndose reconocido en algunos puntos un espesor de más de 100 m como en el sector de Chulilla. Son depósitos litorales mareales, fundamentalmente inter y supramareales, representando los tramos masivos las condiciones submareales. Cabe enmarcarlos en una extensísima llanura mareal, posiblemente con algunas limitaciones en su conexión con el mar abierto. Pasa por cambio lateral de facies a las arenas de la Fm Utrillas hacia el W, a la Fm. Calizas del Puerto de Villarroya (*sensu* García *et al.*, 1989b) hacia el E. Se apoya sobre las arenas de Utrillas, la Fm. Alatoz y el Mb. Losa (del Obispo). Sobre ella se apoya la Fm. Picofrentes (Fichas de unidades litoestratigráficas en Vera, 2004).

- Capa Margas de Poveda, definida por García *et al.* (1989), se reconoce en el Maestrazgo (García *et al.* 2004). Corresponden a margas verdes azoicas, con profusión de delgadas intercalaciones carbonatadas nodulares de origen edáfico. Presenta un espesor máximo de unos 6 m en su área tipo. Se interpretan como depósitos litorales de baja energía, asociados a un mínimo eustático. Está incluida en las Fms. Villarroya y Villa de Ves (Fichas de unidades litoestratigráficas en Vera, 2004).

- Capa Margas de Pozuel, definida por García *et al.* (1989b), se reconocen en el Maestrazgo (García *et al.*, 2004). Corresponden a margas verdes y ocreas, con escasas y delgadas intercalaciones de limos dolomíticos. Presenta un espesor muy constante de 4 o 5 m. Se interpretan como depósitos litorales de baja energía, asociados a un mínimo eustático. Está incluida en las Fms. Villarroya y Villa de Ves. (Fichas de unidades litoestratigráficas en Vera, 2004).

Un buen control bioestratigráfico de las unidades transgresivas albienses y cenomanienses sobre la Fm Utrillas, equivalentes s.l. a lo que Canérot denominó como Fm Mosqueruela, ha permitido un análisis secuencial detallado de estas unidades (ver Calonge, 1989; García *et al.*, 1989a, b, y c) (Figura. 4.3.26 y 4.3.27).

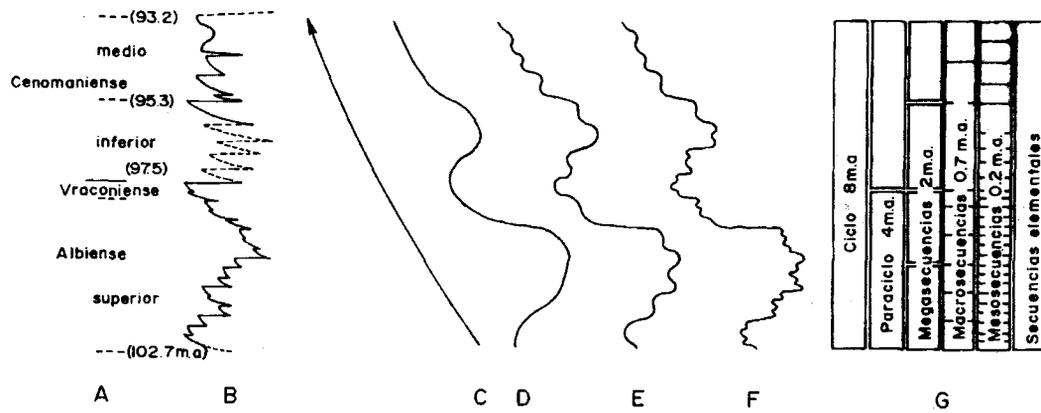


Figura. 4.3.26.- Ciclicidad en las unidades transgresivas del Albiense Superior a Cenomaniense medio. Según García et al. (1989b).

- **Fm Barranco de los Degollados.** (Complejo dolomítico de Canérot, 1974). Definida por Canérot *et al.* (1982) consiste en dolomías ocre y grises, de grano fino y en pequeños bancos hacia la base, dando lugar a un pequeño entrante en el relieve, de grano más grueso y aspecto masivo hacia la parte alta. Su espesor se mantiene en torno a los 40 m. En la parte alta se reconocen rudistas (*Durania*). Se interpretan como depósitos de plataforma carbonatada, que pasa de abierta a restringida (Fichas de Unidades Litoestratigráficas en Vera, 2004).

- **Fm Órgano de Montoro.** (Calizas con Radiolítidos de Canérot, 1974). Depósitos continentales (calizas). Definida por Canérot *et al.* (1982) se trata de calizas grises o blancuzcas, sublitográficas, en pequeños bancos, conteniendo Miliólidos, Textuláridos y Discórbidos ($\cong 10$ m) seguido por calizas grises, brechoides, con cantos negros, que pueden llegar a los 50 m de espesor, y por calizas grises con pseudomorfos de yeso, "birds eyes" y huellas de desecación, con escasos miliólidos. Culmina con una alternancia de margas y calizas con escasos cantos negros, con Miliólidos y pequeños rudistas. El espesor total de la Formación es de unos 80 m (Canérot *et al.* 1982).

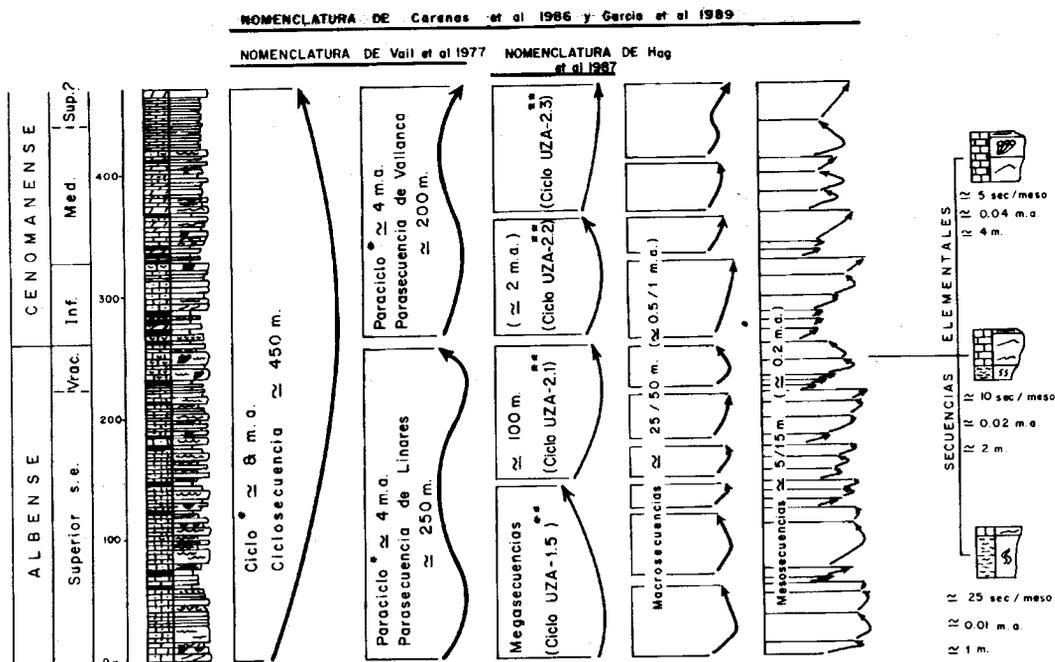


Figura. 4.3.27.- Organización secuencial y geocronológica de los depósitos del Albiense Superior – Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. Según García et al. (1989b).

- **Fm Cañadilla.** (Calizas y margas con Miliólidos, Gasterópodos y Characeas, de Canérot, 1974). Definida por Canérot *et al.* (1982) está formada, hacia la parte inferior, por margas blancas con intercalaciones de calizas gredosas y margocalizas, hacia la parte media por calizas sublitográficas claras con pasadas margosas, y hacia la parte superior por margas blancas que alternan con calizas gredosas blancas o amarillentas, con algunas concreciones de yeso traslúcido. Contiene Miliólidos, Rudistas y fragmentos de algas. Sus facies y espesores son bastante constantes, alrededor de los 50 m. Hacia el NE, en el Maestrazgo y Bajo Aragón septentrional se observa una sucesión algo distinta que contiene caráceas, algas y políperos, y que recubre directamente las calizas del Cenomaniense, por medio de una superficie ferruginosa. Hacia el NW, las margas y calizas gredosas son parcialmente sustituidas por calizas con cantos negros, Miliólidos, y fragmentos de Rudistas. Se interpretan como depósitos de plataforma interna, con ambientes desde submareales agitados con Rudistas a lagunares con Caráceas. (Fichas de Unidades Litoestratigráficas en Vera, 2004).
- **Fm Fortanete.** (Calizas con *Lychnus* de Canérot, 1974). Definida por Canérot *et al.* (1982), consiste en depósitos lacustres someros con episodios evaporíticos. Calizas sublitográficas grises oscuras con cantos negros, calizas y calizas margosas grises claras, y margas y calizas margosas, dando un suave relieve con dos bancos. Contienen gasterópodos dulceacuícolas (*Lychnus*) y carofitas. Su espesor alcanza los 40 m. Son depósitos de amplias depresiones lagunares, que evolucionan a depresiones lacustres (Fichas de Unidades Litoestratigráficas en Vera, 2004).

4.3.2.6. Terciario

En la parte oriental del área del Proyecto se encuentran una serie de afloramientos neógenos asociados a las fosas de la zona oriental fallada. Estos materiales han sido agrupados como Cuenca neógena del Maestrazgo oriental, por Anadón y Moissenet (1996) que los separan de la cuenca situada inmediatamente al sur o cuenca de Ribesalbes (ver figura. 4.1.4).

Las cuencas terciarias ocupan semi-grabens, en un sistema de horst y grabens delimitados por fallas NE-SW. En estas cuencas del Maestrazgo oriental dominan los semi-grabens limitados por fallas al este (Anadón et al., 1990; Anadón y Moissenet, 1996). El relleno sedimentario de estas fosas (Figura. 4.3.28) es continental si bien en la parte mas oriental, cerca de Torreblanca, se cortó una secuencia marina, probablemente Tortoniense, en un sondeo (Acuña, 1982).

En el sistema de grabens del Maestrazgo oriental, en terminología de Anadón y Moissenet (1996), se reconocen dos secuencias sedimentarias mayores. La primera secuencia es discordante sobre los sedimentos mesozoicos y ha sido deformada posteriormente. La secuencia superior se encuentra colmatando el sistema de grabens y representan los últimos depósitos del sistema de fosas.

La secuencia inferior está formada dos unidades principales. La inferior consiste en conglomerados groseros, con cerca de 100 m de espesor, que hacia la parte superior forman una alternancia con facies mas finas (areniscas, limos y arcillas) y en las que se intercalan niveles delgados de lignitos. Estos materiales, que forman una secuencia con disminución de tamaño de grano, corresponden a depósitos de abanicos aluviales (Anadón et al., 1990). La unidad superior consiste en calizas micríticas lacustres y margas con cerca de 50 m de espesor. Las calizas están finamente estratificadas, presentan horizontes eslampizados y en algunos niveles contienen abundantes fósiles (gasterópodos lacustres, charófitas y ostrácodos). Las charófitas indican una edad Mioceno inferior pero no puede descartarse una edad Oligoceno superior (Anadón, en Barnolas *et al.*, 1985). En Coves de Vinromà – Alcalá de Xivert hay una unidad intermedia entre las dos anteriores que consiste en micritas y margas con capas intermedias de carbón (Suarez et al., 1983). Las capas de carbón pueden llegar a los 2,5 m de espesor.

La secuencia superior, con un espesor estimado en 150 m (Anadón y Moissenet, 1996), esta formada por depósitos aluviales con facies proximales conglomeráticas y facies distales mas finas, con arcillas y limolitas margosas amarillas y conglomerados intercalados. Esta unidad está atribuida al Neógeno superior o Pleistoceno inferior (Anadón y Moissent, 1996).

Los depósitos marinos cortados en un sondeo en la zona costera (Torreblanca), de edad probable Tortoniense (Acuña, 1982) ocuparían una posición intermedia con respecto a las secuencias anteriormente descritas (Figura. 4.3.28). Estos depósitos consisten en calizas, areniscas y margas calcáreas que se superponen a conglomerados calcáreos. Representarían la trasgresión Tortoniense y puede ser correlacionada con depósitos similares de la costa mediterránea (Anadón y Moissenet, 1996).

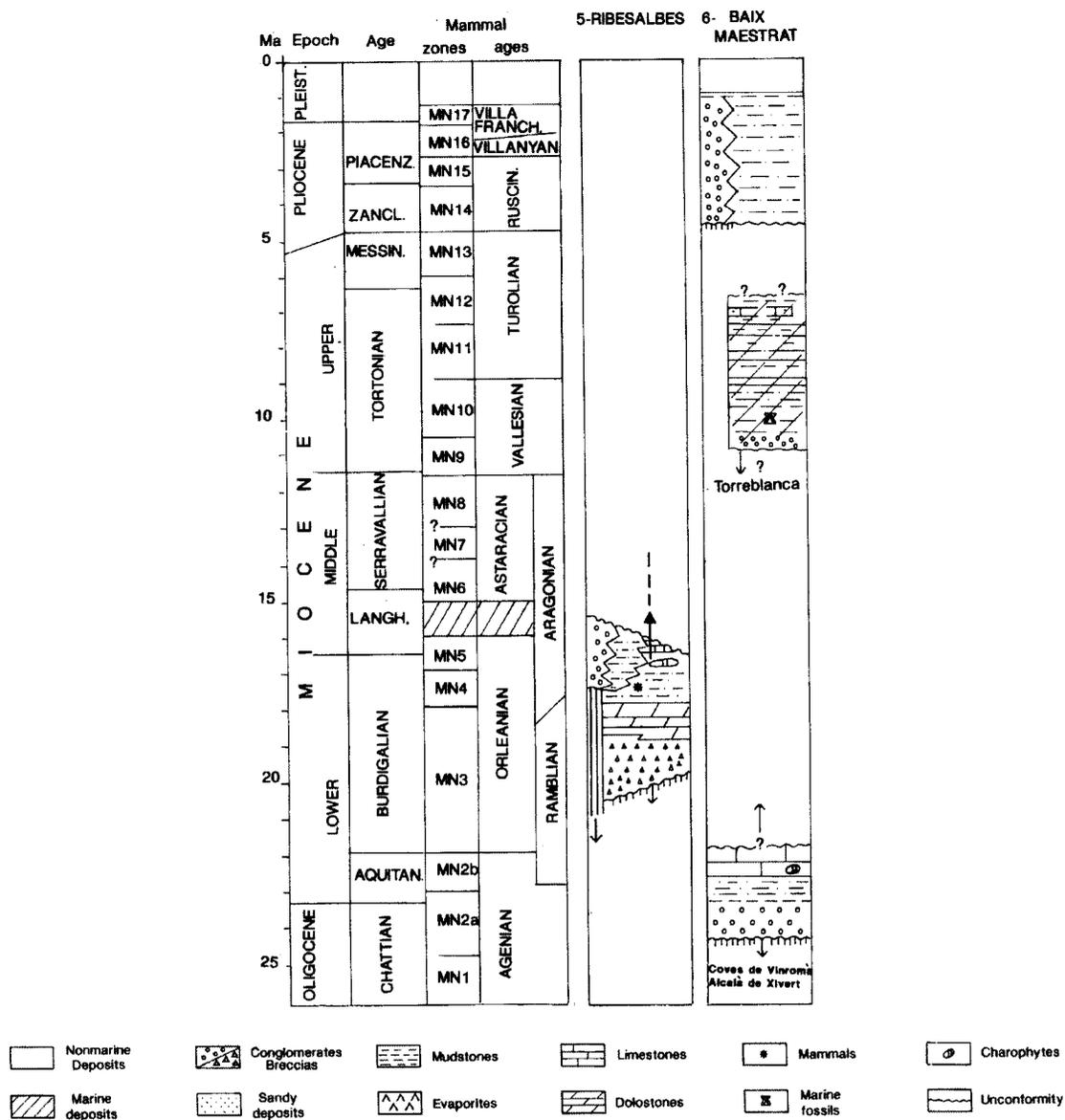


Figura. 4.3.28.- Estratigrafía sintética de las cuencas terciarias de Ribesalbes y Baix Maestrat. Según Anadón y Moissenet (1996).

La cuenca de Ribesalbes se sitúa inmediatamente al sur de la estructura de dirección ibérica ligada a los afloramientos triásicos de Villahermosa del Río y Lucena, al sur de la zona de estudio. Está alineada estructuralmente con las fosas neógenas del Baix Maestrat y su registro estratigráfico puede ser útil para su correlación (Figura. 4.1.4 y 4.3.28) ya que contiene materiales de una edad y significado geodinámico no expuestos en la cuenca del Baix Maestrat.

Anadón y Moissenet (1996) citando a trabajos anteriores (Anadón, 1983; Agustí *et al.*, 1988; Anadón *et al.*, 1989) describen la secuencia de Ribesalbes, la secuencia inferior de la Cuenca de Ribesalbes-Alcora, con un espesor próximo a los 600 m, y que aflora en Ribesalbes (Figura. 3.29 y 3.30). Reconocen cinco unidades principales que, de muro a techo son:

- La parte inferior consiste en un cuerpo conglomerático aluvial con unos 300 m de espesor, con clastos heterométricos y angulosos, y con algunas intercalaciones de areniscas, limos y arcillas. (3 en Figura. 4.3.29 y a en Figura 4.3.30).
- Sobre estos conglomerados se encuentran calizas lacustres con un espesor próximo a los 100 m. Consisten en dolomías, calizas y margas finamente laminadas y muy ricas en materia orgánica (oil-shales). (4 en Figura. 4.3.29 y b en Figura. 4.3.30).

- Sobre estas facies se encuentra un tramo predominantemente margoso de unos 90 m de espesor. Consiste en margas amarillentas y grises con capas de dolomías y areniscas intercaladas. Cerca de Araya, al norte de Ribesalbes, en una secuencia margosa asimilable a esta unidad se han encontrado mamíferos atribuidos a la biozona MN 4 de Mein (1975) que representaría un Aragoniense medio (Mioceno medio) (Agustí *et al.*, 1988). (5 en Figura. 4.3.29 y c en Figura. 4.3.30).
- A continuación se encuentra un olistostroma que, con un espesor de unos 70 m, consiste en grandes bloques de rocas carbonáticas mesozoicas, cada uno de ellos de varios metros de espesor. (6 en Figura. 4.3.29 y d en Figura. 4.3.30).
- La parte superior consiste en calizas micríticas, con estratificación fina y laminadas, con un espesor de 20 m, y que contienen gasterópodos y charófitas. (7 en Figura. 4.3.29 y e en Figura. 4.3.30).

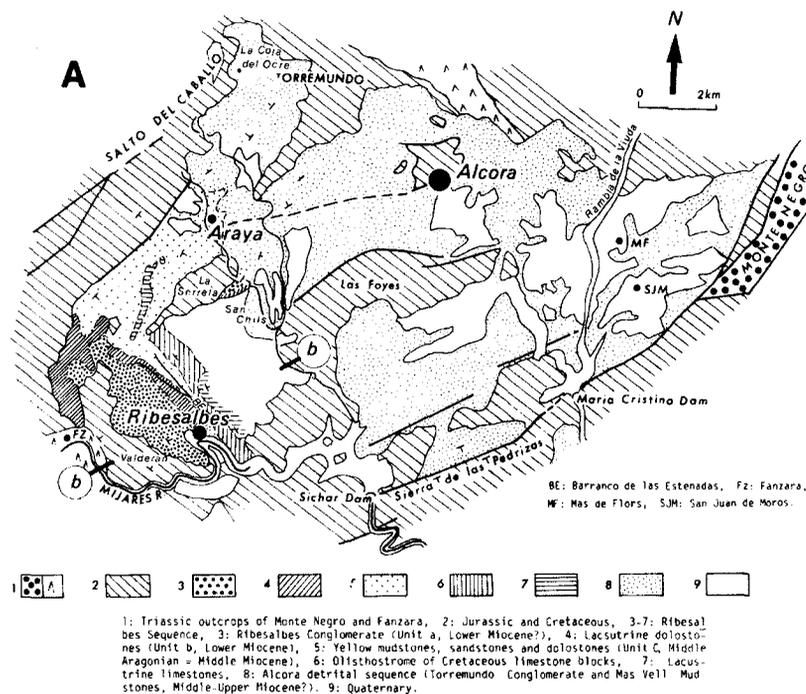


Figura. 4.3.29.- Mapa geológico esquemático de la Cuenca de Ribesalbes – Alcora. Según Anadón et al. (1990), modificada de Agustí et al. (1988).

La secuencia superior de la cuenca de Ribesalbes-Alcora (8 en la Figura. 4.3.29), no representada en la Figura.4.3.28 (secuencia de Alcora en Anadón y Moissenet, 1996), consiste en depósitos aluviales de hasta 200 m de espesor. En el centro de la cuenca estos depósitos se sitúan concordantemente sobre los de la secuencia inferior (Ribesalbes) mientras que hacia el NW de la cuenca las capas superiores de esta secuencia se sitúan en onlap sobre el Mesozoico. Paleogeográficamente se observa un paso desde facies conglomeráticas, con intercalaciones de capas de areniscas y margas en el NW de la cuenca, a una secuencia dominada por las margas rojas hacia el SE de la cuenca. Su edad probable es Mioceno medio y superior (Anadón y Moissenet, 1996).

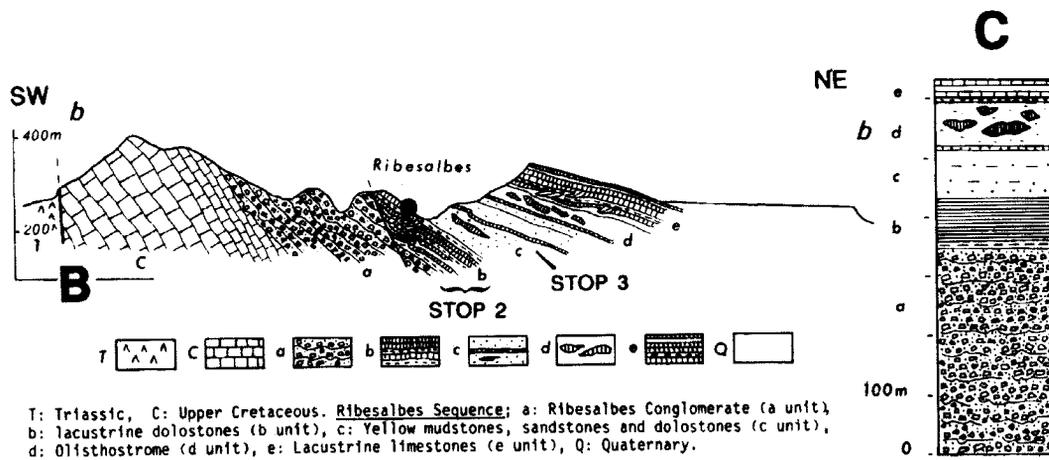


Figura. 4.3.30.- Corte geológico y columna estratigráfica sintética de la secuencia miocena de Ribesalbes. Según Anadón et al. (1990).

3.2.7.- Cuaternario

El Cuaternario recubre áreas relativamente extensas de las depresiones del Baix Maestrat (ver Figura. 4.1.4 para una visión rápida). En la Figura. 4.3.31, de Sanjaume et al. (1996) se representa un esquema geomorfológico con los principales ambientes sedimentarios recientes. En el área de la Plana de Castellón se registran espesores que varían de 218 m hasta 16 m, a partir de los sondeos realizados por el IGME en 1974. Cabra (en Barnolas *et al.*, 1985) y antes Goy (1978) dividen los depósitos cuaternarios de esta zona en tres categorías:

- Depósitos continentales
- Depósitos mixtos
- Depósitos marinos.

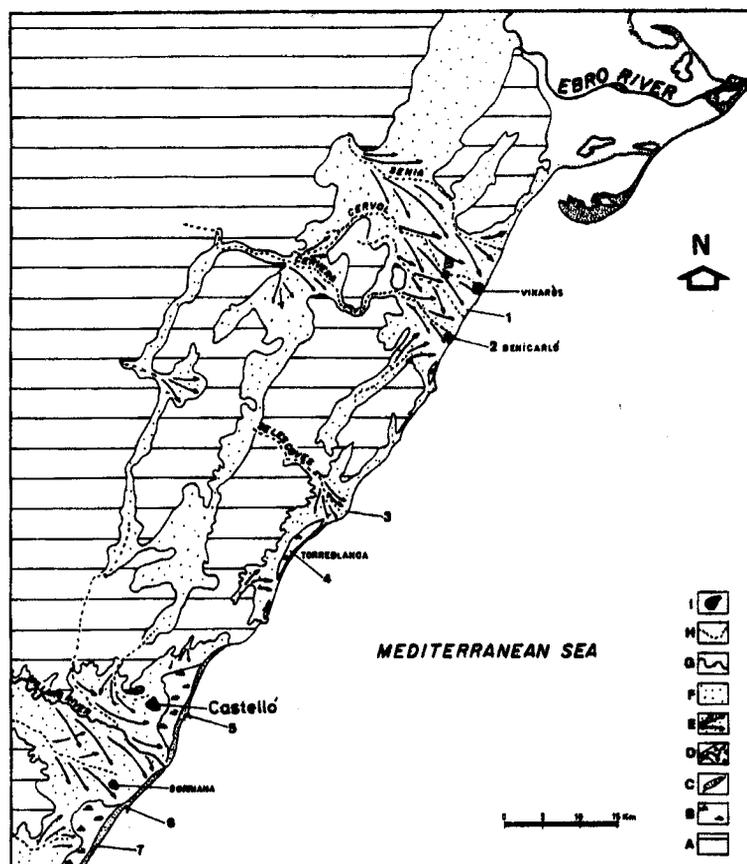


Figura. 4.3.31.- Esquema geomorfológico del Bajo Maestrazgo. A, montañas. B, marjales. C, playas barrera. D, llanuras de inundación. E, abanicos aluviales. F, llanuras costeras. G, ríos. H, cursos efímeros. I, poblaciones. Según Sanjaume et al. (1996).

Manteniendo la terminología de estos autores, los depósitos continentales se pueden agrupar en las siguientes categorías:

- Depósitos de vertiente, situados al pie de los escarpes estructurales (glacis, abanicos aluviales, mantos de arroyada, conos de deyección, coluviones).
- Depósitos ligados a los cursos fluviales (aluvial, fondos de rambla, terrazas).

Entre los depósitos mixtos (marino – continentales) reconoce dos tipos diferentes a los que añadimos las turberas que se incluía en los depósitos continentales, y los abanicos deltáicos:

- Depósitos de limos de albufera. Limos negros de la colmatación de albuferas limitadas por cordones litorales.
- Turberas. Depósitos de turba en lagunas delimitadas por un cordón litoral de cantos.
- Depósitos de limos grises. En general limitan los bordes de los depósitos continentales (glacis, abanicos aluviales, llanura aluvial) y los depósitos mixtos (albufera y turbera). Estos limos grises corresponden al lavado de los depósitos continentales favorecido por la pendiente (Goy, 1978, López –Buendía, 1995).
- Abanicos deltáicos. Los datos de Roselló (1963) indican una potencia de 150 m. en el caso de la desembocadura del río Millares, más de 120 m en el río Belcaire (Goy, 1978) y de 60 a 100 m en el Palancia (Goy, 1978; Segura, 1995). En la zona norte se encuentra situado el abanico del río San Miguel. Estos abanicos deltaicos se generan como resultado de la gran cantidad de aportes que recibe el mar procedentes del río, y que este no puede redistribuir.

En cuanto a los depósitos marinos se reconocen:

- Cordón litoral actual, constituido básicamente de cantos. Anterior al desarrollo de este cordón litoral existió un cordón litoral cementado, que se encuentra sumergido en algunas zonas del área de Oropesa – Torreblanca (Segura, 1995) y Castellón de la Plana (Rey *et al.*, 1999)
- Terrazas marinas situadas en el área de Oropesa – Torreblanca, (Segura *et al.*, 1993). Goy (1978) describió terrazas fluvio-marinas en el área de desembocadura del Belcaire.
- Dunas litorales que se observan en el área de Torre de Sal (Sanjaume, 1987), también se describen en el área del Grao de Castellón, y desde la playa de Almenara hasta casi la desembocadura del río Palancia.
- Playas. En la zona norte están constituidas por arenas, mientras en el área meridional las playas están formadas de cantos procedentes de los cursos fluviales.

4.3.3. Estructura geológica

4.3.3.1. Marco estructural y descripción del área de estudio

El área estudiada se sitúa en la parte sur de la zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana. Ambas cordilleras se han interpretado como orógenos intraplaca desarrollados en el Terciario en relación con la inversión de las cuencas mesozoicas. La **Cordillera Ibérica** se caracteriza por el desarrollo de sistemas de pliegues y cabalgamientos en la cobertera, despegados a nivel del Muschelkalk medio y Keuper. Presentan una orientación dominante NW-SE, con vergencia preferente al NE en las zonas adyacentes a la Cuenca del Ebro y al SW en la zona de contacto con la Cuenca del Tajo. El Paleozoico está implicado en la estructura de la cadena, habiendo sido interpretado como un *duplex* alpino desarrollado sobre un nivel de despegue en la corteza media y cuyo techo estaría constituido por el nivel de despegue triásico de la cobertera. Algunas de las fallas mayores que afectan al basamento son de orientación NW-SE y pueden presentar cierta componente alpina diestra en su movimiento. Estas fallas probablemente están relacionadas con las fallas responsables del control estructural de las cuencas mesozoicas y que han sido invertidas en el alpino (Salas *et al.*, 2001). La **Cordillera Costero Catalana** tiene una orientación media NE. Se caracteriza por el relevo de grandes bloques de basamento con cobertera triásico-cretácica no despegada, que cabalgan sobre el paleógeno de la Cuenca del Ebro. Estos cabalgamientos se producen a favor de fallas inversas de vergencia NW formadas en relación con movimientos transpresivos sinistros a lo largo de fallas de orientación NE, dominantes en este sector. En la **Zona de enlace** se produce la conexión entre estas dos cordilleras mediante un sistema de pliegues y cabalgamientos arqueado de orientación media E-W y vergencia dominante al N. Este sistema se ha interpretado como el resultado de la inversión durante el Terciario de la cuenca del Maestrazgo, que despega en las evaporitas del Muschelkalk medio y Keuper. La estimación del acortamiento cortical asociado a este sistema de pliegues y cabalgamientos es del orden de 15 km (Figuras. 4.3.32 y 4.3.33).

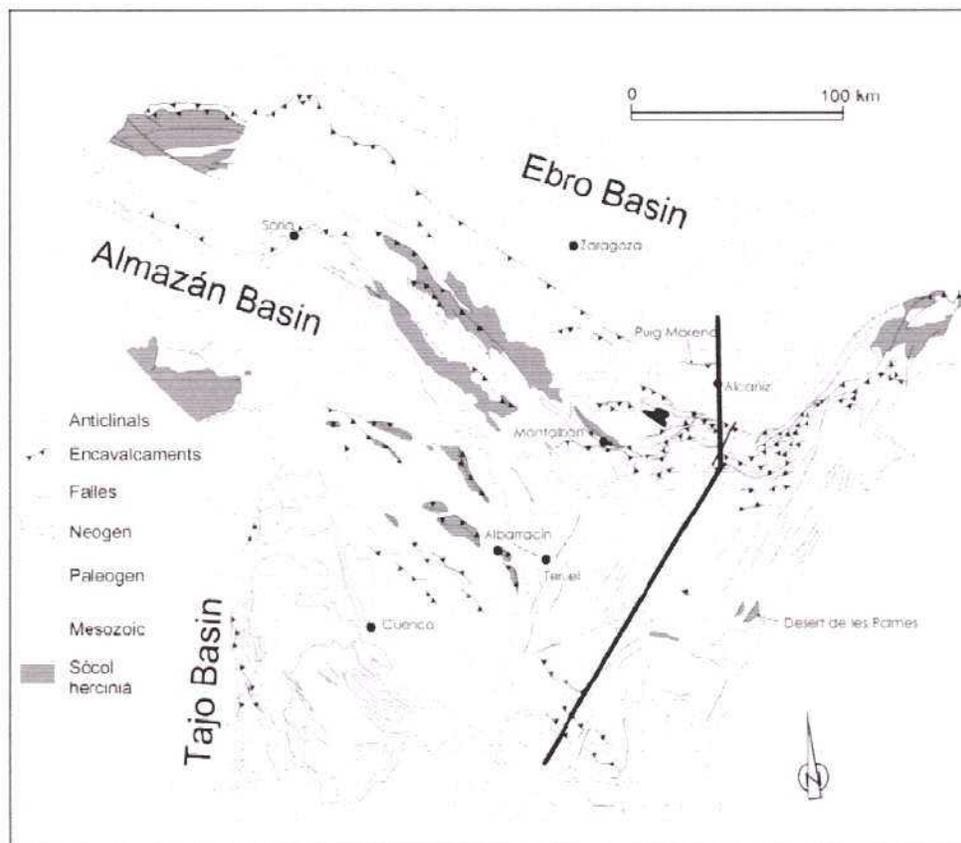


Figura. 4.3.32.- Esquema estructural del sector oriental de la cordillera ibérica (Salas *et al.* 2001). Se indica la posición del corte de la Figura. 4.3.33.

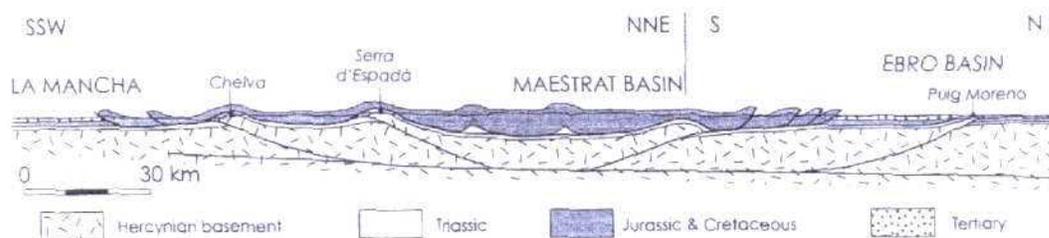


Figura. 4.3.33.- Corte general de la Cordillera Ibérica según Salas *et al.* (2001).

Inmediatamente al S de este arco de pliegues y cabalgamientos se sitúa la zona de estudio, la cual corresponde a lo que Canérot (1974) denominó como zona **'oriental fallada'** y zona **'central subtabular'**. Se caracteriza por una potente serie mesozoica —estimada en unos 5800 m— perteneciente a la cubeta del Maestrazgo, que se encuentra afectada por un débil plegamiento y una intensa fracturación. El sistema dominante de fracturación en la zona oriental y meridional es de orientación NE a NNE y controla la orientación de la línea de costa. Hacia el sector central del Maestrazgo la fracturación E-W es más patente, habiendo sido interpretada en relación con accidentes de zócalo con esta orientación. La tesis doctoral de Canérot (1974) incluye numerosos cortes geológicos a lo largo de toda la zona de estudio, que no son incluidos aquí por su elevado número por lo que remitimos directamente al trabajo original.

Los límites principales de la zona de estudio son los siguientes:

- **Arco de pliegues y cabalgamientos de Beceite-Portalrubio y rambla de Vinaròs** por el norte. El Arco de pliegues y cabalgamientos de Beceite-Portalrubio se desarrolla como estructura de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Cordilera Costero-Catalana. Presenta una geometría arqueada, con orientación media E-W y vergencia principal al N. Las estructuras giran a dirección NW al avanzar hacia el oeste, enlazando con las estructuras ibéricas. En su zona meridional –tránsito al sector subtabular central de Canerot (1974)-son frecuentes los desarrollos anastomosados de pliegues y fallas inversas, con dobles vergencias. En este sector los pliegues son principalmente de tipo encofrado, especialmente al afectar a las series bien estratificadas del Malm superior y Cretácico inferior, y de tipo concéntrico al afectar a las series más masivas del Jurásico (Guimerà, en Barnolas *et al.*, 1985).
- **Anticlinal de Bobalar y polje de Vistabella** al oeste. El anticlinal de Bobalar presenta una orientación N-S y morfología encofrada con vergencia principal al E. Se releva hacia el oeste con un anticlinal de eje curvo, con orientación NW-SE a N-S. En su núcleo afloran las calizas del Dogger-Malm. Su orientación es anómala respecto a las direcciones principales de las estructuras en este sector. Esto ha sido interpretado por Salas *et al.* (2001) como la consecuencia de la existencia de una rampa oblicua en el cabalgamiento de Mirambell-Mosqueruela, desarrollado al oeste de la zona de estudio. Este sistema de cabalgamiento-rampa se continúa, dentro ya de la zona de estudio, en la Falla del Turmell, estructura que estudiaremos más adelante.
El **polje de Vistabella** es una depresión alargada de origen kárstico que se desarrolla en los carbonatos cenomanienses siguiendo la orientación NE dominante en la estructura en este sector.
- **Alineación triásica de Lucena del Cid y Macizo del desierto de las Palmas** por el sur. La estructura de este borde sur está caracterizada por afloramientos triásicos alargados en dirección NW, sobre los que está despegada la serie Jurásico-Cretácica según un contacto de tipo sustractivo (Guimerà, en Barnolas *et al.*, 1985). La serie jurásico-cretácica está afectada por fallas NW a E-W y fallas NE, ambas de escala hectométrica a kilométrica y juego principal normal. Algunas de estas fallas presentan geometría lítrica. El carácter sustractivo del contacto ha sido interpretado como ligado principalmente a la existencia de una discordancia de los materiales del Cretácico inferior (Michel, 1974), ya que, según Guimerà (en Barnolas *et al.* 1985) la geometría de las fallas vistas no podría acomodar una extensión tan importante como la que se desprendería de considerar esa sustracción como debida a la extensión. La estructura del Muschelkalk medio-Keuper ha sido interpretada como de tipo diapírico por Canerot (1974) y Simón Gómez (1984). Esta interpretación no es aceptada por otros autores (entre ellos Guimerà, en Barnolas *et al.*, 1985).
El Macizo del **Desierto de las Palmas** responde a un domo de orientación WNW que ha sido cortado por fallas NE con movimiento sinistro (Canerot, 1974). En su núcleo, siguiendo tres alineaciones de orientación NE, afloran materiales paleozoicos de tipo turbidítico y probable edad Carbonífero inferior. Su deformación varisca ha sido estudiada por Simón Gómez (1986). Este autor encuentra una primera foliación varisca asociada a pliegues muy tendidos o acostados que en su posición actual presentan ejes de orientación media NE y vergencia SE. En los flancos de estos pliegues suele producirse boudinage plástico de las capas grauváquicas. Deformando a estos pliegues aparecen otros sistemas de pliegues variscos con foliación de crenulación asociada. Los primeros en el tiempo presentan una orientación ENE con ligero o nulo engrosamiento de charnela, mientras que los más tardíos presentan una orientación N a NNW y vergencia al SW. El Paleozoico aparece recubierto en discordancia angular por una serie triásica poco potente, frecuentemente reducida al Buntsandstein y Muschelkalk. A techo de la misma, y sobre una superficie de despegue frecuentemente subrayada por una brecha interpretada como tectónica por Canerot (1974), se encuentra el Jurásico superior-Cretácico inferior. Estos

materiales están plegados, presentando en ocasiones en la zona de contacto con los afloramientos paleozoicos buzamientos muy elevados, incluso verticales, lo que contrasta con lo que ocurre en el sector central del Maestrazgo. La existencia de este macizo de núcleo Paleozoico ha sido explicada como debida a la exhumación de un núcleo anticlinal de orientación ibérica (Canerot, 1974). Para Simón Gómez (1984) esta fuerte exhumación es debida al levantamiento de este anticlinal como consecuencia del juego normal de las fracturas NNE y ENE durante la distensión neógena. Interpreta más de 1000 m de salto para alguna estas fallas, que llegan a poner en contacto el Paleozoico con el Cretácico inferior en el área de Villafamés

En la zona de trabajo aflora principalmente la serie del Jurásico superior – Cretácico inferior. Esta serie presenta una forma general de cuña con los máximos espesores desarrollados en la parte norte N, inmediatamente al S de la falla del Turmell (Salas *et al.*, 2001) (Figura. 4.3.34 y 4.3.35). La potencia disminuye hacia el S, siendo especialmente patente esta reducción en el tramo Valanginiense-Barremiense. Hacia el sur aflora el Cretácico superior en un área arqueada que se extiende con orientación media E-W entre Benasal y Albocácer. El Jurásico aflora principalmente en dos alineaciones de orientación media WNW, la alineación de Tirig-Irta al norte y la de Vistabella del Maestrazgo-Villanueva de Alcolea al S. En el núcleo de esta última llega a aflorar el Muschelkalk medio. Entre esta alineación y la alineación triásica meridional de Lucena del Cid aflora el Cretácico Inferior de Peña Golosa dando fuertes relieves en cuesta. Este patrón de afloramiento responde a estructuras de plegamiento laxas que se hacen más apretadas y marcadas hacia el sur al tiempo que disminuye la potencia de la serie. La visión de estos pliegues está distorsionada porque se encuentran cortados por dos importantes sistemas cartográficos de fallas de orientación WNW-ESE y NE.

Como ya hemos indicado, en el núcleo de la alineación Jurásica de Vistabella del Maestrazgo-Villanueva de Alcolea aflora la serie del Muschelkalk medio-Keuper. Estos materiales presentan una estructura general en domo profundamente fallado. Reposando sobre esta serie triásica se encuentran las calizas Oxfordienses y Kimmeridgienses apoyadas sobre una brecha de espesor variable que ha sido interpretada como tectónica por Canerot (1974). Este rasgo, junto con la frecuente ausencia del Keuper y de parte del Jurásico, han sido interpretados como una muestra de la existencia de un despegue tectónico de la serie Jurásico-Cretácico sobre el Triásico en este sector, aunque el significado real de este contacto sustractivo y de las brechas asociadas dista de estar bien comprendido.

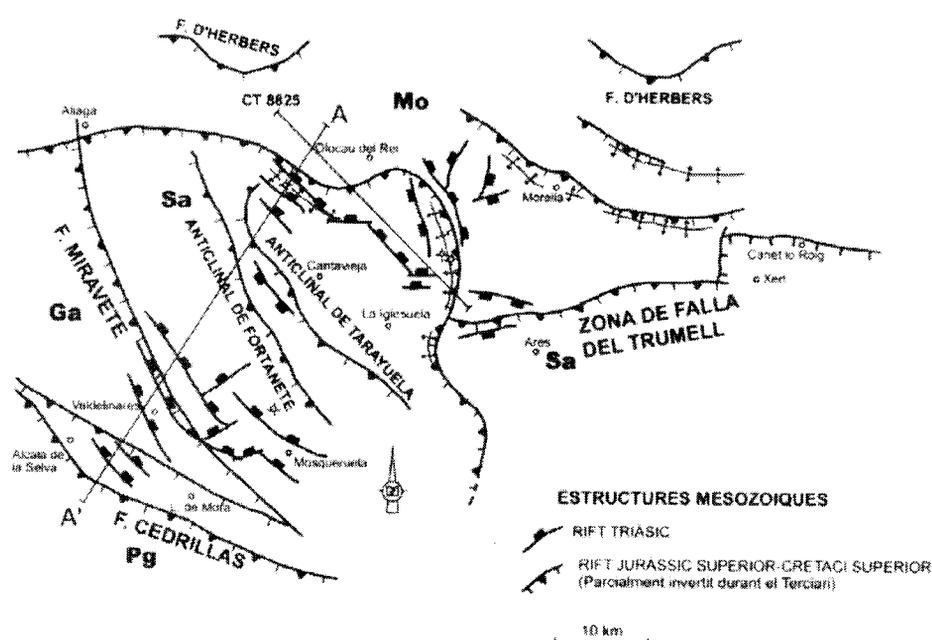


Figura. 4.3.34.- Esquema estructural de la zona de falla del Turmell (Nadal, 2001).

La **Falla del Turmell** (también mencionada en la literatura como accidente de Ares-Irta) es una falla normal, con bloque hundido al sur, que se extiende con orientación E-W en la parte norte del sector estudiado (Figura. 4.3.34). Está escalonada en dos tramos por una falla N-S que separa el sector de Ares al W del sector de Xert al E. Como ya se ha indicado anteriormente, las máximas potencias de la serie Jurásico superior-Cretácico inferior se desarrollan inmediatamente al S de la misma, lo que ha llevado a Salas *et al.* (1997, 2001) a interpretarla como la falla que limitó por el norte lo que ellos denominan como subcuenca de Salzedella. A partir de datos de líneas sísmicas estos autores, así como González *et al.* (1994) y Guimerá *et al.* (1996), interpretan que el segmento de Ares de la falla del Turmell puede estar parcialmente invertido y que puede estar controlado por la estructura del basamento paleozoico. Sin embargo no han encontrado evidencias en superficie de esta inversión.

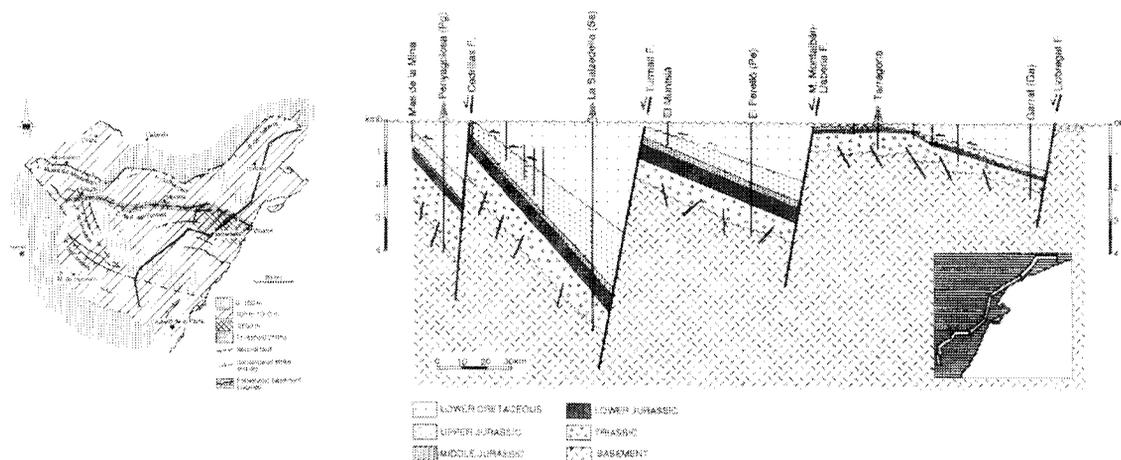


Figura. 4.3.35.- Corte restituido de las cuencas del Maestrazgo y el Garraf, mostrando las principales subcuencas y las zonas de falla. El datum se ha situado en la discordancia del Albiense superior (Salas *et al.*, 2001).

El afloramiento de la serie mesozoica aparece compartimentado hacia la costa por el desarrollo del **sistema de grabens y semigrabens del Maestrazgo oriental** (Figura. 4.1.4). Este sistema ha sido estudiado por Anadón y Moissenet (1996) desde un punto de vista sedimentario y por Simón Gómez (1984) desde el punto de vista estructural. El sistema de *grabens* y *semigrabens* está asociado a sedimentos neógenos continentales. Sus límites los constituyen fallas extensionales de orientación NE a NNE que cortan los depósitos del Mioceno inferior y limitan el desarrollo de los sedimentos del Plioceno-Pleistoceno. En relación con los sedimentos Plioceno-Pleistocenos se han descrito deformaciones que datarían probablemente los últimos movimientos de estas fosas (Simón Gómez, 1984). Las fosas, por otra parte, están probablemente reactivando *semigrabens* del Oligoceno superior-Mioceno inferior (Simón Gómez, 1984; Anadón y Moissenet, 1996). La secuencia neógena de relleno puede indicar, según este último autor, bien una disminución en el movimiento de las fallas y/o en la erosión de los relieves colindantes o bien, menos probablemente, el desarrollo de un mecanismo de *back faulting*.

De oeste a este encontramos las siguientes fosas (Figura. 4.1.5):

- **Fosas de Catí y Adzaneta**, que constituyen la prolongación del escalón topográfico y estructural de Tortosa-Onda.
- **Fosas de Tirig, Albocácer y Rambla de la Viuda.**
- **Fosas de San Mateo y Cuevas de Vinromá**, también conocida como fosa media (Canerot, 1974).
- **Semigraben de Villafamés:** Depresión alargada en dirección ESE, limitada meridionalmente por una falla interpretada como Pliocena (Simón Gómez, 1984), pero no se observa falla en su borde norte. La polaridad de sus facies es hacia el norte, conectando

con los depósitos de la rambla de la Viuda. Se han descrito fallas ESE, N-S y E-W afectando a depósitos Pliocenos (Simón Gómez, 1984).

- **Fosas de Alcalá de Chivert y Ametler**, que enlazan respectivamente hacia el norte y hacia el sur con los llanos costeros de Benicarló-Vinaroz y Torreblanca-Oropesa.
- **Línea de fractura de Alcocéber**: condiciona la posición actual de la línea de costa.

Simón Gómez (1984) (Figuras. 4.3.36 y 4.3.37), interpreta estas fosas como *semigrabens* delimitados por una familia de fallas sintéticas de orientación NNE a NE. Muchas de las fosas están limitadas por fallas únicamente en uno de sus márgenes. Estas pueden acumular saltos que pueden alcanzar varios centenares de metros, y han sido citados movimientos en tijera en las mismas así como cierta componente direccional en su movimiento. En la Fosa de Cuevas de Vinroma se han citado desplazamientos acumulados en la familia de fallas del borde occidental del orden de 300 m de salto en el sector septentrional y 700 m de salto en el meridional; en el borde este se han citado 400 m de salto al norte y menos de 100 al sur. En la Fosa de Alcalá de Chivert el salto en el borde oeste se considera máximo a la altura de la carretera de Vinromá (150 m) y disminuye progresivamente hacia el norte. El borde oriental acentúa su salto hacia el norte llegando a alcanzar 400 m en Santa Magdalena de Pulpis (Simón Gómez 1984). El borde de las fosas presenta generalmente orientaciones más norteadas que las fallas que las limitan debido a la existencia de frecuentes relevos de fallas, adoptando en ocasiones una disposición en *echelon* (borde oriental de Cuevas de Vinromá). Las fosas son interrumpidas localmente por accidentes E a SE.

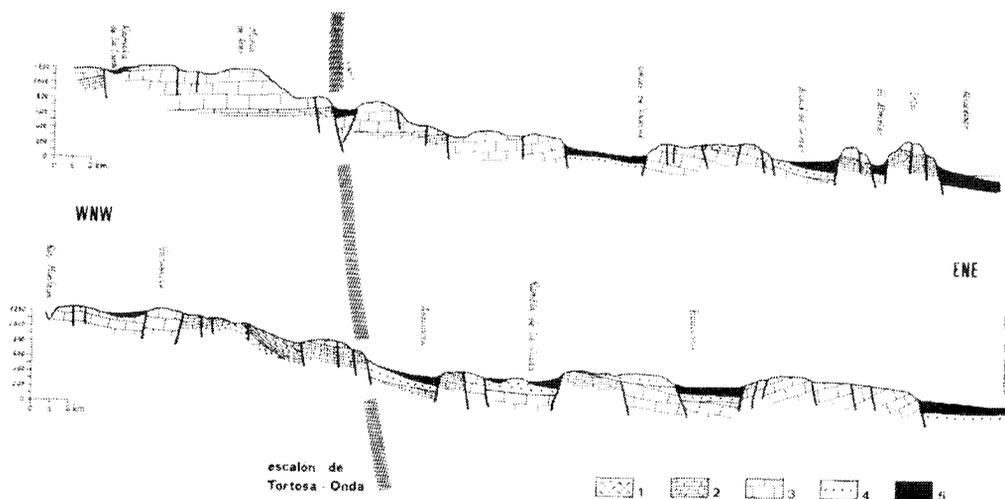


Figura. 4.3.36.- Cortes esquemáticos a través de las fosas del Maestrazgo según Simón Gómez (1984). 1: Triásico. 2: Jurásico. 3: Cretácico. 4: Mio-Plioceno. 5: Plio-Cuaternario.

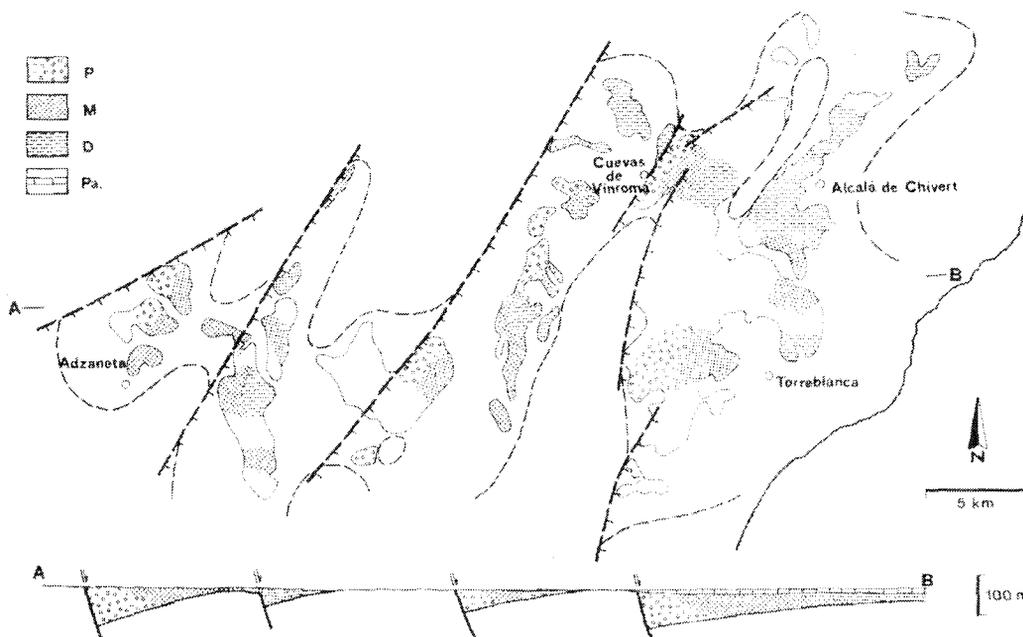


Figura. 4.3.37.- Sistema de semigrabens miocenos del Maestrazgo, según Simón (1984). P: facies proximales. D: Facies distales. Pa: facies Páramo. La línea discontinua representa el límite probable de las cuencas.

4.3.3.2. Fracturación a escala cartográfica y de afloramiento

Los eventos principales a tener en cuenta en la evolución de la fracturación en este área son:

- Extensión mesozoica, especialmente en el Cretácico inferior-medio, con formación de cuencas y posible circulación de fluidos hidrotermales.
- Compresión paleógena. Inversión de cuencas y desarrollo de pliegues y cabalgamientos así como de fracturación a distintas escalas.
- Extensión neógena ligada a la extensión del margen mediterráneo y apertura del Golfo de Valencia.

La fracturación desarrollada en estos eventos está al menos en parte condicionada por las discontinuidades previas (ver apartado 4.7). Estas se generaron bien durante la compresión varisca, bien durante la deformación tardivarisca y triásica, con el desarrollo de los grandes desgarres tardivariscos y de las cuencas triásicas.

En el sector considerado no existen estudios de detalle del patrón de la fracturación a escala cartográfica ni de su relación con el sistema desarrollado a escala de afloramiento. Únicamente podemos reseñar aquí el estudio microestructural y de las fosas litorales realizado por Simón Gómez (1984) y los rasgos generales mostrados por Guimerá (en Barnolas *et al.* 1985).

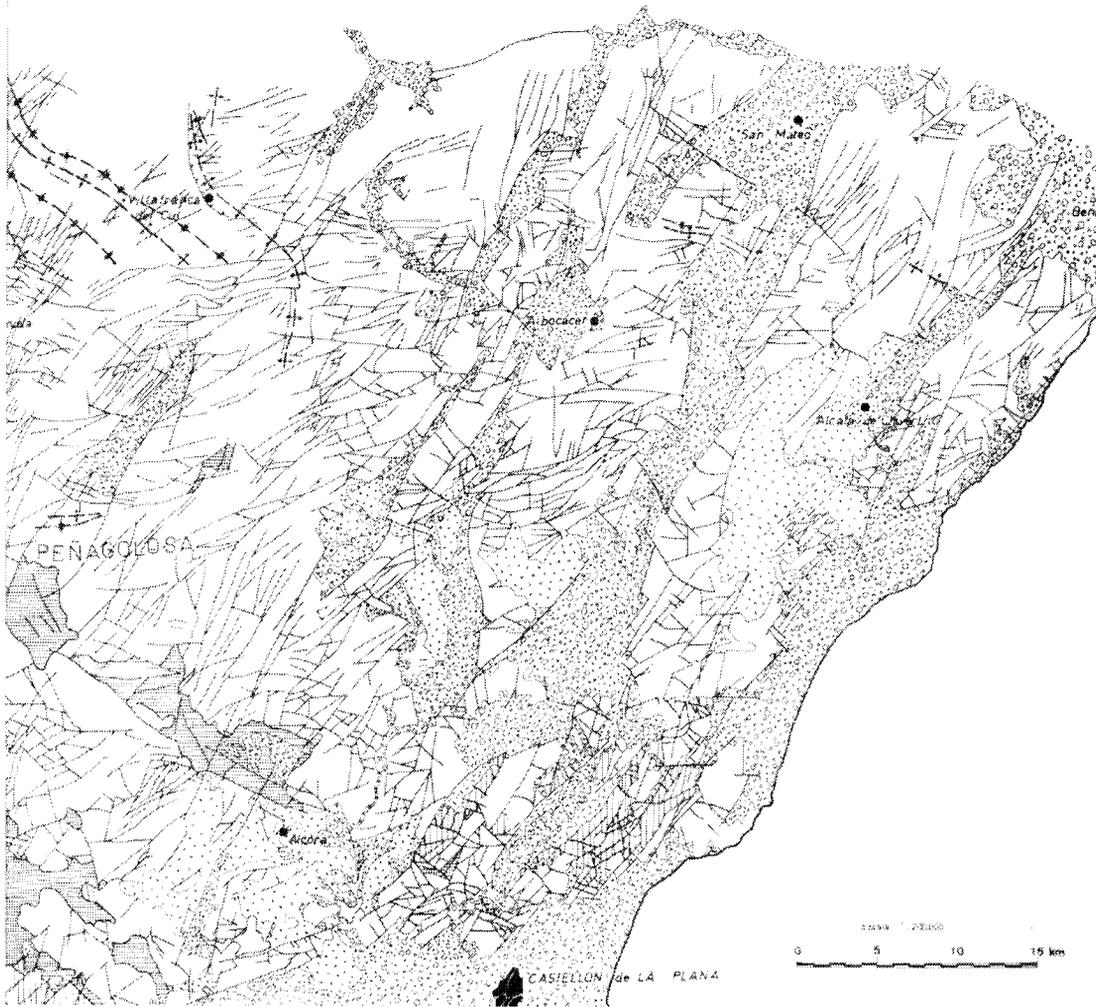


Figura. 4.3.36.- Fracturación del sector estudiado (modificado de Simón Gómez, 1984).

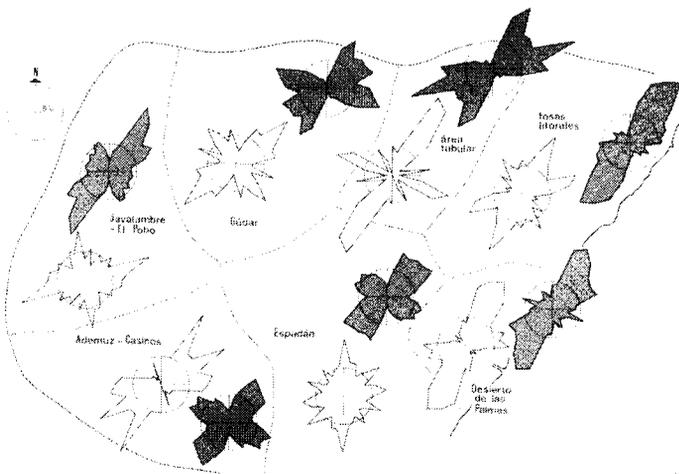


Figura. 4.3.37.- Diagramas de frecuencia de la fracturación a escala macro- (trama oscura) y microestructural (en blanco) en el sector oriental de la Cordillera Ibérica (Simón Gómez, 1984).

Las etapas principales de evolución para este área deducidas por Simón Gómez (1984) son:

- **Compresión C1:** sin manifestaciones macroestructurales en este área. Se asocia a una dirección de compresión \square_1 E- ESE que generó dos familias de fallas con movimiento direccional (ENE dextras y ESE sinistras -SE en el Macizo de las Palmas). Su edad ha sido estimada por correlación con otras áreas como del tránsito Eoceno-Oligoceno.
- **Compresión C2:** dirección de compresión \square_1 NE. Se generan las principales macroestructuras y la familia NNE a NE de desgarres diestros. La familia ENE generada en C1 se reactiva como siniestra. Esta compresión muestra cierta variabilidad de orientaciones de unas estaciones a otras, lo que puede evidenciar quizás la existencia de rotaciones diferenciales de bloques. Edad Oligoceno y tránsito Oligoceno-Mioceno.
- **Compresión C3:** define una dirección de acortamiento \square_1 SSE que gira hacia N-S. Reactivó las fallas SE y neofормó fallas SSE. Al girar el eje de compresión reactivó las SSE como diestras y las NNE como sinistras. Edad Mioceno inferior
- **Distensión D1:** con dirección de extensión \square_3 entre E-W y ESE. Reactiva los sistemas de fallas heredadas de la compresión - especialmente las NNE- como normales con componente direccional (N, NNE y ENE) y produce una 'revolución' morfoestructural. Genera la Cuenca de Valencia, que hunde una parte de la cadena ibérica bajo el mar. Se desarrollan también en el área del Maestrazgo semigrábenes, formados al pie de fallas sintéticas en graderio, que hacen de enlace con la zona emergida. También se genera alguna fosa de dirección ibérica. Edad Vindoboniense.
- **Distensión D2:** Distensión radial. Genera las fosas litorales, asimétricas, reactivando todas las fallas preexistentes como normales. Su impulso principal se produce al inicio del Plioceno. Hunde de nuevo las depresiones generadas en fases anteriores.

Para Guimera (en Barnolas *et al.*, 1985) sin embargo, las distintas direcciones de compresión obtenidas son fruto de un único proceso a escala de placa, marcado por una compresión N-S que daría lugar al juego sinistro-inverso de las fallas NE e inverso-diestro de las NW y al resto de macroestructuras con sus microestructuras asociadas como estructuras secundarias debidas a los problemas de espacio generadas por el movimiento simultáneo de las dos familias de desgarre.

4.3.3.3. Interpretación de la estructura (ver además apartado 4.7)

La deformación compresiva del área ha sido explicada por diversos autores (por ejemplo Salas *et al.*, 2001) como el resultado de la inversión de la cuenca del Maestrazgo (subcuenca de Salzedella) durante la compresión terciaria. En este proceso se desarrollan cinturones de pliegues y cabalgamientos en la cobertera mesozoica que está despegada del sustrato en los niveles plásticos del Murchelkalk medio. Estos sistemas de cabalgamiento entroncan en el nivel de despegue triásico y se enraizan finalmente dentro del basamento controlando el desarrollo de rampas anticlinales más internas que involucran al basamento (Figura. 4.3.33). En el margen norte (zona de enlace de la C. Ibérica y C. Costero Catalana) se desarrollan cabalgamientos y pliegues con vergencia dominante N, con un desplazamiento horizontal estimado por estos autores para cada lámina cabalgante de entre 1 y 10 km. En este sector no se observan afloramientos de basamento varisco aunque, según estos autores, datos de campo, perfiles sísmicos y sondeos petrolíferos muestran que el sistema de cabalgamientos enraiza en el paleozoico dando lugar a una rampa de basamento que en la cobertera mesozoica no se refleja, al permanecer esta subhorizontal (Guimerà, 1988). Al avanzar hacia el sur, hacia el depocentro Jurásico superior-Cretácico inferior de la cuenca del Maestrat, los cabalgamientos pierden importancia al tiempo que la vergencia de los pliegues pierde definición. En este sector el rasgo dominante de la estructura es la fracturación que ha jugado en distintos eventos. En el borde sur del Maestrazgo se desarrollan nuevos sistemas de pliegues y cabalgamientos, continuación de los desarrollados en la Cordillera Ibérica, que muestran vergencia meridional y que involucran al basamento, el cual aflora en el Macizo del Desierto de las Palmas y Sierra del Espadán.

La potencia máxima de serie mesozoica involucrada en la cuenca del Maestrazgo (subcuenca de Salzedella) según estos autores es de 5,8 km. Interpretan que la potente serie Pérmico terminal-Hettangiense se depositó en cuencas limitadas por fallas normales NW-SE de alto ángulo que provocan desplazamientos en el basamento que pueden superar 1 km de salto (Figuras. 4.3.16 y 4.3.35). La elevada subsidencia diferencial producida en relación con el movimiento de estas fallas sería responsable de la gran variabilidad de potencia de las evaporitas triásicas. La reestructuración Jurásico Superior-Cretácico inferior dio lugar al desarrollo de fallas lítricas NW-SE con buzamiento al S que delimitaron 4 bloques principales en el Maestrazgo-Cordillera Costero Catalana. Estas fallas lítricas entroncan o bien en los niveles plásticos triásicos cuando estos son potentes o bien en un nivel de despegue intrapaleozoico (Roca et al 1994). El depocentro de la cuenca se sitúa en el sector de Salzedella durante el Jurásico superior-Albiense medio.

En relación con la apertura del Mediterráneo occidental y el desarrollo del surco de Valencia se produjo en la zona una notable extensión que dio lugar al desarrollo del sistema de grábenes y semigrábenes del Maestrazgo oriental, que compartimentan la cuenca en escalones que descienden en graderio hacia la costa.

4.3.4. Estratigrafía mecánica e historia diagenética

En los últimos años diversos autores han avanzado en el estudio de los patrones de fracturación mediante la aplicación de los principios de la *estratigrafía mecánica*. Estos estudios están dirigidos a mejorar el conocimiento y la capacidad de predicción de flujos en sistemas acuíferos y/o reservorios petrolíferos fracturados.

La estratigrafía mecánica se basa en el hecho de que las propiedades mecánicas de las unidades estratigráficas ejercen un control sobre la arquitectura de la red de fracturación y esta a su vez, sobre la red de flujo de fluidos (ver por ejemplo Corbett *et al.*, 1987 y Underwood *et al.*, 2003). La estratigrafía mecánica es descrita por:

- 1) competencia de las diferentes unidades estratigráficas
- 2) espesor relativo de las unidades competentes
- 3) naturaleza de los interestratos entre estas capas y espesor de los mismos.

Las propiedades mecánicas de los distintos niveles condicionan la forma de propagarse y la continuidad de las fracturas. Esto determina a su vez la red de flujo, pudiendo producirse bien redes de flujo subsuperficiales muy tortuosas a favor de fracturas cortas e interestratos, o bien redes jerarquizadas a favor de fracturas que atraviesan múltiples niveles sedimentarios.

La terminación de las fracturas es controlada por la aparición de un nivel poco competente y/o por las características de la interfase mecánica, mientras que el espaciado de las interfases mecánicas (potencia de las unidades mecánicas) (Huang and Angelier, 1989) y la competencia de la roca (Gross et al, 1995) controlan la densidad de fracturación. Otro concepto de interés relacionado con esto es la existencia de *zonas de sombra de esfuerzos* (Lachenbruch, 1961; Nur 1982; Pollard y Segall, 1987; Gross et al. 1995) en áreas adyacentes a fracturas abiertas, delimitando zonas en las que se inhibe el crecimiento de nuevas fracturas (Pollard y Segall, 1987).

Un ejemplo de aplicación de los principios de la estratigrafía mecánica a un medio carbonatado poco deformado podemos encontrarlo en Underwood et al. (2003). Estos autores proponen un método de trabajo que permite aproximarse a la predicción de patrones de fracturas abiertas usando únicamente datos de estratigrafía sedimentaria.

Otro aspecto que puede ser de interés para los objetivos del proyecto es el estudiado por Shackleton et al. (2005). Estos autores postulan que las propiedades mecánicas de los distintos estratos van cambiando diferencialmente a lo largo de su historia geológica debido, entre otros factores, a

procesos diagenéticos. Estos procesos pueden alterar los contrastes de competencia entre los distintos niveles, de tal modo que distintas unidades mecánicas en un evento de fracturación pueden pasar a constituir una única unidad en otro evento de fracturación. Esto se traduciría en patrones de fracturación diferentes en los distintos eventos.

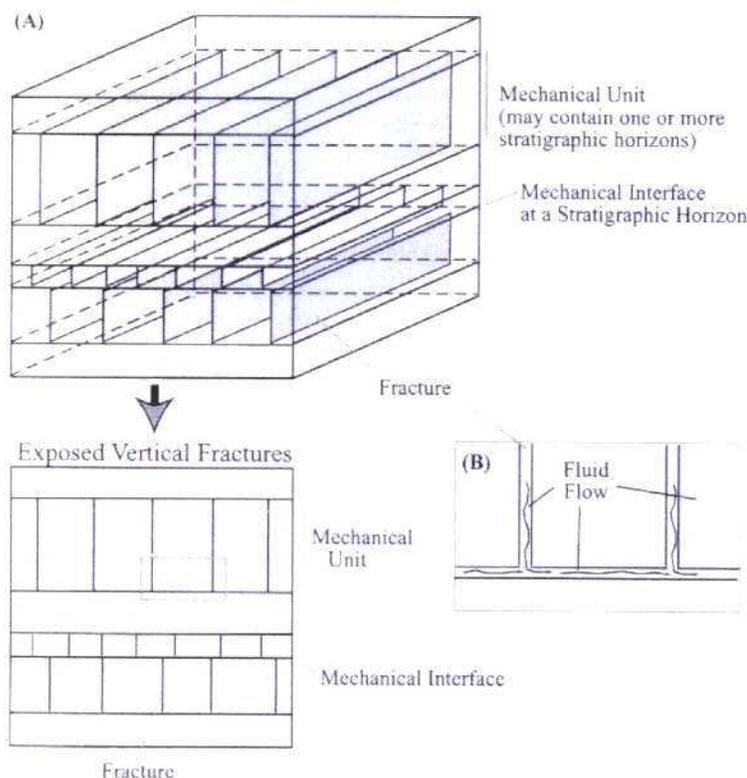


Figure 1. (A) Stratigraphic controls on fracture patterns. Fractures develop within mechanical units and abut mechanical interfaces (modified from Gross et al., 1995). Increased fracture density directly correlates with increased fracture porosity. Both effective porosity and effective permeability are highly dependent on the connectivity of the fracture network; therefore, increased fracture density does not necessarily lead to increased permeability. (B) Termination of vertical fractures can redirect the vertical component of flow to horizontal features, such as dissolutionally enlarged bedding planes. Laterally extensive horizontal high-permeability features are continuous up to 14 km (9 mi) based on hydrogeologic studies of the Silurian dolomite (Muldoon et al., 2001).

Figura. 4.3.38.- Controles estratigráficos sobre patrones de fracturación (Underwood *et al.*, 2003, modificado de Gross *et al.*, 1995).

El estudio diagenético desarrollado por Nadal (2001) en el área que nos ocupa, pone de manifiesto el importante papel que ha jugado la fracturación como vía de circulación de fluidos a lo largo de la historia geológica del almacén. Esta autora interpreta la existencia de tres eventos principales de dolomitización hidrotermal relacionados con discontinuidades geológicas y con fracturas. Los cuerpos dolomíticos diferenciables según su posición estratigráfica son: 1) dolomías que reemplazan a las calizas del techo de la formación Bovalar, que están relacionadas con fracturas y con la discontinuidad finiberrasiense; 2) Dolomías a techo de las Fms. Mas d'Ascla y Polpís y en la base de la Fm. Bovalar, relacionadas con fracturas y con el límite de secuencia J9-J10; y 3) Dolomías en el interior de la Fm. Bovalar, relacionadas con fracturas. Los fluidos dolomitizantes son, en origen, fluidos meteóricos que descienden por la red de fracturas hasta el nivel acuífero del Muschelkalk inferior, donde se reequilibran térmicamente. Estos fluidos ascienden posteriormente, mezclándose con las salmueras residuales al atravesar las evaporitas del Triásico y Lias, donde se produce el reequilibrio isotópico del fluido. El ascenso hacia superficie del fluido continúa rápido a favor de la red de fracturas. Al atravesar niveles permeables, este fluido actúa como agente dolomitizante. Esta autora identifica también un evento de desdolomitización que afecta a las dolomías del tránsito Jurásico-Cretácico.

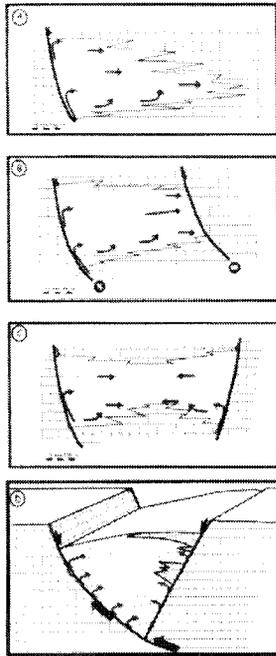


Figura. 4.3.39.- Relaciones geométricas entre fracturas, cuerpos dolomíticos y circulación de fluidos dolomitizantes. A. La circulación de fluidos tiene lugar a lo largo de la fractura y después aprovecha las zonas más permeables de la roca calcárea encajante. Los cuerpos dolomíticos pasan lateralmente de forma gradual a la roca calcárea encajante. B. La circulación de fluidos ha sido cortada por una fractura barrera, los cuerpos dolomíticos no pasan al otro bloque de la fractura. C. La circulación de los fluidos tiene lugar a lo largo de dos fracturas y después aprovecha las zonas más permeables de la roca calcárea encajante. D. Modelo integrado de A y C.

Los procesos diagenéticos sufridos por los sedimentos en facies Weald de las subcuencas occidentales del Maestrazgo han sido estudiados por Caja (2004), fuera ya de la zona de estudio. Por otra parte, Caja *et al.* (2003) estudian la cementación multifásica de fracturas en calizas jurásicas en el sector occidental de la subcuenca de Penyagolosa, en la parte meridional de la cuenca del Maestrazgo. Estos autores encuentran múltiples fases de cementos carbonatados controlados por fracturas: 1) el primer estadio de calcita se relaciona con el rifting sinsedimentario Jurásico-Cretácico inferior; 2) las últimas fases de calcita y dolomita en venas verticales se consideran hidrotermales e indican una mezcla de aguas salinas -posiblemente derivadas de las evaporitas triásicas y liásicas- con agua meteórica de circulación profunda y T^a más elevada que las rocas del entorno, relacionadas con la compresión alpina. Sus resultados, aunque dan pistas sobre lo que sucede en nuestro área, no pueden ser directamente trasladados debido a las diferencias de facies entre unos y otros dominios.

De acuerdo con todo esto, el reconocimiento de la arquitectura de la deformación en relación con la arquitectura sedimentaria y los procesos diagenéticos aporta una información de gran utilidad si se trata de modelar el flujo en un sistema acuífero.

4.4. Elaboración de la cartografía geológica continua. fase previa

Se ha realizado un análisis detallado de los mapas geológicos de la serie MAGNA que comprenden el área de estudio y sobre la que se plantea la realización de una cartografía geológica continua a partir de los mismos. Para ello se han utilizado los siguientes parámetros de análisis:

- case entre las diferentes hojas.

- correlación entre las diferentes unidades cartográficas definidas en las hojas MAGNA (comparación de leyendas de los mapas)
- correlación entre estas unidades cartográficas y las unidades litoestratigráficas definidas por los diferentes autores (estudios geológicos modernos)
- ajuste del mapa geológico a la base topográfica (antigua y nueva)
- densidad de información estructural (buzamientos)

El case entre hojas es un parámetro fácil y rápido de comprobar. Se observan algunos puntos conflictivos en los que no casan las unidades, pero en general hay una buena relación de case entre las hojas. Esto facilita la elaboración de un mapa geológico continuo a partir del MAGNA.

Los dos parámetros siguientes, inciden directamente en la calidad del mapa obtenido. El primero, la correlación entre las unidades cartográficas de las diferentes hojas, nos da la posibilidad de obtener un mapa geológico continuo sin un esfuerzo notable en campo. El segundo, la correlación entre unidades cartográficas y litoestratigráficas, nos indica en que medida este mapa responderá al conocimiento geológico existente.

Existe un problema en la relación de las unidades cartográficas con las unidades litoestratigráficas definidas formalmente. Un análisis de la bibliografía nos muestra que los trabajos derivados de las tesis doctorales de Salas (1987) y de Martín-Closas (1989) son un buen punto de partida para comprobar esta correlación. Para ello se han elegido los cuadros de unidades litoestratigráficas de Salas *et al.* (1995) y los de Gómez y Fernández-López (2004) y de Salas *et al.* (2001). Las figuras 4.4.1, 4.4.2 y 4.3.14, procedentes de Salas *et al.* (1995) nos sirven como referencia para correlacionar las unidades cartográficas y las unidades litoestratigráficas. La figura. 4.4.1 incluye el Jurásico superior, Cretácico inferior y Cretácico superior. Las figuras 4.4.2 y 4.3.14 se refieren exclusivamente a la parte mas alta del Jurásico superior y al Cretácico inferior.

A partir de la figura. 4.4.2 se ha elaborado la Tabla 4.4.1 (Apatado 4.8) basándonos en que las columnas estratigráficas de Penyalgosa y Vistabella por un lado, y las de Culla y Nevera de Cati por otro, coinciden al cien por cien con las representadas en las hojas MAGNA nº 592 y 570 respectivamente. Además, la columna de la Salzedella - Sant Mateu, coincide al 90 % con la columna de E. S. San Cristóbal, de la Hoja MAGNA nº 571. Tenemos pues una correlación directa entre Formaciones estratigráficas y Unidades cartográficas de la parte superior del Jurásico y del Cretácico Inferior.

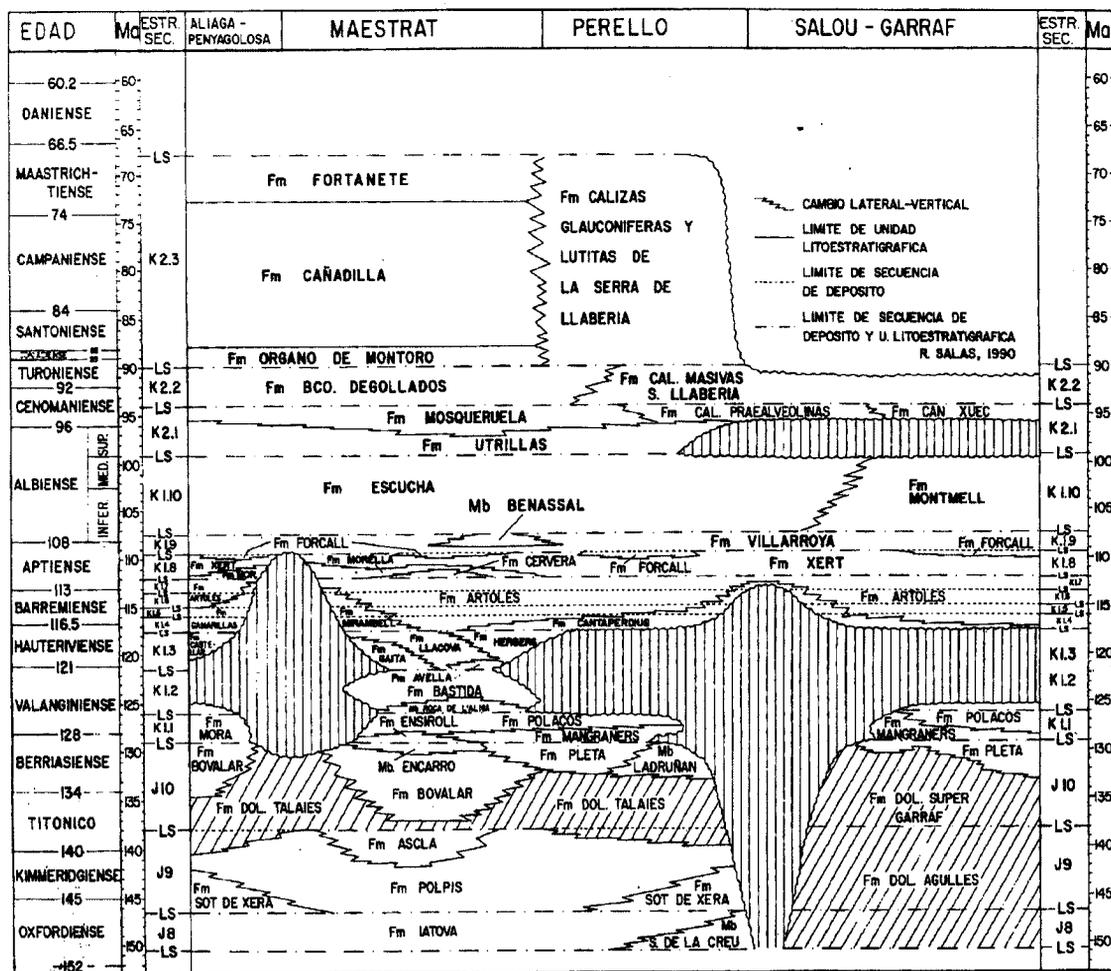


Figura. 4.4.1.- Unidades litoestratigráficas del Jurásico Superior y Cretácico del Maestrazgo y Cadenas Costeras Catalanas (según Salas *et al.*, 1995).

Concretamente y para las tres hojas mencionadas, podemos observar las siguientes relaciones:

- La Fm. Bovalar corresponde a las unidades cartográficas J₂₄-C₁₂ de la hoja nº 592, y a la J₃₃-C₁₂ de las hojas nºs 570 y 571. Asimismo observamos que en estas hojas no se han diferenciado como unidades cartográficas las formaciones Polacos y Bastida.
- La Fm. Artoles corresponde a las unidades C₁₄ de la hoja 592 y C₁₃₋₁₄ de las hojas nºs 570 y 571. También observamos que las formaciones Gaita y Llacova no han sido diferenciadas en la cartografía de las hojas.
- La Fm. Morella corresponde a las unidades Cm¹₁₅₁ de la hoja nº 592 y C¹₁₅₁ de las hojas nºs 570 y 571.
- La Fm. Xert corresponde a las unidades Cc¹₁₅₁ de las hojas 592, 570 y 571.
- La Fm. Forcall corresponde a las unidades C¹₁₅₃ de las hojas 592, 570 y 571.

EL CRETACICO INFERIOR DE LAS CUENCAS DEL MAESTRAT Y ALIAGA-PENYAGOLOSA

- 1, Fm Bovalar. 2, Fm Polacos. 3, Fm Bastida. 4, Fm Gaita.
 5, Fm Liàcova. 6, Fm Artoles. 7, Fc Weald.
 8, Fm Morella. 9, Fm Xert. 10, Fm Forcall. 11, Fm Villarroya.
 12, Mb Benassal. 13, Fm Escucha. 14, Fm Utrillás.
 15, Fm Mosqueruela

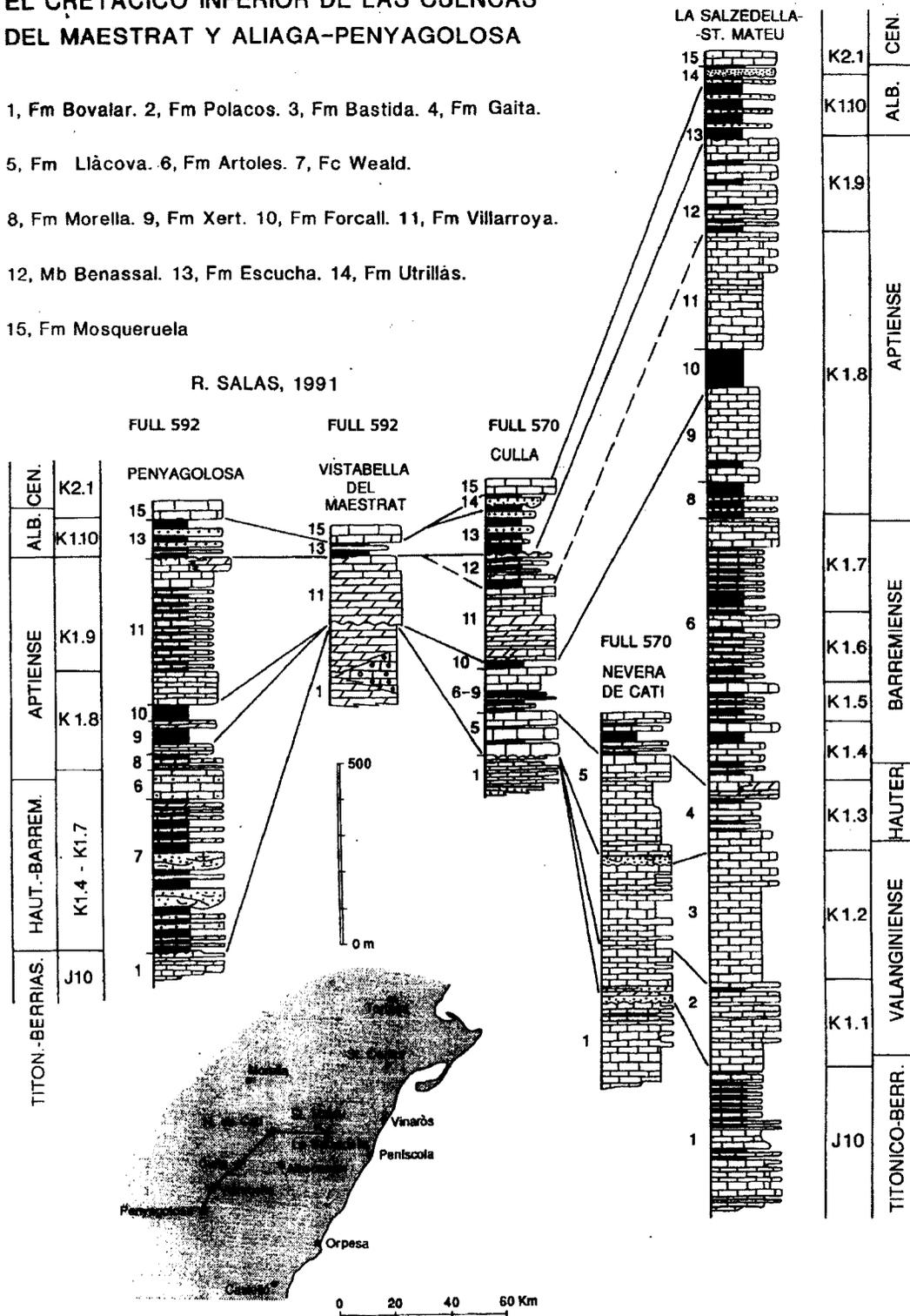


Figura. 4.4.2.- Correlación estratigráfica entre las cuencas del Maestrazgo y de Aliaga-Penyagolosa (según Salas *et al.*, 1995).

- La Fm. Villarroya corresponde a las unidades C^{2-1}_{15-16} de la hoja 592, C^2_{15} de las hojas 570 y 571. Asimismo constatamos que en las hojas n^os 570 y 571 el epígrafe comprende también a las formación Benassal.

- La Fm. Escucha está incluida en la unidad C_{16} de las hojas 592 y 570 y en las unidades C^{2-1}_{15-16} (s, c y m) de la hoja 571.

- La Fm. Utrillas corresponde total o parcialmente a las unidades C₁₆ de las hojas 592 y 570 y Cm²⁻¹₁₅₋₁₆ de la hoja 571.

- La Fm. Mosqueruela corresponde a la unidad C³₁₆₋₂₁ de la hoja 592 y a la C³⁻⁰₁₆₋₂₁ de la hoja n° 570.

La formación Escucha y la Fm. Utrillas no han sido diferenciadas en la mayoría de las hojas del Maestrazgo y su delimitación cartográfica podría ser objeto de consideración para la cartografía definitiva del Proyecto. En todo caso son unidades que deberían diferenciarse en un mapa geológico a escala 1:50.000 dado el significado geológico de este límite.

A partir de la correlación entre las unidades litoestratigráficas y las unidades cartográficas, obtenida por el procedimiento que ha sido descrito, se han revisado todos los casos entre las diferentes hojas para establecer las relaciones de continuidad de las unidades cartográficas. La tabla 4.4.2 (Apartado 4.8) representa un cuadro de correlación entre las unidades cartográficas de todas las hojas MAGNA del Proyecto, los epígrafes y su numeración correlativa dentro de cada hoja (para facilitar su manejo), la propuesta de epígrafes para el mapa geológico continuo y la descripción resumida de cada unidad incluido el nombre de la Unidad litoestratigráfica correspondiente. La numeración de las unidades cartográficas de cada hoja así como su atribución a Unidades litoestratigráficas formalmente definidas cuando hay correspondencia ha sido representada en las leyendas de cada una de las hojas (Figuras. 4.4.3; 4.4.4; 4.4.5; 4.4.6; 4.4.7; 4.4.8; 4.4.9; 4.4.10; 4.4.11; 4.4.12; 4.4.13; y 4.4.14).

De la tabla 4.4.2 (apartado 4.8) se desprende las dificultades en correlacionar algunas formaciones litoestratigráfica con un número importante de unidades cartográficas, especialmente en lo referente a los materiales jurásicos. Tal como se observa en la Figura. 4.4.1, las dolomitizaciones afectan intensamente a los materiales jurásicos, homogenizando y dificultando su identificación, con lo que será necesario revisar la cartografía con trabajo de campo para que responda al conocimiento estratigráfico existente. Este particular es el responsable de numerosos puntos de discrepancia en las hojas, al haberse utilizado criterios locales en la delimitación cartográfica de los materiales jurásicos. Así, hay zonas amplias en que hojas contiguas que no casan o donde tres o mas unidades de una hoja solo se representan en una sola unidad en la hoja vecina.

Para el Cretácico Superior, además de la figura. 4.4.1, la Figura. 4.3.20 de García *et al.* (2004) muestra las Unidades litoestratigráficas que están definidas y aceptadas por un buen número de investigadores. En las hojas MAGNA incluidas en el Proyecto, el Cretácico superior está diferenciado en las hojas de Forcall (544) (figura. 4.4.5) y Villafranca del Cid (569) (figura. 4.4.8) mientras que en el resto de las hojas se presenta muy incompleto (hojas n° 545, 546, 570, 571, 616) (figuras. 4.4.6; 4.4.7; 4.4.9; 4.4.10 y 4.4.14), con unidades cartográficas algo mas sintéticas (hojas n° 519, 520, 592, 594) (figuras. 4.4.3; 4.4.4; 4.4.11 y 4.4.13) o con una leyenda difícilmente asumible (hoja 593) (figura. 4.4.12). El Cretácico Superior requiere un pequeño trabajo de campo, para correlacionar las unidades cartográficas con las unidades litoestratigráficas y establecer una propuesta de leyenda que responda al conocimiento actual. Dados los objetivos del interés del Proyecto, para los que el Cretácico superior es marginal, y el hecho de que no se ven dificultades para cerrar el mapa continuo, probablemente deberá optarse por buscar una leyenda coherente desde el punto de vista litológico y de la cartografía existente, sin pretender resolver el tratamiento cartográfico del Cretácico superior que deberá ser abordado en la cartografía continua del Plan GEODE.

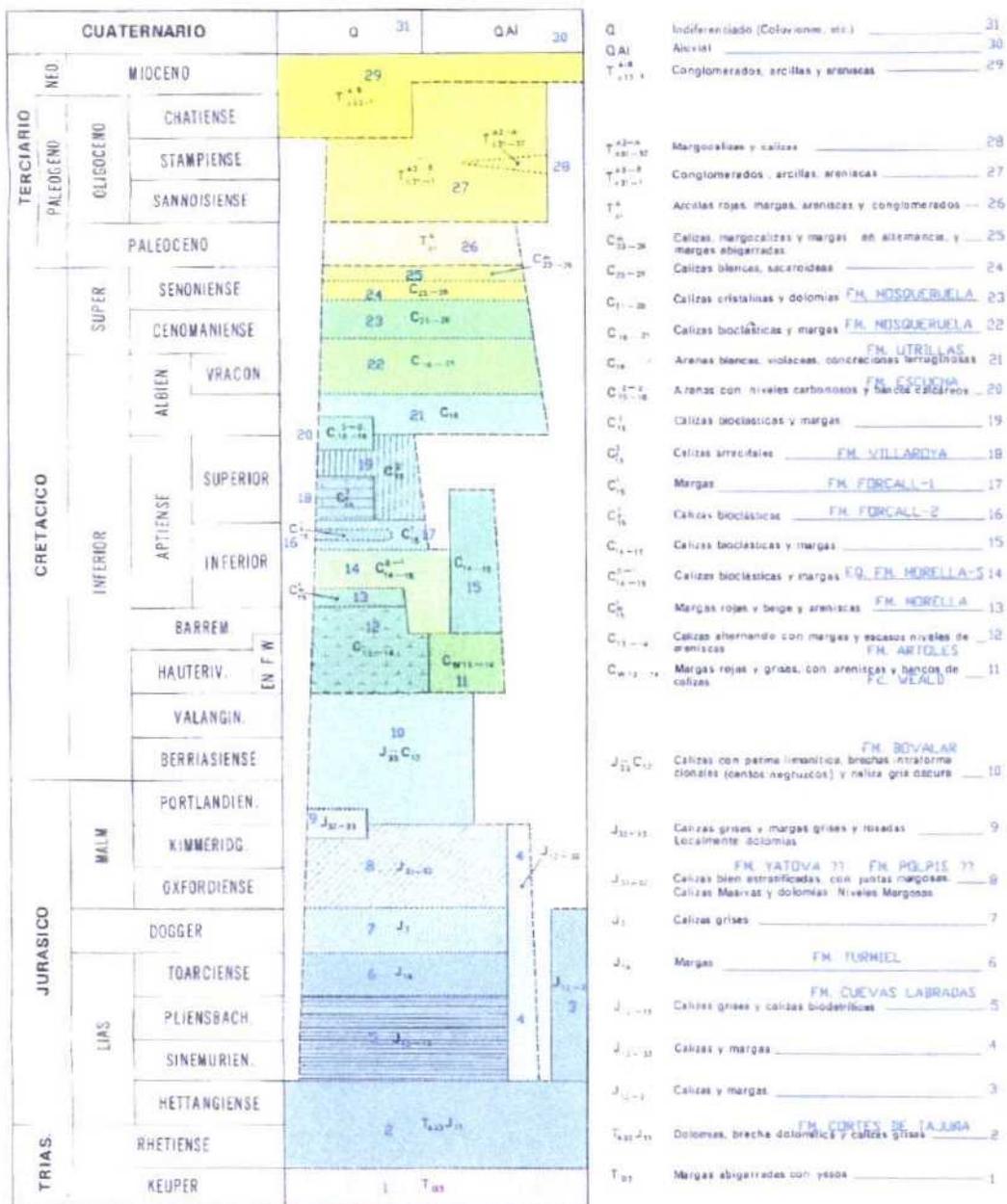


Figura. 4.4.3.- Leyenda de la hoja MAGNA nº 519 (Aiguaviva) con la notación numérica provisional y equivalencia entre unidades cartográficas y unidades litoestratigráficas.

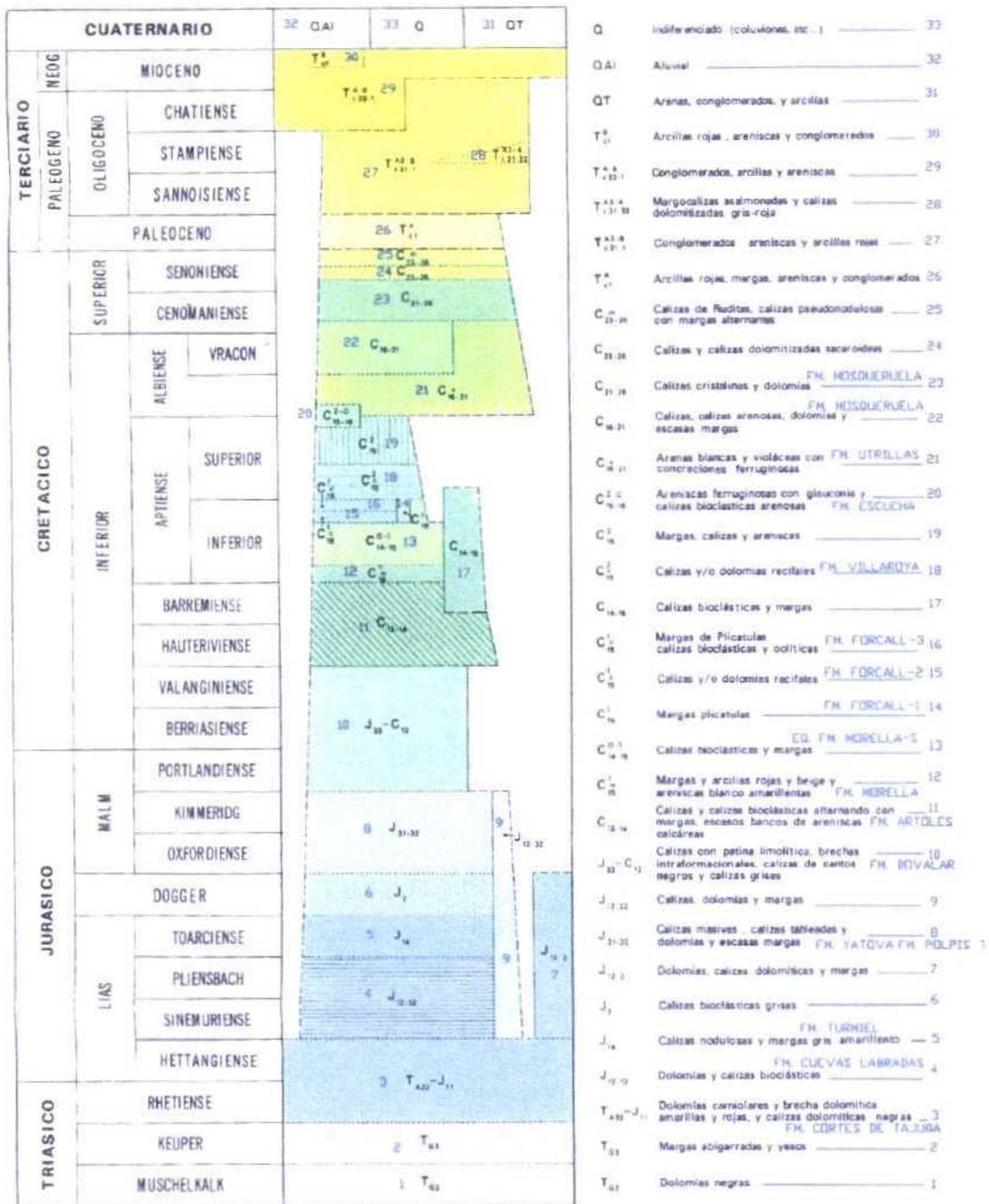


Figura. 4.4.4.- Leyenda de la hoja MAGNA nº 520 (Penyarroya de Tastavins) con la notación numérica provisional y equivalencia entre unidades cartográficas y unidades litoestratigráficas.

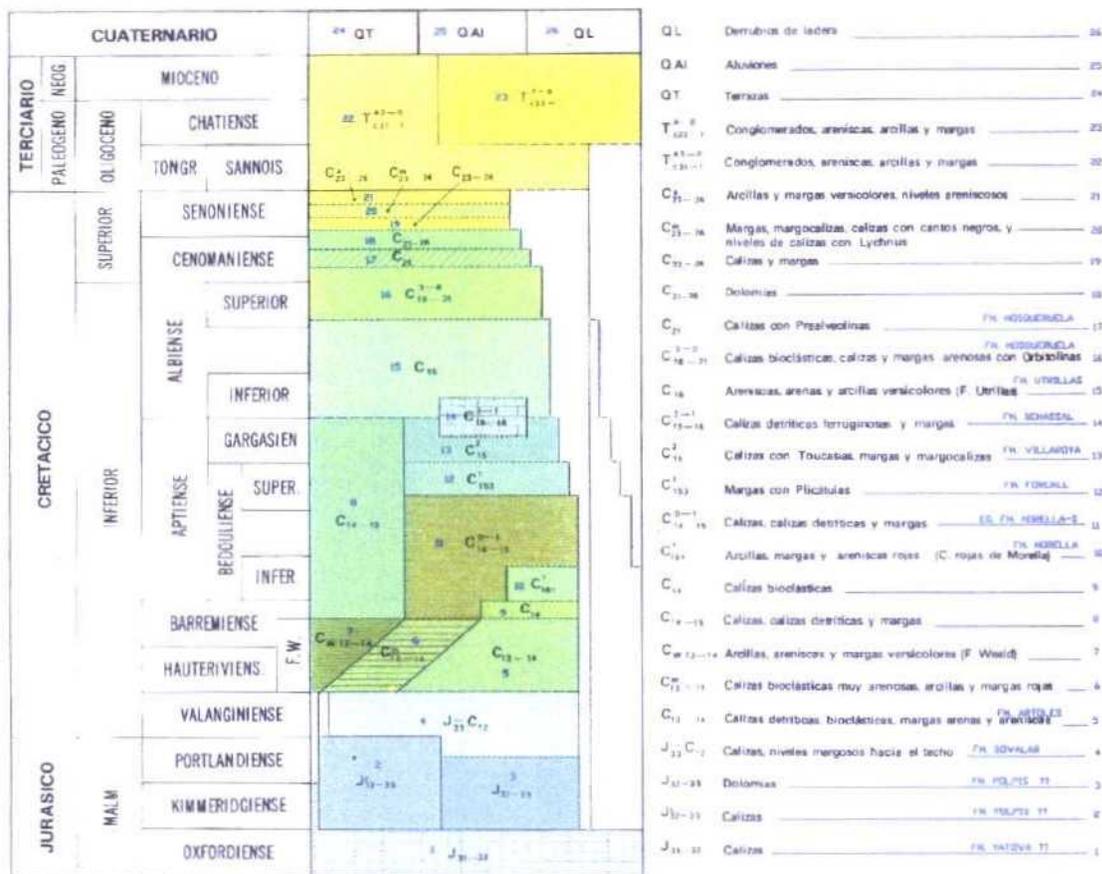


Figura. 4.4.5.- Leyenda de la hoja MAGNA nº 544 (Forcall) con la notación numérica provisional y equivalencia entre unidades cartográficas y unidades litoestratigráficas.

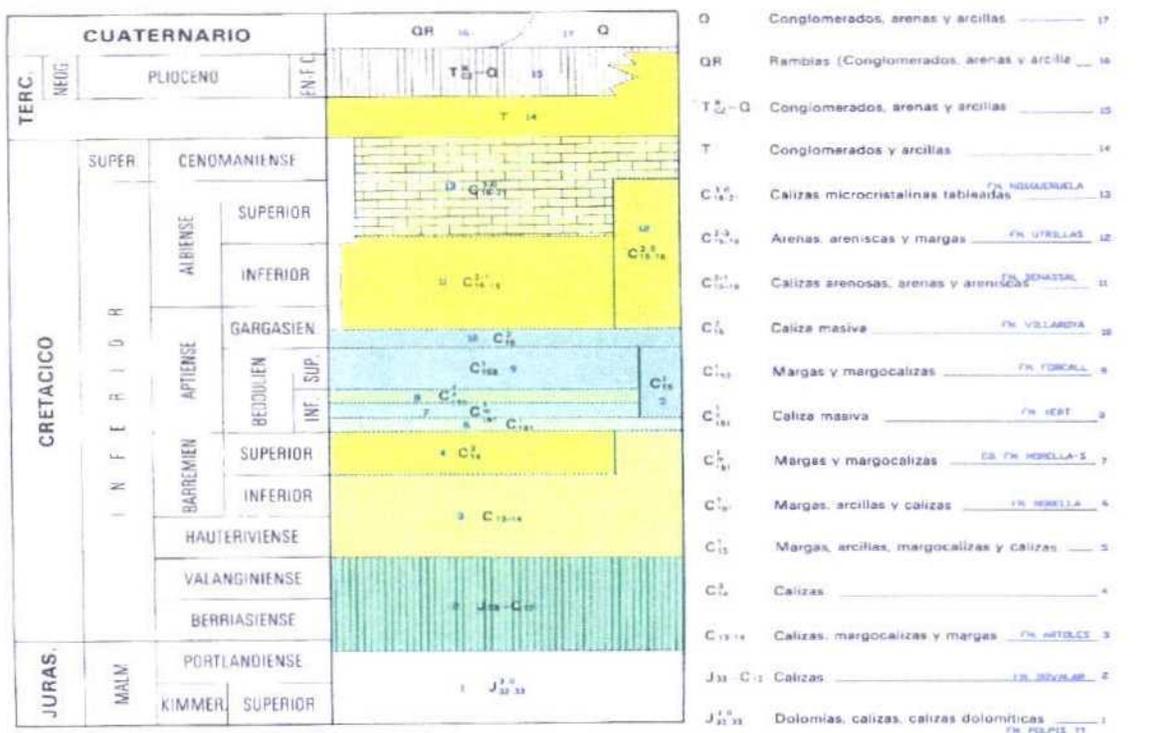


Figura. 4.4.6.- Leyenda de la hoja MAGNA nº 545 (Morella) con la notación numérica provisional y equivalencia entre unidades cartográficas y unidades litoestratigráficas.

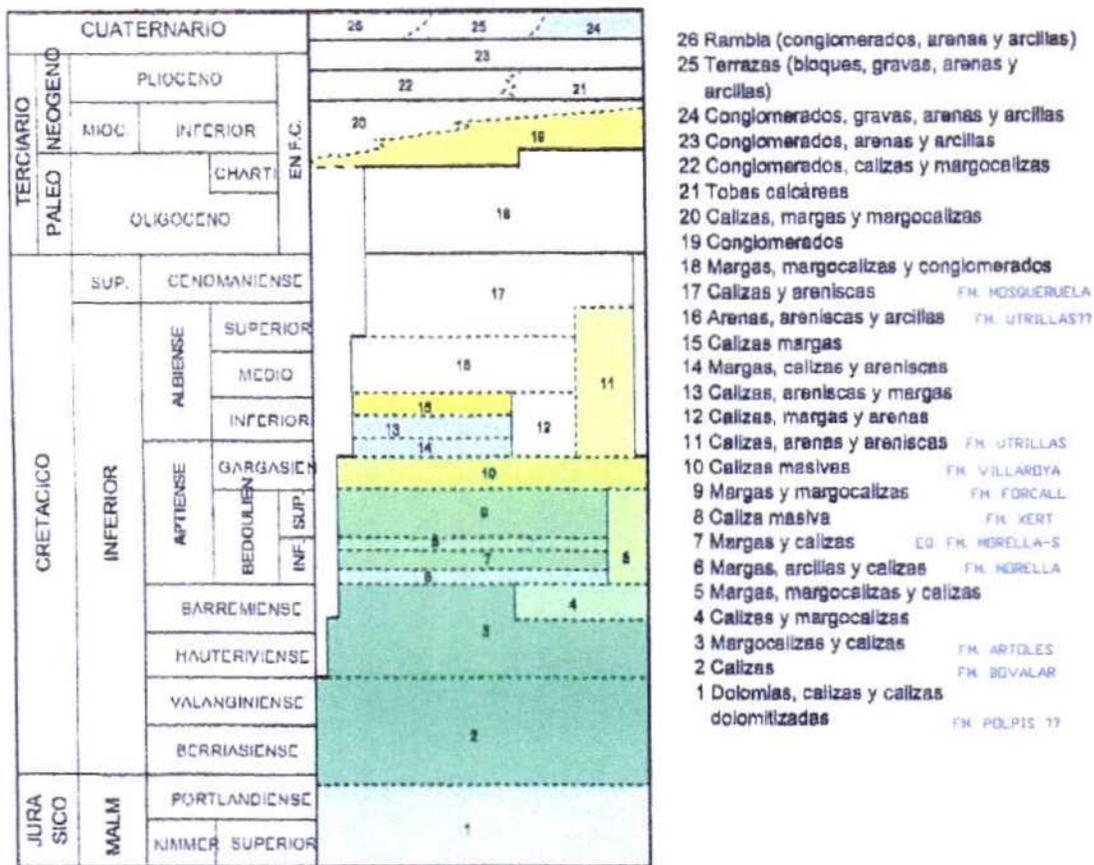


Figura. 4.4.7.- Leyenda de la hoja MAGNA nº 546 (Uldecona) con la notación numérica provisional y equivalencia entre unidades cartográficas y unidades litoestratigráficas.

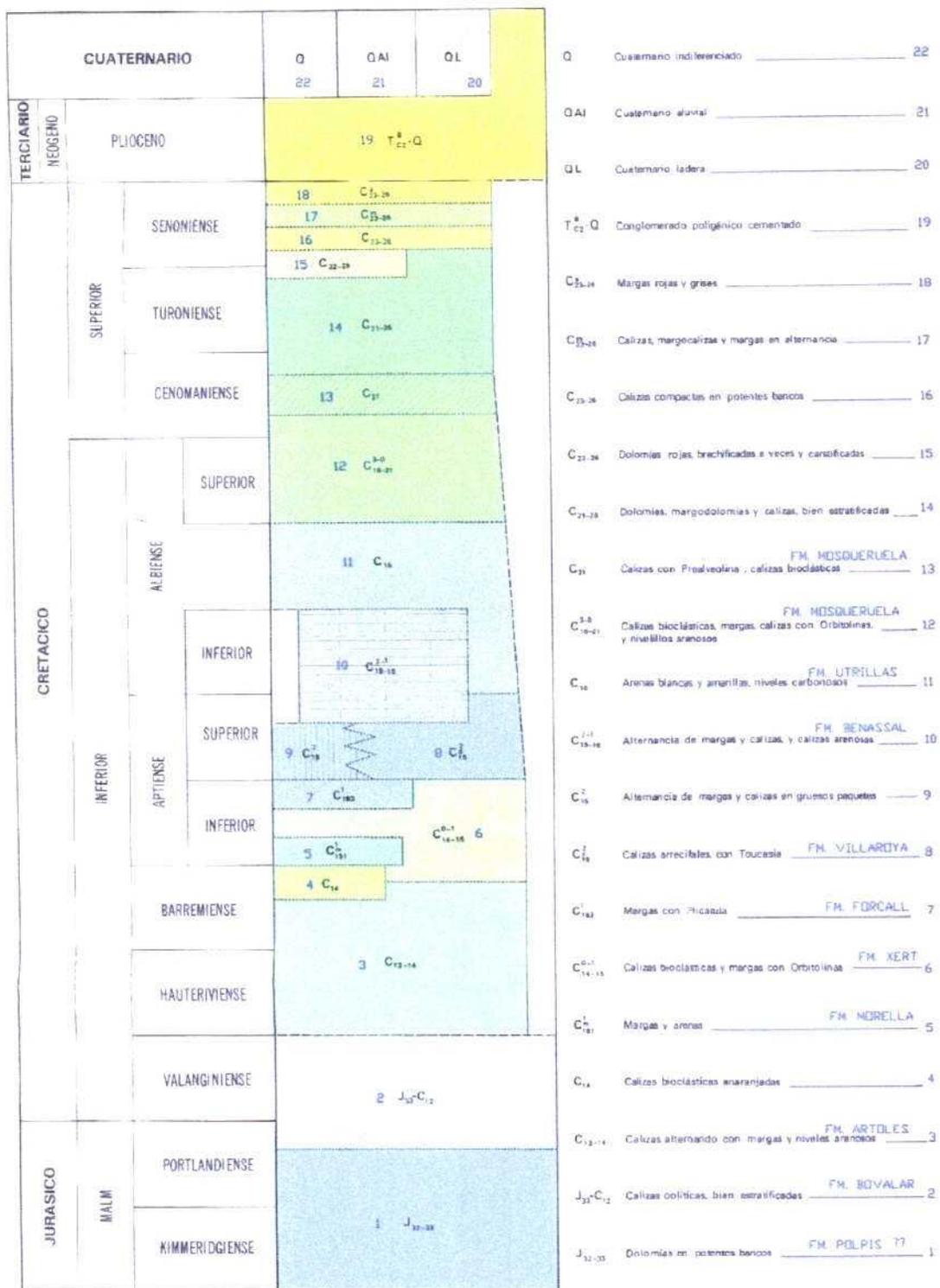


Figura. 4.4.8.- Leyenda de la hoja MAGNA nº 569 (Villafranca del Cid - Mosqueruela) con la notación numérica provisional y equivalencia entre unidades cartográficas y unidades litoestratigráficas.

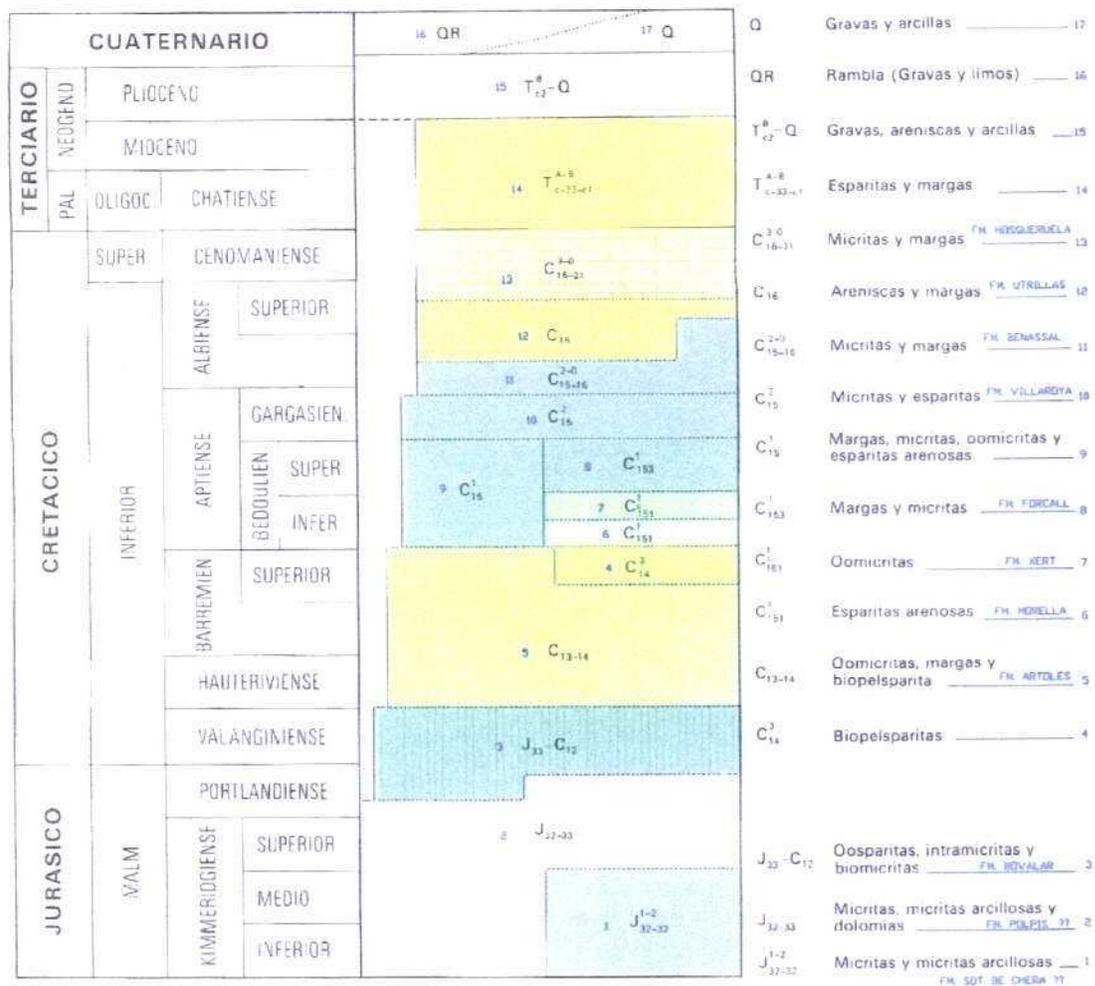


Figura. 4.4.9.- Leyenda de la hoja MAGNA n° 570 (Albacacer) con la notación numérica provisional y equivalencia entre unidades cartográficas y unidades litoestratigráficas.

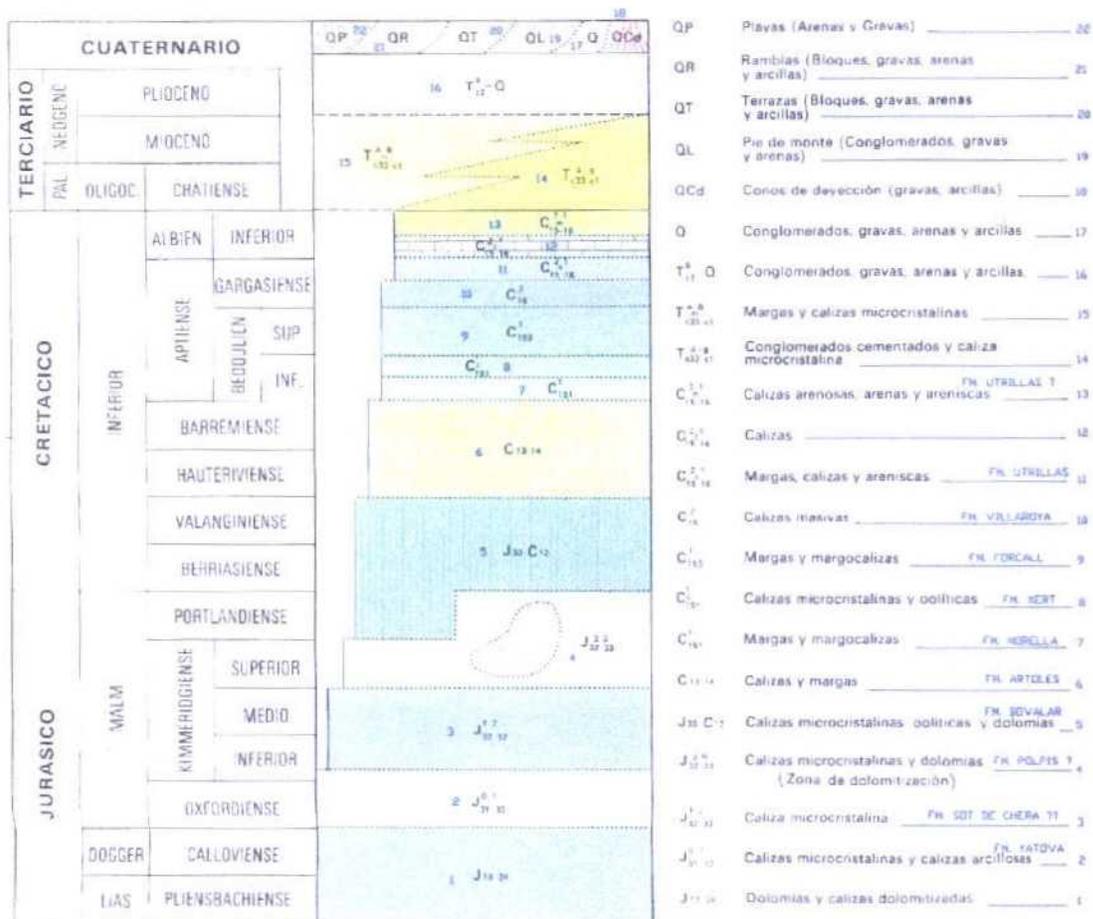


Figura. 4.4.10.- Leyenda de la hoja MAGNA nº 571 (Vinaroz) con la notación numérica provisional y equivalencia entre unidades cartográficas y unidades litoestratigráficas.

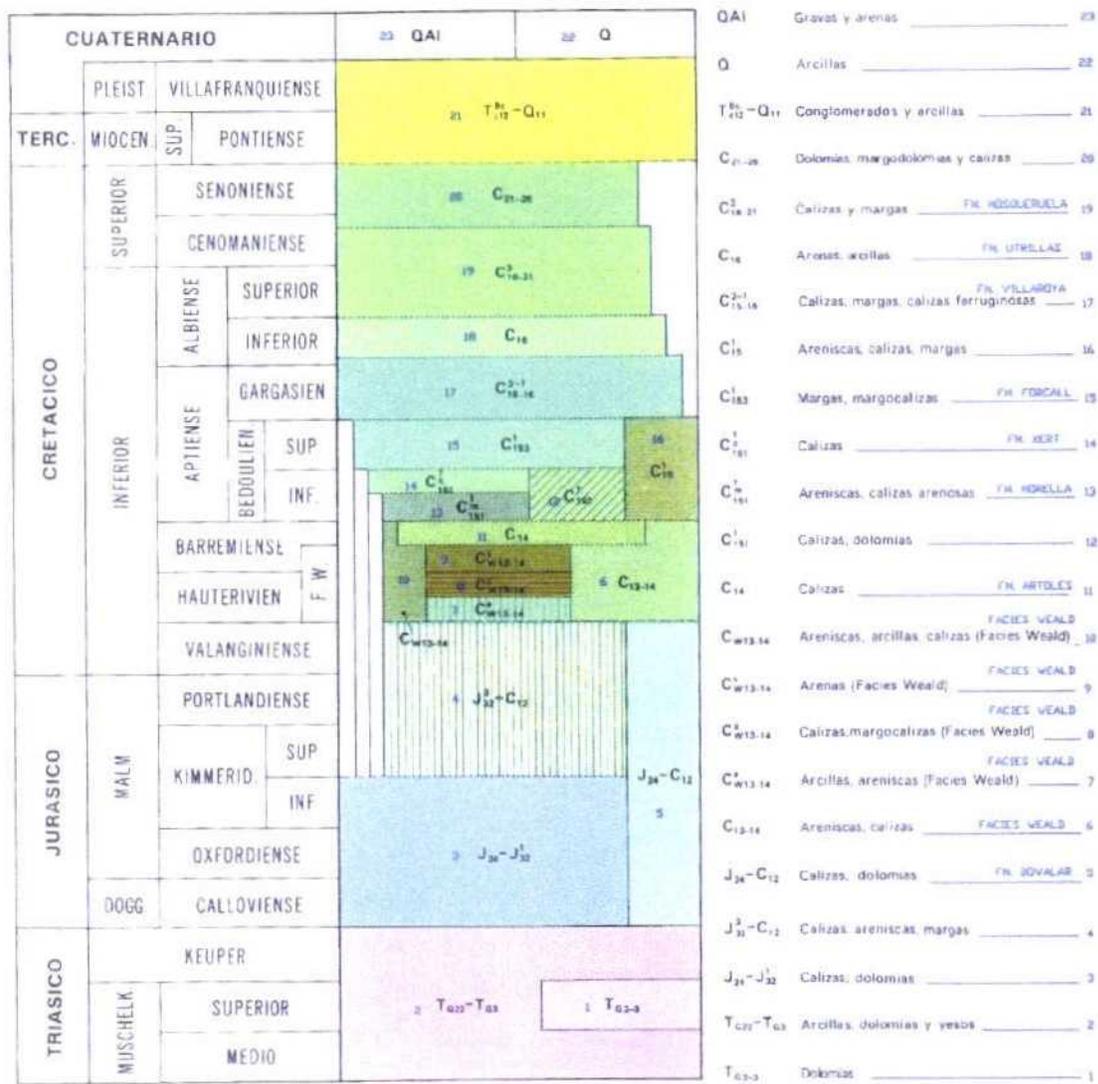


Figura. 4.4.11.- Leyenda de la hoja MAGNA nº 592 (Villahermosa del Río) con la notación numérica provisional y equivalencia entre unidades cartográficas y unidades litoestratigráficas.

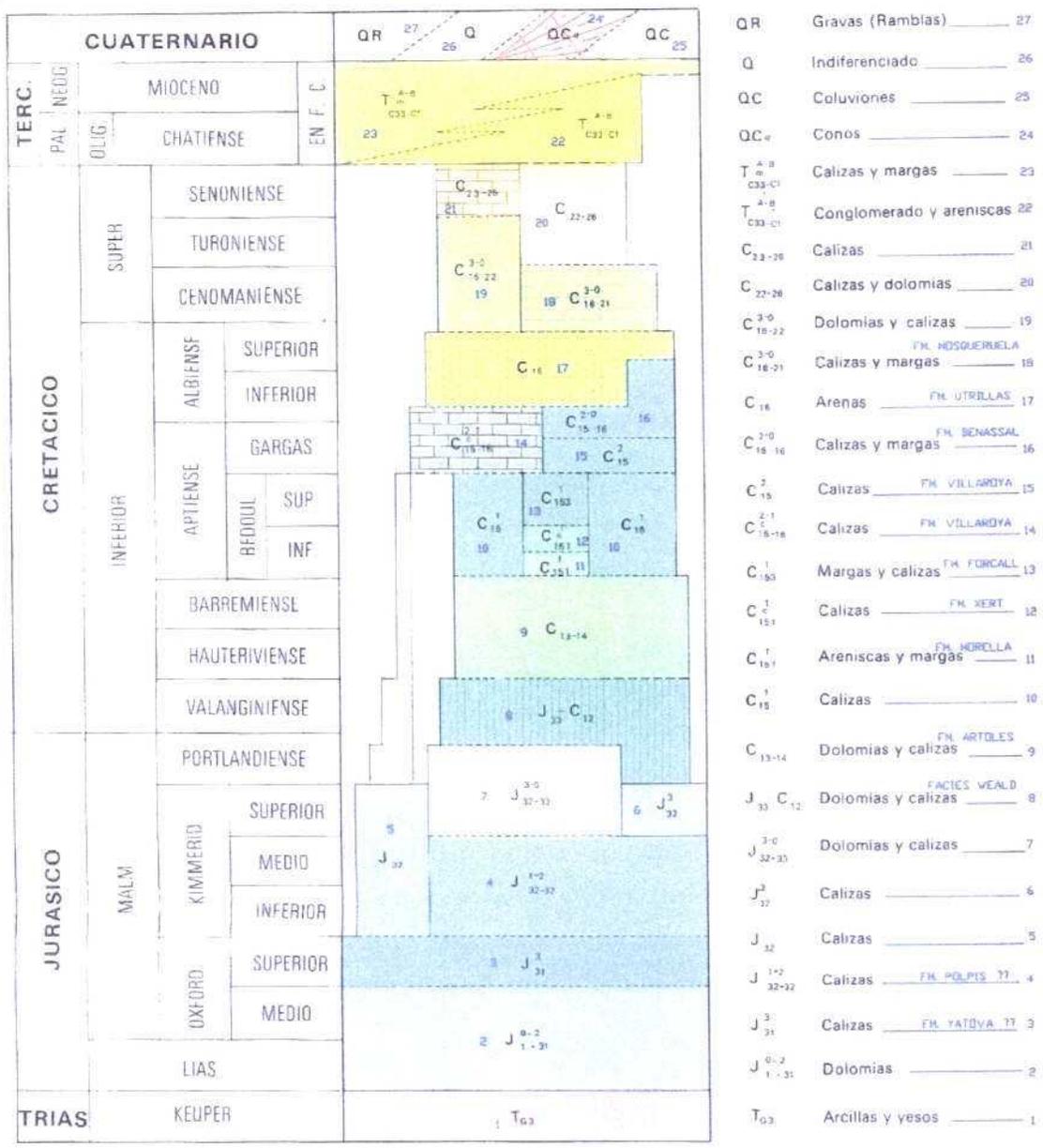


Figura. 4.4.12.- Leyenda de la hoja MAGNA nº 593 (Cuevas de Vinroma) con la notación numérica provisional y equivalencia entre unidades cartográficas y unidades litoestratigráficas.

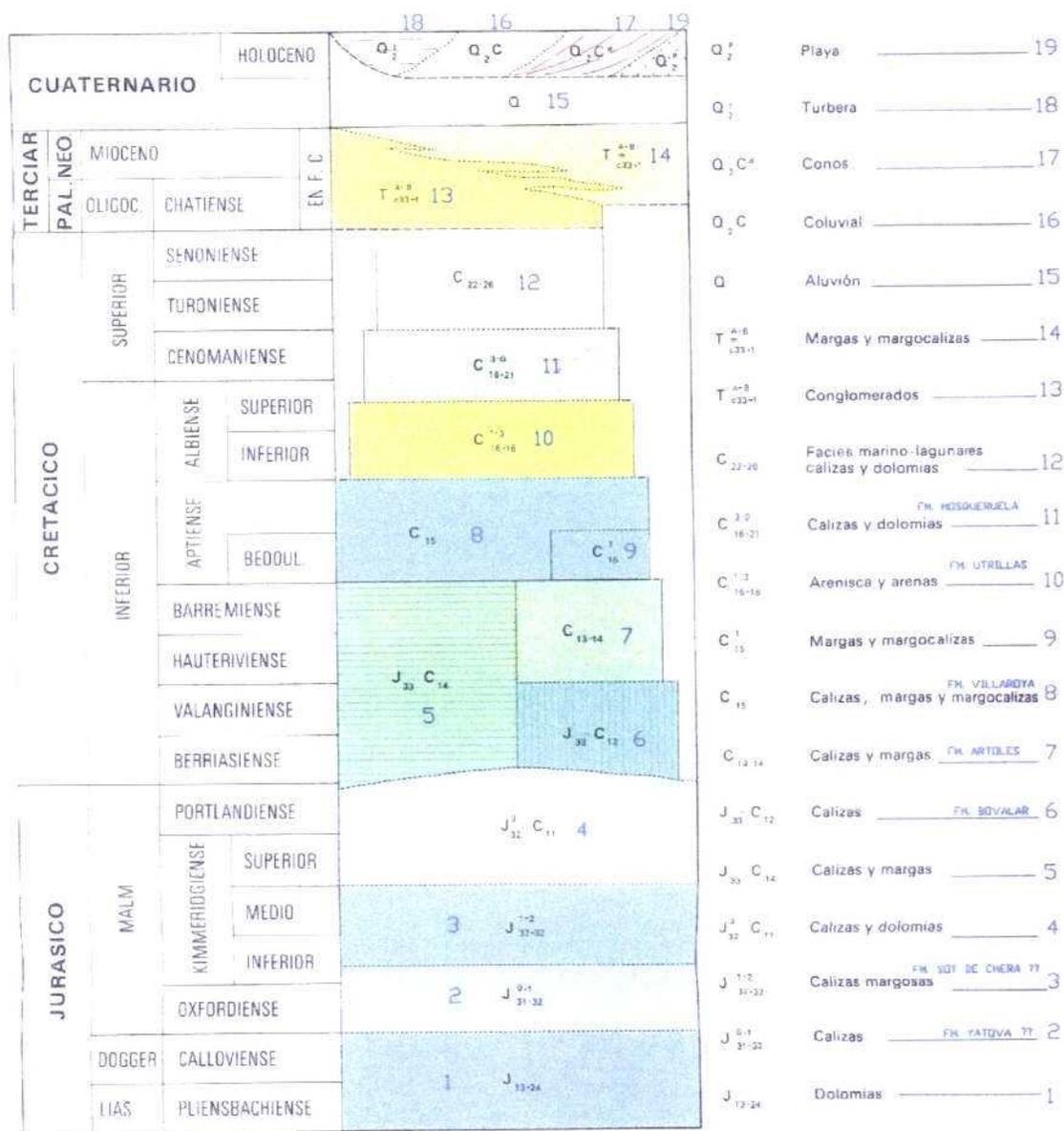


Figura. 4.4.13.- Leyenda de la hoja MAGNA nº 594 (Alcala de Chivert) con la notación numérica provisional y equivalencia entre unidades cartográficas y unidades litoestratigráficas.

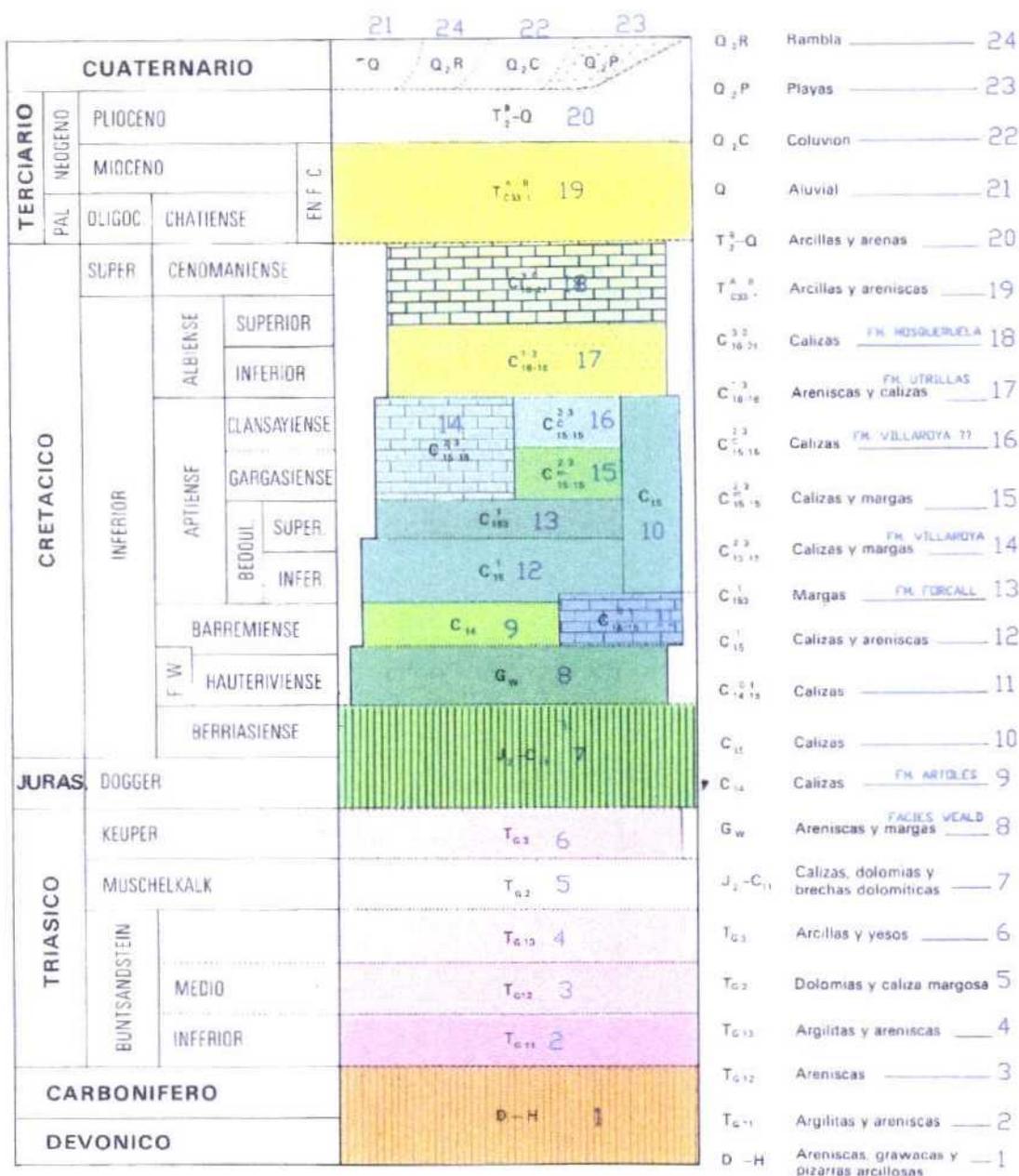


Figura. 4.4.14.- Leyenda de la hoja MAGNA n° 616 (Villafames) con la notación numérica provisional y equivalencia entre unidades cartográficas y unidades litoestratigráficas.

La figura. 4.4.15 corresponde a una ampliación de la figura. 4.3.13 en la que se han plasmado la propuesta de trabajo, en cuanto a leyenda del Jurásico superior y Cretácico inferior, para la segunda parte del proyecto (Mapa geológico definitivo). Mediante color se han agrupado aquellas unidades que pueden ser consideradas sub-unidades y, por lo tanto, pueden ser agrupadas con unidades cartográficas comprensivas.

Las tablas 4.4.3, 4.4.4, 4.4.5 y 4.4.6 (en apatado 4.8) están elaboradas a partir de la digitalización de las leyendas de las hojas MAGNA pero dejando el mismo espacio para cada intervalo cronológico. Esto permite que puedan ser comparadas rápidamente. Se trata de una versión preliminar en la que solo se han introducido algunas pequeñas modificaciones. Estas tablas deberán ser modificadas en función de los resultados del proyecto y formar parte del informe final que acompañe a la cartografía geológica definitiva.

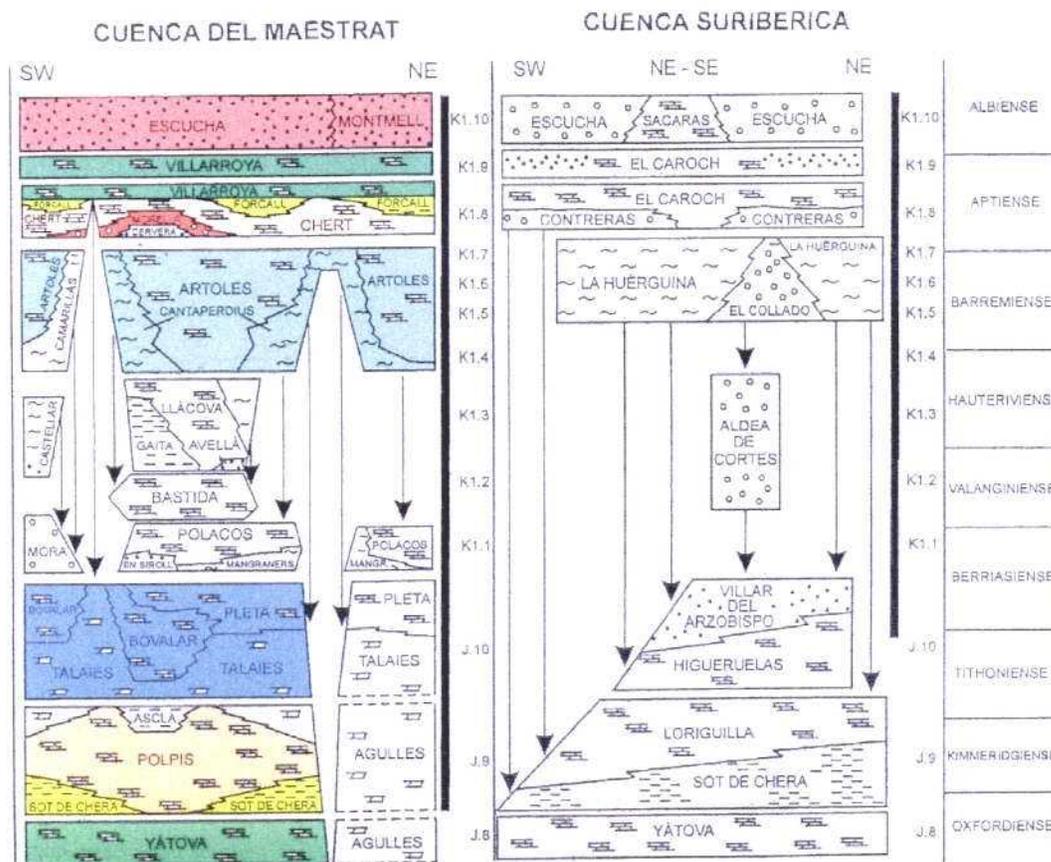


Figura. 4.4.15.- Propuesta de unidades cartográficas para el Jurásico y Cretácico Inferior sobre unidades litoestratigráficas de Salas *et al.* (2001).

Como planteamiento general del trabajo a realizar, para conseguir un mapa geológico continuo que responda al conocimiento geológico actual, por lo menos, en las unidades de interés para el Proyecto, se puede apuntar las siguientes directrices:

A.- Estudiar y proponer una solución para cada una de las incoherencias de unidades cartográficas según están definidas. Esto debe realizarse revisando las descripciones, actualizando los conocimientos con publicaciones recientes y acometiendo el trabajo de campo pertinente que sea posible dentro de los límites del proyecto. En caso de unidades cuya revisión, dentro de los límites de interés y capacidad del Proyecto, no permita alcanzar una solución óptima, proponer una solución litológicamente correcta. Un informe debe acompañar el mapa explicitando las soluciones dadas para cada unidad y planteando las revisiones necesarias para trabajos futuros.

B.- Proponer una correcta delimitación de las unidades cartográficas atendiendo a los contactos discordantes, normales o transicionales. Remarquemos la gran discrepancia entre cambios laterales de facies en los cuadros estratigráficos y la poquísima representación de estos en los mapas. De esta falta de resolución en el mapa provienen algunos problemas de representación en las leyendas de las hojas.

C.- Completar los buzamientos con revisión sobre el terreno de los materiales.

D.- Elaborar una relación de las unidades cartográficas compresivas, es decir que lateralmente se pueden subdividir en dos o mas unidades en algunas zonas de los mapas sintetizados, considerando el conjunto, y proponer una solución de límites y descripción. Entre ellas podemos citar rápidamente los casos de las formaciones Bovalar, Artoles y algunas unidades jurasicas, especialmente si son dolomías masivas.

E.- Elaborar una relación de las unidades que deberían ser subdivididas en dos o más unidades cartográficas en vista a los datos publicados. Proponer una distribución cartográfica si es posible, indicando si esta es teórica o esta apoyada en trabajo de campo o relacionarla en un listado de trabajos futuros. Por ejemplo la diferenciación de la Fm. Utrillas y la Fm. Escucha, que esta representada en las hojas 519 y 520 pero no lo esta en los restantes. Otro ejemplo es la Fm. Forcall, que en los mapas 519 y 520 esta diferenciada como tres miembros y en el resto de mapas no. Otro ejemplo es la Fm. Mosqueruela, que esta diferenciada en dos unidades, una inferior albiense con Orbitolinas y una superior Cenomaniense con Prealveolinas en las hojas nº 519, 520 y 544.

F.- Elaborar una descripción de cada epígrafe del mapa de síntesis con las particularidades de cada zona o mapa si es necesario. Este epígrafe será el representado en los mapas definitivos, en las tablas, leyendas y en los cuadros de relaciones estratigráficas del informe final.

Estas acciones deberán realizarse siguiendo un orden de prioridad y dedicación conforme a las necesidades del Proyecto, dando prioridad a los problemas de mayor interés para los objetivos de investigación hidrogeológica del Proyecto.

Relacionaremos a continuación algunas figuras que ilustran los problemas de case de las hojas y sus posibles soluciones:

Figura. 4.4.16.- Limite entre las hojas nº 520 y 545, parte occidental. Existe una discrepancia y falta de case entre las unidades correspondientes a las Fm. Villaroya, Fm. Forcall y la continuidad de alguna Falla. Asimismo en el mapa 520 se diferencian las unidades 15,16 y 18, que están consideradas como Fm. Villaroya o unidad nº 10 en el mapa 545. Es muy difícil proponer una solución sin trabajo de campo.

Figura. 4.4.17.- Limite entre las hojas nº 520 y 545, parte central. Se observan pequeños problemas de case entre las fallas y los límites de las unidades que son fácilmente solucionables. En la parte central se observa como las unidades numeradas con el nº 15 y 16 en la hoja nº 520 se corresponden con la unidad nº 5 de la hoja 545 (Fm. Forcall). Efectivamente, son dos miembros estratigráficos de la formación Forcall, que deben ser continuados como unidades separadas en el mapa 545 o delimitados con sendos contactos transicionales y finalizados en la hoja nº 520. Existe aquí coincidencia entre la unidad nº 18 de la hoja 520 y la unidad nº 10 de la hoja 545 que corresponde a la Fm. Villarroya.

Figura. 4.4.18.- Límite entre las hojas nº 544 y 545, parte norte. Se observa una discrepancia en la cartografía al no estar individualizada la Fm Xert en la hoja 544. En esta hoja (544) la unidad 11 corresponde a la Fm. Morella en sentido amplio, mientras que en la hoja 545 se han individualizado la Fm Morella, unidad nº 7, y la Fm Xert, unidad nº 8. Puesto que la mayoría de autores admite que la Fm. Xert cambia lateralmente de facies se podría resolver con un contacto transicional bien dentro de la hoja 545 o en la 544 si es posible aportar observaciones de campo.

Figura. 4.4.19.- Limite entre las hojas nº 569 y 570. Se observa un desajuste importante entre los límites de las unidades cartográficas. Una revisión de las formaciones estratigráficas permite ver que no existe discrepancia en lo referente a las distintas unidades cartográficas, que coinciden bien con formaciones estratigráficas. El problema se reduce a precisar correctamente la traza cartográfica de cada unidad. Se puede resolver con trabajo de fotografía aérea y, preferiblemente, con revisión sobre el terreno con el objetivo añadido de completar el mapa con buzamientos.

Figura. 4.4.20.- Límite entre las hojas nº 592 y 593, parte central. Se observa una discrepancia grave en la división de las unidades cartográficas del Jurásico, concretamente la unidad nº 3 del mapa 592 se corresponde con la unidad nº 7 del mapa 593, pero luego la unidad nº 5 del mapa 592 se corresponde a las unidades 4, 7 y posiblemente 8 del mapa 593. La revisión y solución cartográfica solo es posible con trabajo de campo que debe incorporar la toma de buzamientos.

En cuanto al ajuste de la cartografía geológica con las nuevas bases topográficas, observamos, tras una revisión a fondo de los mismos, que hay numerosos problemas de imprecisión. La nueva traza de la red fluvial obliga a redibujar la traza de los límites del Cuaternario y de los contactos cartográficos asociados. La hoja que mayor número de problemas presenta es la nº 570 (Albocacer). Esta ha sido la primera en ser revisada a fondo y se ha tomado la decisión de redibujar íntegramente el mapa geológico sobre la base topográfica como paso previo a la digitalización. Adjuntamos una serie de figuras con unos cuantos ejemplos de los problemas detectados y de la determinación de los puntos a revisar sobre el terreno en las campañas posteriores lo largo del proyecto.

La Figura. 4.4.21 ilustra el problema de adaptar la traza cartográfica geológica a la nueva topografía. Como puede observarse en los puntos marcados como **A**, **B** y **C** la traza de los torrentes o de las crestas derivadas de las curvas de nivel están desplazadas; en el punto **A** hacia el NW, en el punto **B** hacia el E, y en el punto **C** hacia el N. Para adaptar correctamente la traza de las unidades cartográficas geológicas es necesario mover la imagen de fondo de manera que coincidan progresivamente el máximo número de elementos topográficos.

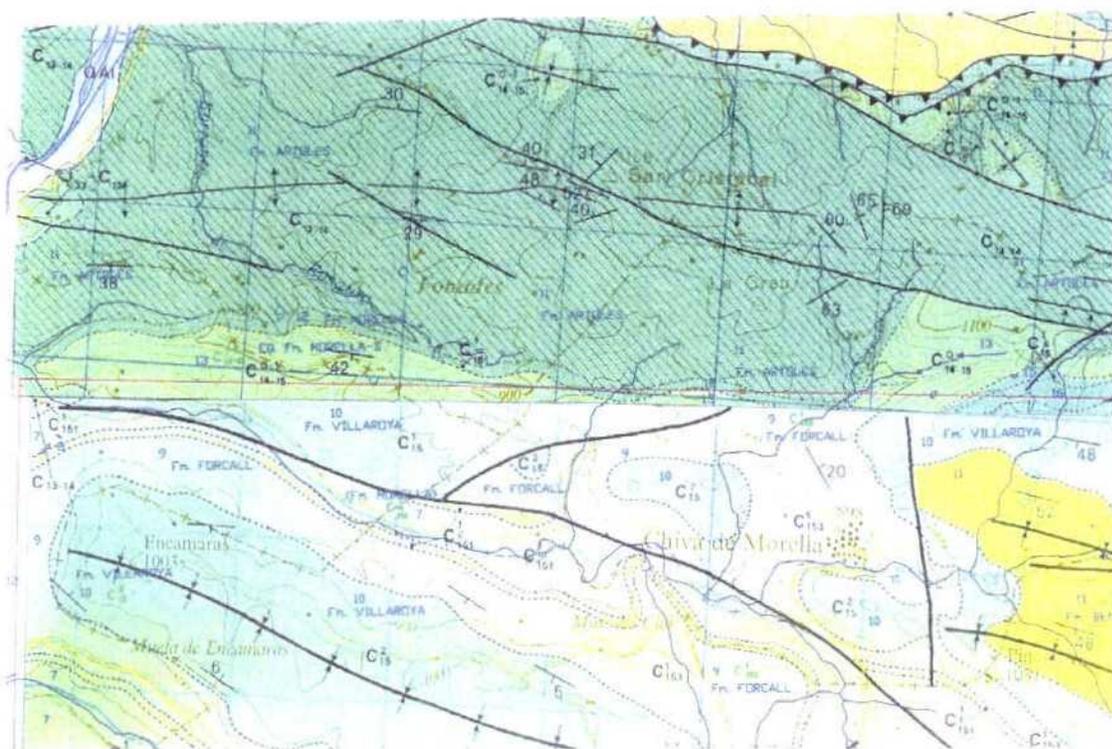


Figura. 4.4.16.- Parte occidental de la unión entre la hoja nº 520 (Peñarroya de Tastavins) y la hoja nº 545 (Morella). Ver comentarios en el texto.

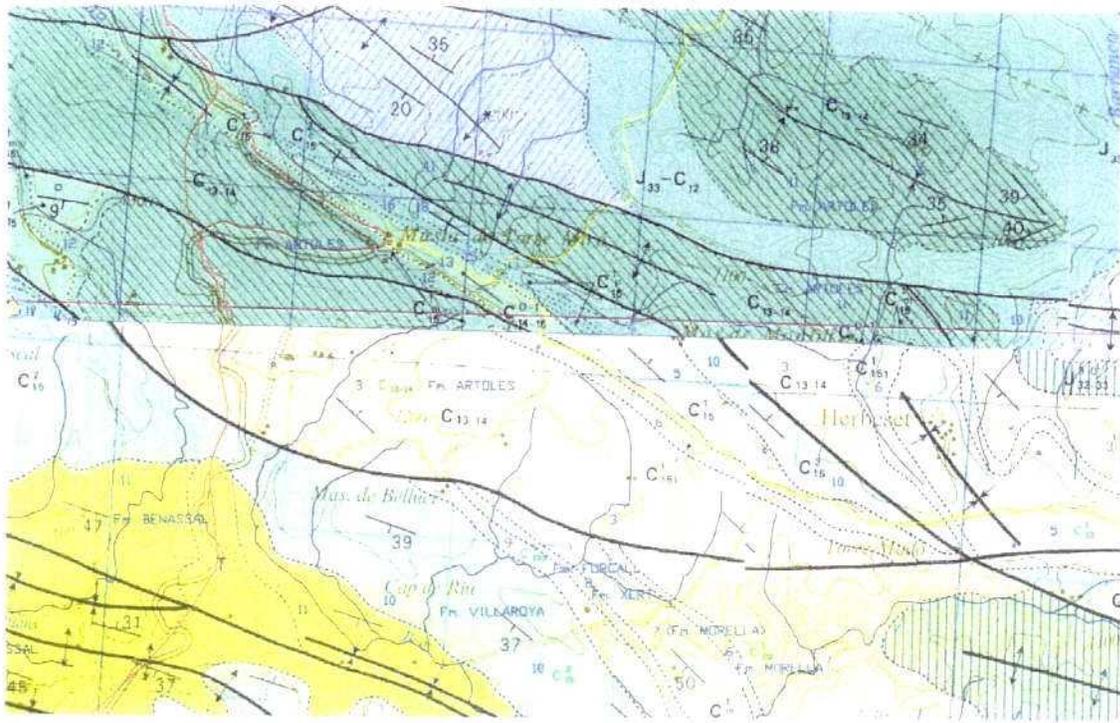


Figura. 4.4.17.- Parte central de la unión entre la hoja nº 520 (Peñarroya de Tastavins) y la hoja nº 545 (Morella). Ver comentarios en el texto.

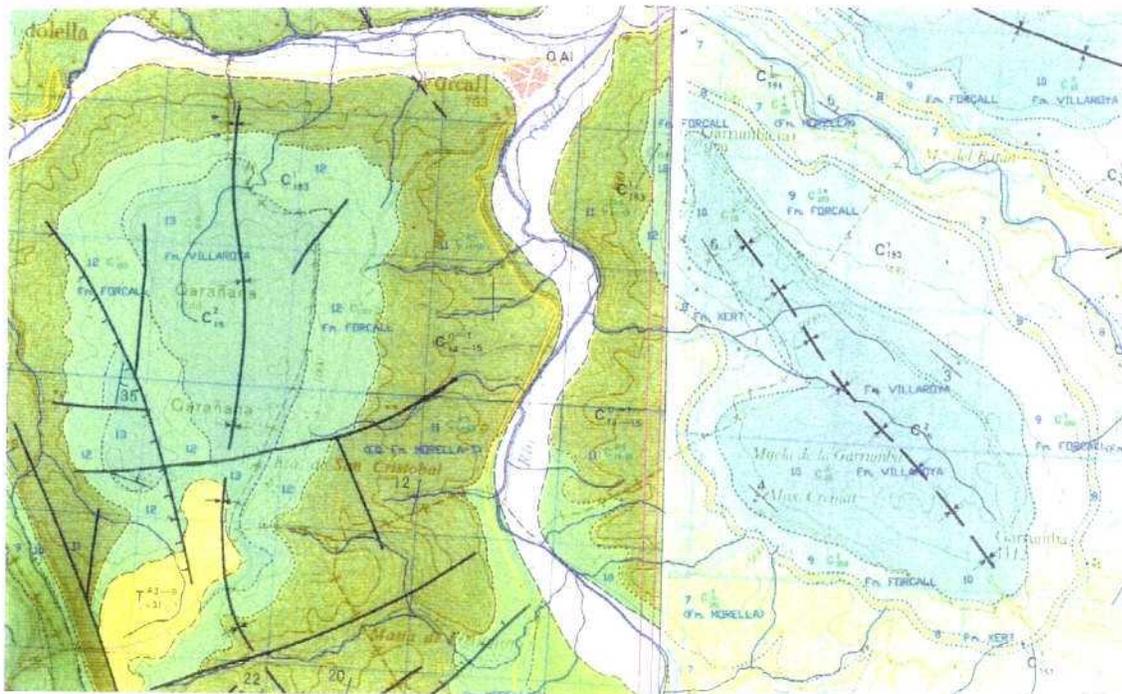


Figura. 4.4.18.- Parte norte de la unión entre la hoja nº 544 (Forcall) y la hoja nº 545 (Morella). Ver comentarios en el texto.

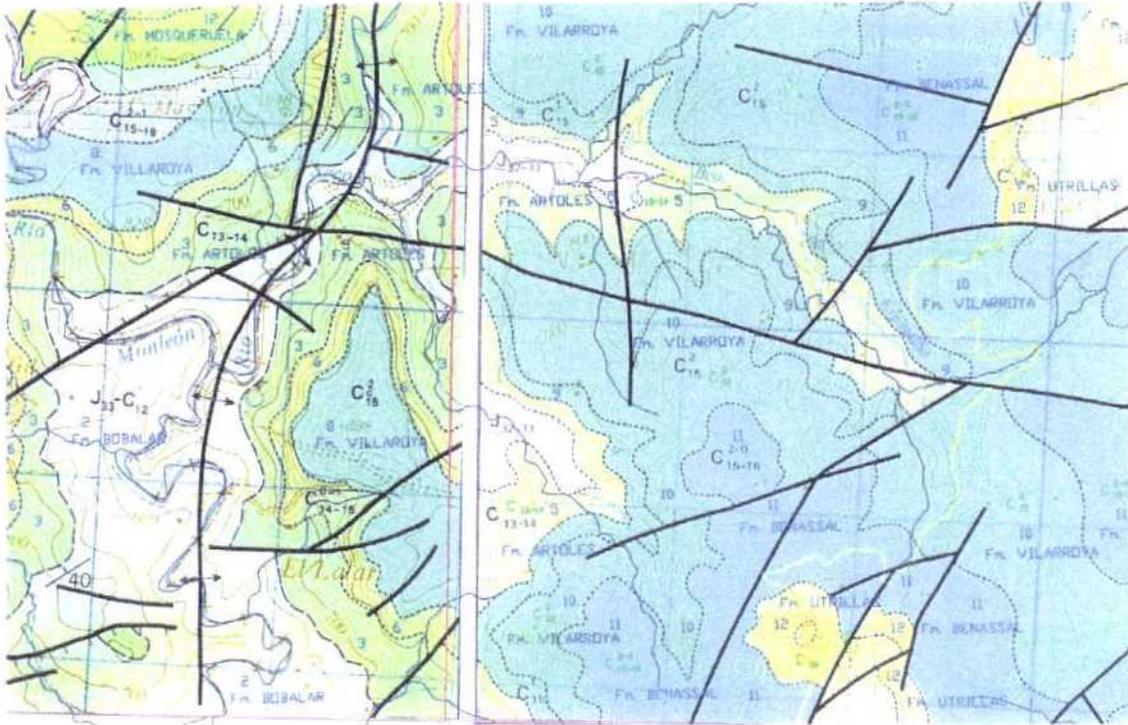


Figura. 4.4.19.- Unión entre la hoja nº 569 (Mosqueruela) y la hoja nº 570 (Albocacer). Ver comentarios en el texto.

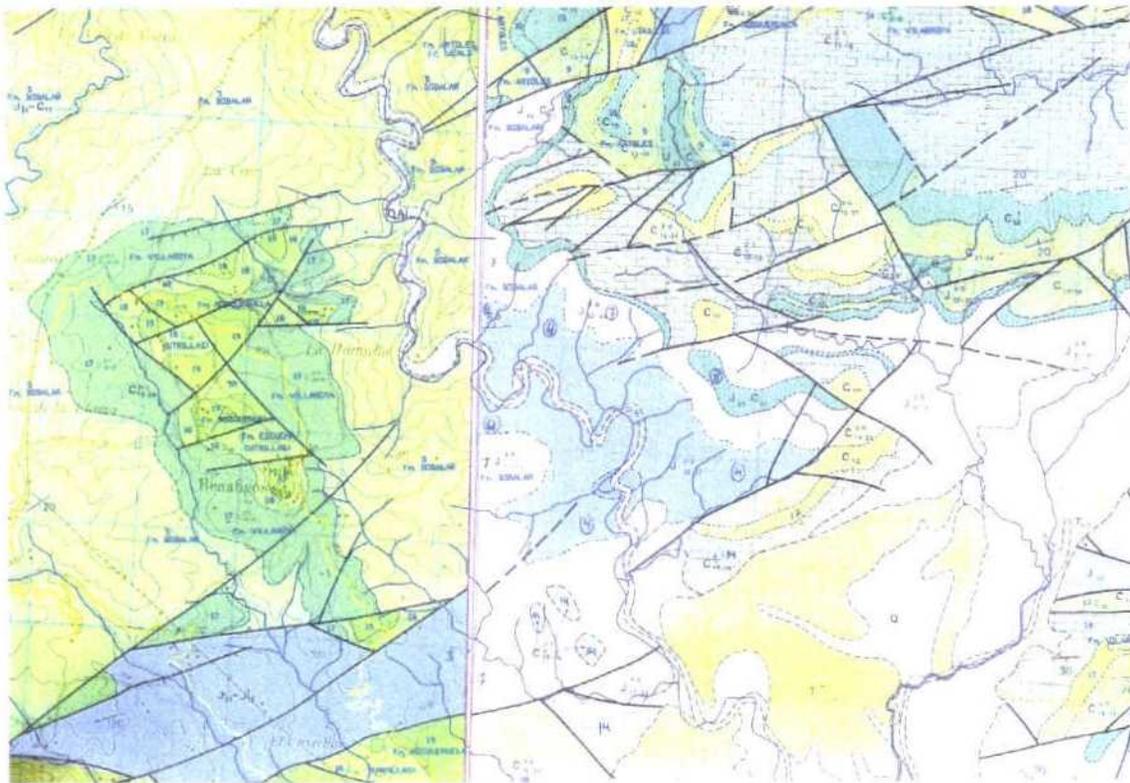


Figura. 4.4.20.- Parte central de la unión entre la hoja nº 592 (Villahermosa del Río) y la hoja nº 593 (Cuevas de Vinroma). Ver comentarios en el texto.

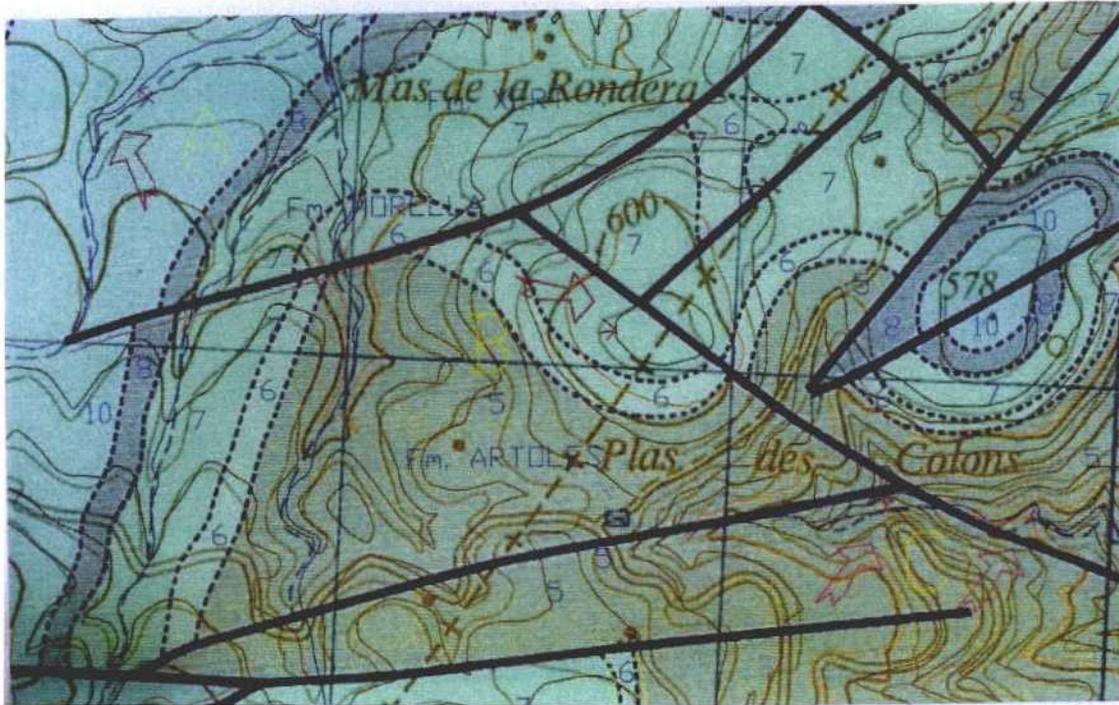


Figura. 4.4.21.- Detalle de algunos desajustes entre la nueva base topográfica y la cartografía geológica MAGNA. Hoja nº 570 (Albocacer).

La Figura. 4.4.22 ilustra algunos de los problemas geológicos observados. El punto **A** indica una falla con un ángulo muy agudo, difícil de aceptar mecánicamente; es un punto a revisar. El punto **B** representa una falla que acaba contra un límite normal entre unidades litoestratigráficas, siendo una situación geológica sorprendente, pues las unidades estratigráficas superiores tienen una falla que no se continúa en las unidades estratigráficas inferiores. El punto **C** representa una falla con un desplazamiento importante, que inexplicablemente acaba en un límite normal entre unidades cartográficas; evidentemente la falla debería continuar. Estos problemas pueden ser parcialmente resueltos en base a fotogeología, pero su revisión sobre el terreno debería ser efectuada.

La Figura. 4.4.23 indica otra situación cartográfica deficientemente resuelta en el mapa MAGNA original. El punto **A** indica una situación imposible, los buzamientos indican 10° de inclinación de las capas hacia el NW, pero la traza cartográfica de los contactos indican una serie litológica fuertemente inclinada hacia el WSW; o los buzamientos son incorrectos o la traza de los contactos es defectuosa.

La Figura. 4.4.24 ilustra parte del resultado de la nueva redelineación. En ella se aprecian las nuevas trazas de los contactos normales (en amarillo) y se ve perfectamente como al cuadrar cada cuadrícula con la nueva topografía los contactos parecen desplazados con respecto a la imagen raster original. Los puntos indican situaciones donde se han producido modificaciones o donde se indican con siglas los puntos a revisar con letra de color rosado. El punto **A** indica la nueva traza de la falla y de los contactos puesto que se detectaban saltos de falla contradictorios entre unidades cartográficas casi paralelas. El punto **B** indica un evidente desplazamiento de los contactos por adaptación a la nueva topografía y cercano a el una unidad cartográfica mal etiquetada marcada con la expresión "no 4 si 6" indicando que en el mapa figura la unidad 4 pero debe ser la 6. Finalmente las letras **C** indican fallas que aparentemente afectan a la parte alta de la serie estratigráfica pero no afectan a la parte baja, situación incoherente y que debe ser revisada.

La Figura. 4.4.25 indica otro fallo muy significativo de cartografía geológica. Con la letra **A** indicamos un bloque tectónico, en el que la traza de los límites de las unidades indica que está inclinado bastante hacia el NW. En el bloque del punto **B**, al otro lado de la falla, las trazas

cartográficas indican que la serie esta muy poco inclinada hacia el NW. El buzamiento de 40° parece estar fuera de lugar y corresponder probablemente al bloque de la letra A, no al de la B. También se observan fallas que acaban contra contactos estratigráficos de manera incomprensible. Los bloque basculados ligados a la etapa de fracturación distensiva del Jurásico y Cretácico inferior generan este tipo de imágenes cartográficas, que deben ser revisadas con cuidado, puesto que afectan directamente a la distribución y volumen de los acuíferos, objetivo principal del proyecto.

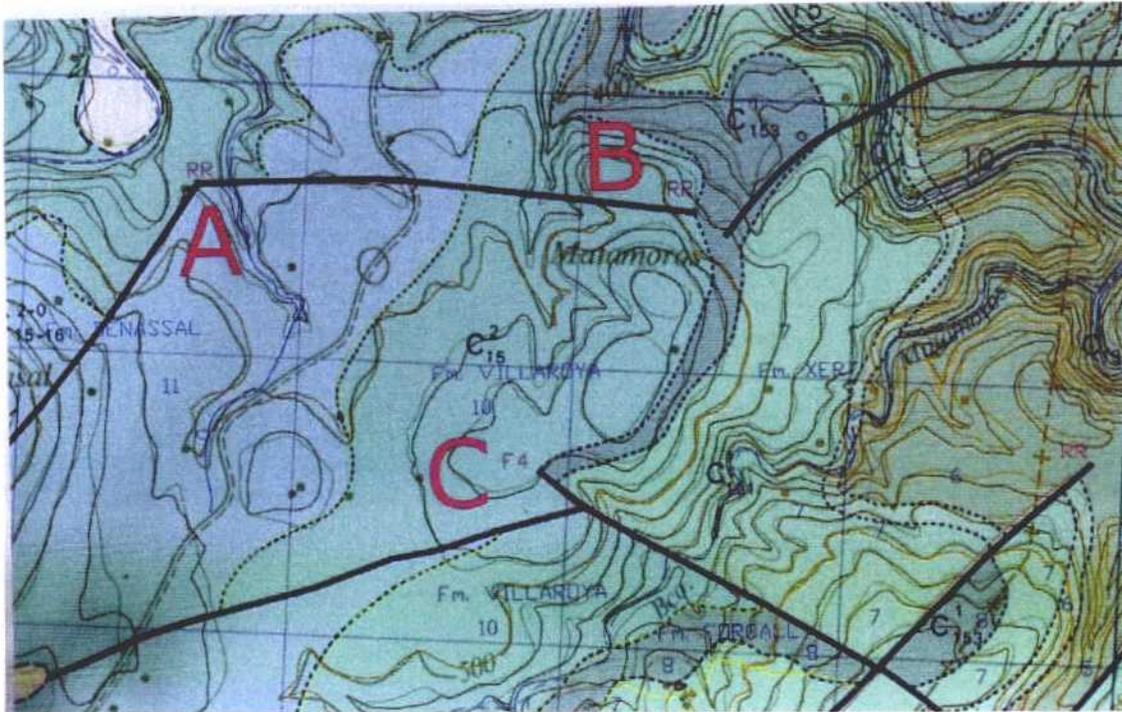


Figura. 4.4.22.- Detalle de problemas en el trazado de las fallas. Hoja nº 570 (Albocacer).

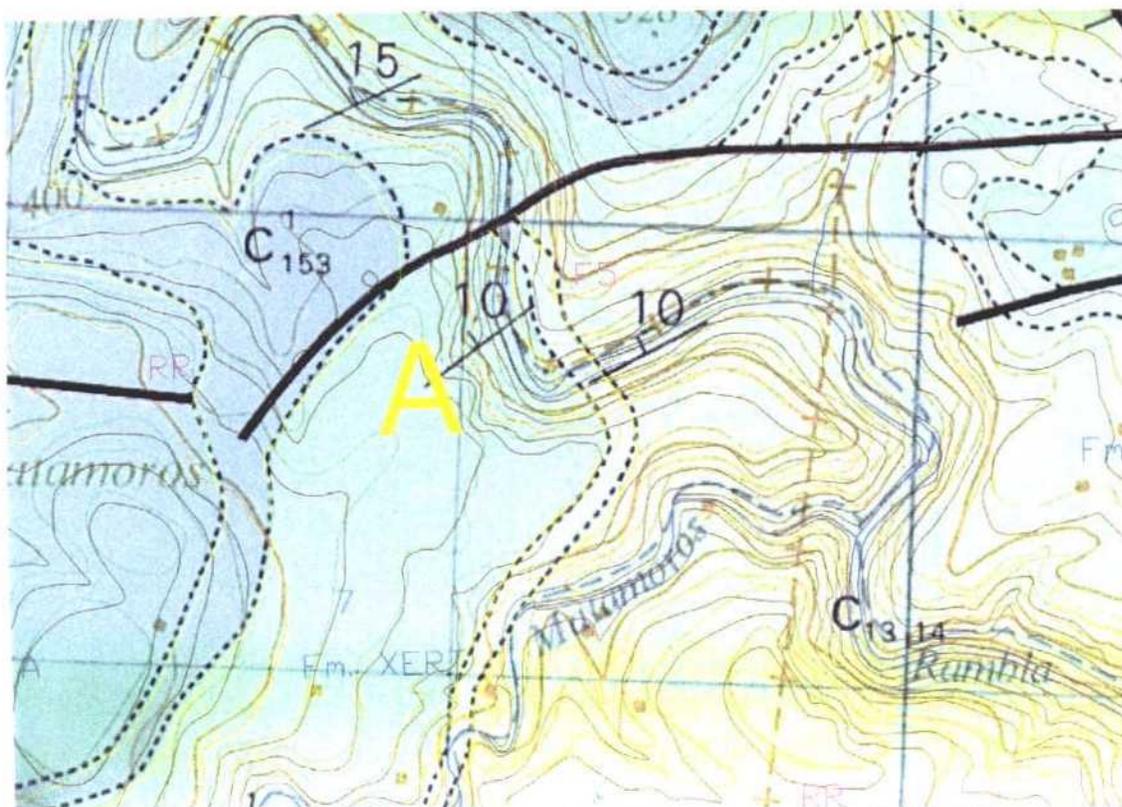


Figura. 4.4.23.- Desajustes entre traza cartográfica y buzamientos. Hoja nº 570 (Albocacer).

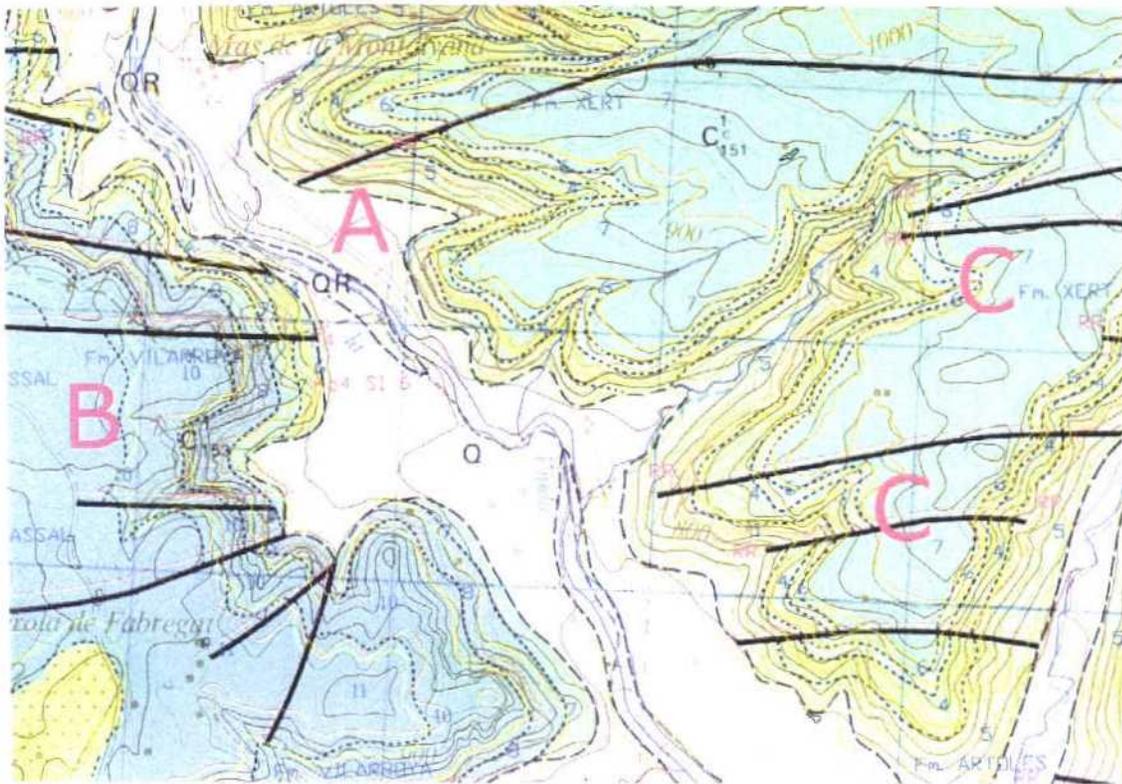


Figura. 4.4.24.- Ejemplo del trabajo de adaptación de la cartografía geológica a la nueva base topográfica. Ver comentarios en el texto.

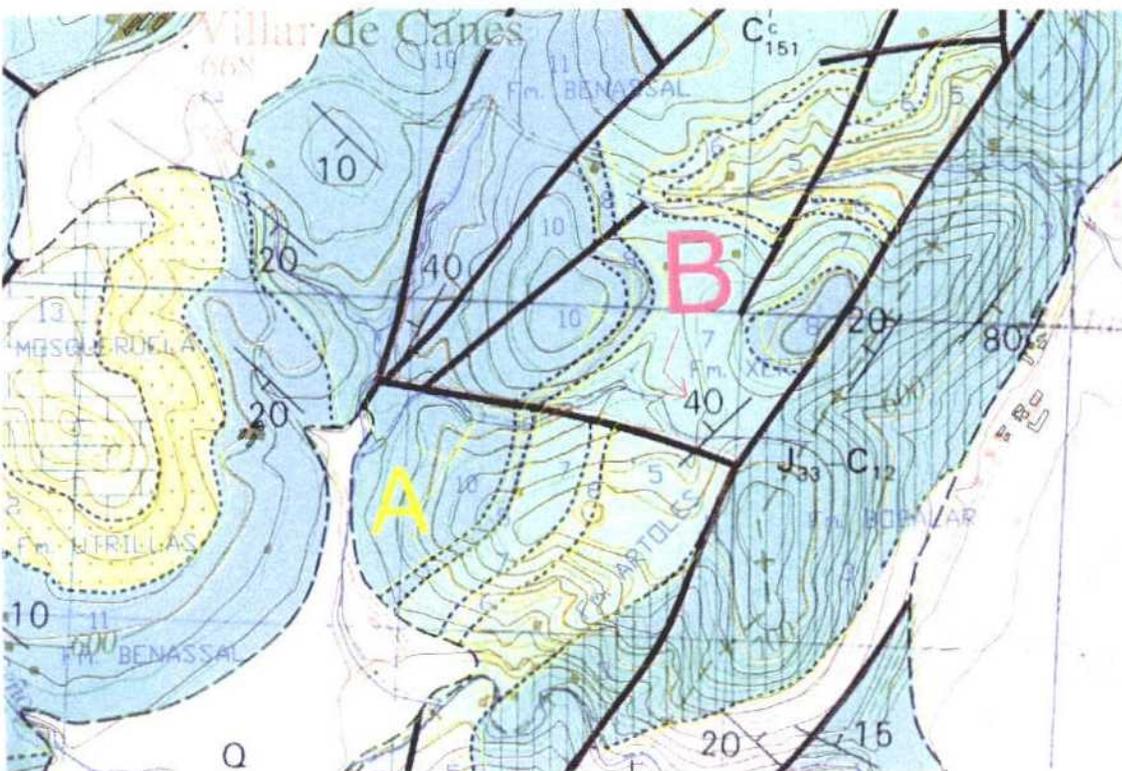


Figura. 4.4.25.- Ejemplo de desajustes entre traza cartográfica y estructuras representadas. Ver comentarios en el texto.

4.5. Conclusiones

Estas conclusiones se estructuran atendiendo a su interés e incidencia en los objetivos del proyecto. Por este motivo, se orientan a definir las actividades en geología para la segunda mitad del proyecto.

• Cartografía geológica

Como conclusión de la primera fase de trabajo, que finaliza con un mapa geológico provisional a escala 1:50.000 del área del proyecto, se puede avanzar:

- La leyenda provisional, es aceptable para todas las unidades litoestratigráficas salvo para el Jurásico y el Cretácico Inferior en facies Purbeck (Berriasiense a Valanginiense). Una vez obtenidos los cuadros de correlación entre las unidades cartográficas de las diferentes hojas MAGNA que componen el mapa y su equivalencia con las unidades litoestratigráficas, definidas con posterioridad, debe procederse a la definición de la leyenda definitiva. La leyenda ideal debería reflejar estas unidades litoestratigráficas pero los trabajos necesarios para su aplicación desbordan ampliamente los fines y necesidades del proyecto actual.
- La información estructural reflejada en los mapas, y mas concretamente los buzamientos de las capas, es muy pobre imposibilitando la correcta lectura de los mismos.

Se propone:

- A nivel de unidades cartográficas el concentrar los esfuerzos en mejorar la cartografía del Jurásico y Cretácico Inferior en facies Purbeck.
- Revisar (en el año actual) la cartografía y ampliar sensiblemente la información estructural en una franja E-O entre el anticlinal de Bovalar y la Sierra de Irta.

• Estratigrafía

El conocimiento estratigráfico es bastante desigual:

- El basamento varisco parece sensato pensar que, en su totalidad pertenecería al Carbonífero en facies Culm (aflorante en el Desierto de Las Palmas). La presencia de rocas graníticas no puede descartarse.
- El conocimiento estratigráfico del Triásico es muy desigual aunque, a los efectos del Proyecto, la información existente es suficiente. Se trata de un Trías germánico, con unas facies Bundsandstein que en su parte inferior pertenecen al Pérmico, un Muschelkalk inferior carbonatado, un Muschelkalk medio terrígeno y evaporítico (muy potente, siendo el principal nivel de despegue tectónico regional), un Muschelkalk superior carbonatado, un Keuper terrígeno y evaporítico, menos potente que el M2, y una Formación Imón carbonatada, con espesores homogéneos. El rasgo mas sobresaliente es la aparente laminación tectónica de la parte superior del Triásico en el Bajo Maestrazgo.
- El Jurásico está insuficientemente conocido para las necesidades del Proyecto. A pesar de que la estratigrafía del Jurásico en la Ibérica y en las Costero Catalanas es bien conocida, en el Maestrazgo presenta diversas incógnitas. El Jurásico Inferior y Medio no se conoce, probablemente está laminado tectónicamente y algunos de sus materiales residuales pueden estar dolomitizados. La estratigrafía del Jurásico superior está suficientemente conocida aunque este hecho no se refleja en la cartografía.
- El Cretácico Inferior está, por lo menos a nivel de litoestratigrafía, suficientemente definido. Los mayores problemas se localizan en la falta de reflejo de la litoestratigrafía propuesta para el Berriasiense – Hauteriviense y Valanginiense con la cartografía, la pobre definición existente de los cambios laterales de facies y de las variaciones laterales de espesor.

- El Cretácico Superior está bien conocido a nivel regional (Cordillera Ibérica) y hay una buena información de base procedente de Canérot (1974).
- El Terciario y el Cuaternario están relativamente mal conocidos. Del primero solo se conocen bien los materiales aflorantes. El Cuaternario se conoce fundamentalmente por el reflejo geomorfológico de sus sistemas deposicionales pero está muy pobremente definida su estratigrafía y las discontinuidades existentes.

Actividades propuestas:

- Para el Jurásico Inferior y Medio, la revisión de sondeos (especialmente el sondeo Maestrazgo-1) a la luz de la litoestratigrafía regional y con el apoyo de la estratigrafía de los afloramientos más próximos. Uno de los aspectos más importantes a resolver es la aparente laminación tectónica de la parte inferior del Jurásico en el Bajo Maestrazgo.
- Para el Cretácico Inferior centrar los esfuerzos en clarificar los cambios laterales, tanto hacia cuenca (SE) como en la dirección perpendicular a la Ibérica (NE-SO). En esta última dirección ver cómo se producen los cambios de espesor para conocer el significado geológico y la geometría de las discontinuidades y lagunas estratigráficas.
- Integrar los datos geológicos de superficie con los datos geofísicos e hidrogeológicos para mejorar el conocimiento de la geometría de las cuencas terciarias y el relleno sedimentario de las fosas.

● Estructura geológica

Los estudios sobre la estructura deben ir dirigidos a mejorar la caracterización tanto de las fallas cartográficas como de los sistemas de fracturas a distintas escalas que afectan a los niveles acuíferos, ya que estos dos aspectos tienen especial incidencia en el establecimiento del modelo geométrico del acuífero y en el modelo de flujo.

A este respecto, en el estudio de las fallas cartográficas hay dos aspectos especialmente importantes a investigar:

- Caracterización de la geometría y cinemática de las fallas principales, y estudio de su relación con los saltos observados en los niveles piezométricos.
- Relación de las fallas cartográficas con las sustracciones de serie jurásica observadas.

En cuanto a la caracterización de la arquitectura de la fracturación los aspectos a investigar son:

- Modelo geométrico de desarrollo de la misma y su relación con las secuencias deposicionales.
- Conectividad hidráulica por fracturación entre las distintas unidades
- Sellado de las fracturas.

● Historia diagenética. Relaciones con la fracturación

Existen tres aspectos claves para la caracterización del acuífero relacionados con la diagénesis: los procesos de dolomitización y dedolomitización, la karstificación y el sellado de fracturas.

El desarrollo de las dolomitizaciones se conoce bastante bien a partir del trabajo de Nadal (2001). Sin embargo no quedan suficientemente caracterizadas las fracturas que han tenido un papel determinante en las mismas, por lo que un esfuerzo especial debe realizarse en esta dirección.

El desarrollo de la karstificación y su relación con las principales directrices estructurales y, en concreto, con la fracturación es todavía materia de especulación, por lo que igualmente debe ser un aspecto a investigar.

Dentro del área de estudio no conocemos estudios de detalle sobre el desarrollo de sellos en fracturas, por lo que debe ser otro factor a estudiar.

4.6. Referencias bibliográficas

- Acuña, J.D. (1982).- Algunas regularidades tafonómicas y paleoecológicas en una secuencia tortoniense de Torreblanca (Castellón). *Estudios Geol.*, 38, 61-73.
- Agustí, J.; Anadón, P. Ginsburg, L. Mein, P. y Moissenet, E. (1988).- Araya et Mira: nouveaux gisements de mamifères dans le Miocène inférieur moyen des Chaînes Ibériques orientales et méditerranéennes. Consequences stratigraphiques et structurales. *Paleontol. Evol.*, 22, 83-101.
- Almela, (1959).- El Cretáceo en España. II El Maestrazgo y la Cordillera litoral catalana. Congr. Géol. Intern. XX sesión, México (1956): "El sistema cretácico", 1, 405-423.
- Alvaro M.; A. Barnolas, A.; Cabra, P.; Comas-Rengifo, M.J.; Fernández-López, S.R.; Goy, A.; del Olmo, P.; Ramírez del Pozo, J.; Simó A. y Ureta S. (1989).- El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, 67-120.
- Anadón, P. (1983).- Características generales de diversas cuencas lacustres terciarias con pizarras bituminosas del NE de la Península Ibérica. Com. X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca, 1, 9-12.
- Anadón, P., Cabrera, L., Julià, R., Roca, E. y Rosell, L. (1989): Lacustrine oil-shale basins in Tertiary grabens from NE Spain (Western European rift system). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 70: 7-28.
- Anadón, P. y Moissenet, E. (1996): Neogene basins in the Eastern Iberian Range. En: *Tertiary basins of Spain* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, 68-76.
- Anadón, P., Moissenet, E. y Simón, J.L. (1990): The Neogene Grabens of the Eastern Iberian Chain (Eastern Spain) En: *Iberian Neogene Basins. Field Guidebook*. (J. Agustí, R. Doménech, R. Julià y J. Martinell, Eds.). *Paleont. Evol.*, Mem. Esp. 2: 97-130.
- Assens et al., (1972).-
- Assens, J., Gómez, J.J. y Ramírez, J. (1973).- Memoria y hoja geológica nº 666 (Chelva) del mapa geológico de España E. 1:50.000, IGME, Madrid, 33 p.
- Barnolas, A.; López, F.; Julivert, M.; Anadón, P.; Durán, H.; Saez, A., Ubach, J.; Enrique, P.; Marzo, M.; Calvet, F.; Ortí, F.; Giner, J. Simo, A.; Salas, R.; Ardevol, L.; González-Lastra, J.; Cabrera, L.; Gallart, F.; López, C.; Permanyer, A.; Serra, J.; Agustí, J. Gisbert, J. Moyà, S.; Cabra, P. Fernández-García, P. y Guimerà, J. (1983).- Estudio Geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides. IGME, 3 tomos, 1 mapa.
- Barnolas, A.; López Olmedo, F.; Anadón, P.; Ardevoll, L.; Cabra, P.; Calvet, F.; Fernández García, P.; Giner, J.; Guimera, J., González Lastra, J.; Julivert, M.; Marzo, M.; Salas, R., Simón Gómez, J.L.; Simó, A. Ortí Cabo, F. (1985). *Mapa Geológico de España E. 1: 200.000 Vinaròs (48)*. IGME, 100 pp., 1 mapa.
- Bartrina, T. y Hernández, E. (1990): Las unidades evaporíticas del Triásico del subsuelo del Maestrazgo. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la Zona de Levante* (F. Ortí y J.M. Salvany, Eds.), ENRESA -Univ. Barcelona, 34-38.
- Brinkmann, R. (1961).- Aperçu sur les Chaînes ibériques du Nord de l'Espagne. Mém. Soc. Géol. France, Livre à la Memoire de Paul Fallot, 291-299.

Bulard, P. F. (1972).- Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du Bassin de l'Ebre (Espagne). Tesis Doctoral, Universitat de Nice. 702 p.

Caja, M. A. (2004). Procedencia y diagénesis de los sedimentos del Jurásico Superior-Cretácico inferior (Facies Weald) en las subcuencas occidentales de la cuenca del Maestrazgo, Cordillera Ibérica Oriental. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 293 pp.

Caja, M. A.; Al-Aasm, I.S.; Marfil, R.; Tsige, M.; Martín-Crespo, T. y Salas, R. (2003). Multiphase carbonate cementation related to fractures in the Upper Jurassic limestones, Maestrat Basin (Iberian Range, Spain). *Jour. of Geochem. Explor.*, 78-79, 33-38.

Calonge, A. (1989): *Bioestratigrafía del Cenomaniense de la Cordillera Ibérica por foraminíferos bentónicos*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 558 p.

Canérot, J. (1971) en Canérot (1974)

Canérot, J. (1974).- Recherches géologiques aux confins des chaînes ibérique et catalane (Espagne). Tesis Doctoral. Universitat de Tolouse, ENADIMSA, 5(2). 517p.

Canerot, J., Cugny, P., Pardo, G., Salas, R. y Villena, J. (1982).- Ibérica Central-Maestrazgo. In: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid, p. 273-344.

Canérot, J. y Esnaola, J.M. (1973).- Memoria y hoja geológica nº 570 (Albocacer) del mapa geológico de España a E. 1:50.000 (MAGNA), IGME, Madrid, 15 p.

Canérot, J.; y Leyva, F. (1978).- Memoria y hoja geológica nº 520 (Peñarroya de Tastavins) del mapa geológico de España a E. 1:50.000 (MAGNA), IGME, Madrid, 42 p.

Canérot, J., Leyva, F. y Martín, L. (1973).- Memoria y hoja geológica nº 546 (Ulldecona) del mapa geológico de España a E. 1:50.000 (MAGNA), IGME, Madrid, 20 p.

Canérot, J.; Martín, L. y Leyva, F. (1973).- Memoria y hoja geológica nº 545 (Morella) del mapa geológico de España a E. 1:50.000 (MAGNA), IGME, Madrid, 17 p.

Canérot, J.; Martín, L. y Leyva, F. (1973).- Memoria y hoja geológica nº 571 (Vinaroz) del mapa geológico de España a E. 1:50.000 (MAGNA), IGME, Madrid, 19 p.

Canérot, J. y Pignatelli, R. (1979).- Memoria y hoja geológica nº 519 (Aguaviva) del mapa geológico de España a E. 1:50.000 (MAGNA), IGME, Madrid, 38 p.

Canérot, J. y Pignatelli, R. (1979).- Memoria y hoja geológica nº 569 (Mosqueruela) del mapa geológico de España a E. 1:50.000 (MAGNA), IGME, Madrid, 24 p.

Corbett, K.; Friedman, M. y Spang, J. (1987). Fracture development and mechanical stratigraphy of the Austin Chalk, Texas. *AAPG bull.*, v. 71, 17-28.

Combes, P. J. (1969).- Recherches sur la genèse des bauxites dans le NE de l'Espagne, Le Languedocien et l'Ariege (France). Universitat de Montpellier, Mém. Cent. Etud. Rech. Hydrogeol., 3-4, 375 p.

Dupuy de Lome, E. Y Sanchez Lozano, R. (1963).- Memoria y hoja nº 594 (Alcalá de Chivert) del mapa geológico de España a escala 1:50.000 (1ª serie), IGME, Madrid, 81 p.

Dupuy de Lome, E. Y Sanchez Lozano, R. (1965).- Memoria y hoja nº 593 (Cuevas de Vinroma) del mapa geológico de España a escala 1:50.000 (1ª serie), IGME, Madrid, 78 p.

Esteban, M. (1973).- Petrología de las calizas creácicas del sector central de los Catalánides (prov. de Tarragona y Barcelona). Tesis Doctoral Universitat de Barcelona. 425 p.

Faura i Sans, M., Fallot, P. y Bataller, J. R. (1921).- Observations au sujet de la stratigraphie des terrains jurassiques de la chaîne de Cardó (province de Tarragona). *Bulletí Institut Català d'Història Natural*, 2a sèrie, p. 1-118.

Fernández-González, M.I. (2001).- *Estudio de las posibilidades de generalización y agrupación litológica de las unidades del Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a escala 1:1.000.000*. Escuela Politécnica de la Universidad de Alcalá, Ingeniería en Geodesia y Cartografía, Especialidad en Cartografía temática y ambiental. 204 p. y anexos.

Franke (1989).- Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geol. Soc. Am., Special Paper*, 230, 67-90.

García, A., Carenas, B., Pérez del Campo, P., Segura, M. y Calonge, A. (1989a): Les cycles sédimentaires dans les faciès de plateforme téthysiens de la Chaîne Ibérique centrale de l'Albien supérieur au Cénomanién moyen. *Géobios*, Mem. esp. 11: 151-160.

García, A., Segura, M., Calonge, A. y Carenas, B. (1989b): Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la Plataforma del Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 303-333.

García, A., Segura, M. y Carenas, B. (1989c): Reconstruction de l'architecture des corps sédimentaires et identification des rythmes eustatiques dans les depots de plate-forme de l'Albien-Cénomanién de la Chaîne Ibérique (Espagne). *Strata*, 5: 89-91.

García, A., Segura, M. y García-Hidalgo, J.F. (1996c): Sequences, Cycles and Hiatuses in the Upper Albian-Cenomanian of the Iberian Ranges (Spain): a Cyclostratigraphic approach. *Sedim. Geol.*, 103: 175-200

Gil, J. ; Carenas, B.; Segura, M.; García Hidalgo, J.F. y García, A. (2004).- Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región central y oriental de España. *Rev. Soc. Geol. España*, 17, 3-4, 249-266.

Giner, J. (1980).- Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (sector oriental). Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona p. 315

Gómez, J.J. y Fernández-López, S. (2004): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 35: 91-94.

Gómez, J.J. y Goy, A. (2004).- Jurásico Inferior, (Cap. 5 Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana), En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), 495-500.

Gómez-Gras, D. (1993): El Permotriás de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat: Facies y Petrología sedimentaria (Parte II). *Bol. Geol. Min.*, 104: 467-515

González, A., Guimerà, J. y Luzón, A., (1994).- Relaciones tectónica-sedimentación en la zona de Enlace y borde suroriental de la depresión del Ebro, II Congreso del Grupo Español del Terciario, Jaca.

Goy J.L. (1978).- Estudio geomorfológico del Cuaternario Litoral Valenciano. Tesis Ineditas ed. Universidad Complutense de Madrid: 600 p.

Gross, M .R. ; Fischer, M. P., Engelder, T. y Greenfield, R.J. (1995). Factors controlling joint spacing in interbedded sedimentary rocks: interpreting numerical models with field observations from the Monterey FOrmation, USA. en: M.S. Ameen, ed., *Fractography: fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis*, Geological Society of America Special Publication 92, 215-233.

Guimerà, J. (1988).- Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana. Tesi Doctoral. Universitat de Barcelona 600 p.

Guimerà, J., Salas, R., Vergés, J. y Casas, A. (1996).- Mesozoic extension and Tertiary compressive inversion in the Iberian Chain: Results from the analysis of a gravity profile. *Geogaceta*, 20, p. 1691-1694.

Hahne C. (1930).- Investigaciones estratigráficas y tectónicas en las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona. Publ. alemanas sobre geología de España, CSIC, Madrid, 2, 7-50.

Hernández et al. (1991).-

Huang, Q. y Angelier, J. (1989). Fracture spacing and its relation to bed thickness. *Geological Magazine*, vol. 126, nº 4, 355-362.

IGME (1972).- Hoja de Vinaroz (48) del Mapa Geológico de España E. 1:200.000, síntesis de la cartografía existente, 25 p., 1 mapa.

ITGE (1997).- Informe ENAGAS

Jurado, M.J. (1989).- *El Triásico del subsuelo de la Cuenca del Ebro*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 259 p. (inédita).

Lachenbruch, A. H. (1961). Depth and spacing of tension cracks. *Jour. of Geophysical Research*, vol. 66, 4273-4292.

Lanaja, J. M. (1987).- Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España. IGME, Servicio de Publicaciones de Industria y Energía, 465p.

López Buendía, A. M. (1995).- Evolución cuaternaria de las cuencas palustres litorales de la depresión Valencia - Castellón. Tesis inédita. Universidad de Zaragoza.

López-Gómez J. y Arche, A. (1992).- Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 48, 123-143.

Lotze F. (1929).- Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gott., Math-Phys. KI (N ser.)* 14, 2, 1-320.

Martín et al. (1974).- Hoja de Alcora

Martín M.; Esnaola, J.M. (1973).- Memoria y hoja geológica nº 594 (Alcalá de Chivert) del mapa geológico de España a E. 1:50.000 (MAGNA), IGME, Madrid, 17 p.

Martín-Closas, C. (1989).- Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del bloc de l'Ebre. Tesi Doctoral. Universitat de Barcelona. 581p.

Martín-Closas, C. y Salas, R. (1988).- Corrélation de la biozonation des charophytes avec celle des foraminifères (orbitolinidés) dans le Valanginien inférieur du bassin du Maestrat (Castelló, Espagne). *Geobios*, 21, 5, 645-650.

Martín-Closas, C. y Salas, R. (1989).- Nouvelles données stratigraphiques et biostratigraphiques (Charophyta) sur le passage Jurassique – Cretacé dans le bassin du Maestrat (Chaîne Ibérique orientale). *Ass. Geol. Geof. Esp. Petrol.*, Libro homenaje a Rafael Soler, 77-95.

Martín-Martín, D. (2004).- *Los minerales de la arcilla del Permo-Triásico de la Cordillera Ibérica Oriental: procedencia y evolución diagenética*. Tesis doctoral, Univ. Jaume I, Castelló de la Plana, 189 p. (inédita).

Mas, R.; García, A.; Salas, R.; Meléndez, A.; Alonso, A.; Aurell, M.; Bádenas, B.; Benito, M.I.; Carenas, B.; García-Hidalgo, J.F.; Gil, J. y Segura, M. (2004).- Segunda etapa de rifting: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. (Cap. 5 Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana), En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), 503-510.

Mein, P. (1975).- Report on activity RCMNS Working Groups, Bratislava : 78-81.

Meléndez, F. ; Villena, J. ; Ramírez del Pozo, J.; Portero, J.M.; Olivé, A.; Assens, J. y Sánchez Soria, P. (1975).- Síntesis del Cretácico de la zona Sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. 1er Simposio del Cretácico de la Cordillera Ibérica, Cuenca, 241-252.

Michel, B. (1974). Contribution à l'étude des mineralisations plombo-zincifères dans le crétacé inférieur du Maestrazgo (Provinces de Castellón et Teruel-Espagne). *Memoire de These, Univ. de Nancy I*, 141 pp.

Nadal, J. (2001).- *Estudi de la dolomitització del Juràssic Superior – Cretaci Inferior de la Cadena Ibérica Oriental i la Cadena Costanera Catalana: relació amb la segona etapa de Rift mesozoica*. Tesi doctoral, Univ. de Barcelona, 416 p.

Navarro, D.; Crespo, A. y Pérez, A. (1981).- Memoria y hoja geológica nº 544 (Forcall) del mapa geológico de España a E. 1:50.000 (MAGNA), IGME, Madrid, 26 p.

Nur, A. (1982). The origin of tensile fracture lineaments. *Jour. of Struct. Geol.*, vol. 4, 31-40.

Obis, J.A. y Canérot, J. (1973).- Memoria y hoja geológica nº 593 (Cuevas de Vinroma) del mapa geológico de España a E. 1:50.000 (MAGNA), IGME, Madrid, 25 p.

Obis, J.A. y Canérot, J. (1973).- Memoria y hoja geológica nº 616 (Villafamés) del mapa geológico de España a E. 1:50.000 (MAGNA), IGME, Madrid, 21 p.

Pollard, D.D. y Segall, P. (1987). Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. en: B.K. Atkinson, ed., *Fracture mechanics of rock*. London, Academic Press, 277-349.

Querol, X. (1990).- *Distribución de la materia mineral y azufre en los carbones de la Fm Escucha. Relación con los factores geológicos, sedimentológicos y diagenéticos*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 509 p. (inédita).

Querol, X., Salas, R., Pardo, G. y Ardevol, L., (1992).- Albian coal-bearing deposits of the Iberian range in northeastern Spain. In: Controls and distribution and quality of Cretaceous Coals: Boulder, Colorado. J. P. Mc Cabe y J. T. Parrish (eds), Geological Society of America, Special Paper, p. 193-208.

Ramírez y Meléndez (1972).-

Ramírez y Meléndez (1973).- p., 45.

Rey J.; Fernández L.M., y Blázquez A.M. (1999).- Identificación de las unidades morfosedimentarias cuaternarias en la plataforma interna del litoral del País Valenciano: el rol de los factores morfoestructurales y eustáticos. *Geoarqueología i Quaternari litoral*: 403-418.

Ríos, J.M. y Almela, A. (1951).- Estudios sobre el Mesozoico del borde meridional de la cuenca del Ebro. IGME, Libro jubilar, II, p. 247.

Robles, S. (1974).- Estudio geológico del Mesozoico del bloque del Cardo y sectores adyacentes. Tesis Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona. 436 p.

Roca, E., Guimerà, J. y Salas, R. (1994).- Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geol. Mag.*, **131**, p. 155-168.

Roselló V. (1963).- Notas preliminares a la morfología del norte de Valencia. *Saitabi*. XIII: 18-39.

Salas, R. (1987).- El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís del Garraf i la Serra d'Espadà. Tesis Doctoral Universitat de Barcelona. 345 p.

Salas, R. (1989).- Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras Ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **13**, p. 121-157.

Salas, R.; Barrachina, A.; Cabanes, R. y Querol, X. (1986).- Los sistemas deposicionales del Malm y Cretácico Inferior de los Catalanides y de la Cordillera Ibérica oriental. X Congreso español de Sedimentología, Barcelona, Libro guía de la excursión nº 4, Univ. de Barcelona, 125 p.

Salas, R. y Casas, A. (1992).- Historia de la subsidencia, anomalías gravimétricas y evolución mesozoica de las cuencas del margen oriental de Iberia. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. *Actas*, **2**, Salamanca. p. 112-116.

Salas, R. Y Guimerà, J. (1997).- Estructura y estratigrafía secuencial de la cuenca del Maestrazgo durante la etapa de rift jurásico superior – cretácica inferior (Cordillera Ibérica oriental). *Bol. Geol. Minero*, **108**, 393-402.

Salas, R., Guimerà, J., Giménez-Montsant, J., Martín-Closas, C. y Roca, E. (1997).- Mesozoic rift structure, stratigraphy and Palaeogene inversion of the Maestrat Basin. Iberian Range (NE Spain), 33 p.

Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001).- Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversion (Iberian Chain). En: *Perythethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. (W. Cavazza, A. H. F. Robertson y P. Ziegler y S. Crasquin-Soleau, eds), *Mém. Mus. Nat. Sci. Nat. Paris*, **186**, 145-185.

Salas, R., Martín-Closas, C., Querol, X., Guimerà, J. y Roca, E. (1995).- Evolución tectonosedimentaria de las cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Penyagolosa durante el Cretácico inferior. In: *El Cretácico inferior del Nordeste de Iberia*. R. Salas y C. Martín-Closas (coord.), *Guía de campo, excursiones III Coloquio del Cretácico de España*, Morella, 1991, Publicaciones Universidad de Barcelona, p. 13-94.

Sanjaume S. (1987).- Littoral dynamics and evolution of "Albuferas" during Pleistocene and Holocen in the Valencia area. *Trabajos Sobre Neogeno – Cuaternario*, **10**: 159-175.

Sanjaume, E. ; Rosselló, V.M. ; Pardo, J.E. ; Carmona, P. ; Segura, F. y López-García, M.J. (1996).- Recent Coastal Changes in the Gulf of Valencia (Spain). *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl. Bd. 102, Berlin-Stuttgart, 95-118.

Segura F. (1995).- El Cuaternario continental de las tierras septentrionales valencianas. El Cuaternario del País Valenciano: 83-96.

Segura F.; Sanjaume E., y Pardo J.E. (1993).- Apotaciones sobre el Cuaternario de la Albufera de Torreblanca. Actas II Reunión de Cuaternario Ibérico, Madrid, I.T.G.E.: 227-234.

Shackleton, J. R. ; Cooke, M. L. y Sussman, A. J. (2005). Evidence for temporally changing mechanical stratigraphy and effects on joint-network architecture. *Geology*, v.33, nº 2, 101-104.

Simón Gómez, J. L. (1984).- *Compresión y distensión alpinas en la cadena Ibérica oriental*. Publ. Inst. Estudios Turolenses, 269 p.

Simón Gomez J. L. (1986).- Sobre las deformaciones del Paleozoico en el macizo del desierto de Las Palmas (Castellón). *Estudios Geológicos*, 42, 407-414.

Sopeña, A.; Virgili, C.; Hernando, S. y Ramos, A. (1977).- Pérmico continental en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 11-34.

Sos, V. (1975).- Los terrenos del Periodo carbonífero de la provincia de Castellón. R. Soc. Esp. Hist. Nat., Vol. Extr. 1er centenario, 419-435.

Suarez, J.M.; Alonso, T. y Pendas, F. (1983).- Los lignitos terciarios de Cuevas de Vinromà, Alcalá de Chivert (Castellón de la Plana). En: Libro homenaje a Carlos Felgeroso, Madrid, 139-152.

Templado D. y Messeguer J. (1950).- Memoria y hoja geológica nº 616 (Villafamés) del mapa geológico de España a E. 1:50.000 (1ª serie), IGME, Madrid, 48 p.

Trell, A.; Martín, M. (1981).- Memoria y hoja geológica nº 592 (Villahermosa del Río) del mapa geológico de España a E. 1:50.000 (MAGNA), IGME, Madrid, 22 p.

Underwood, Ch. A.; Coocke, M. L.; Simo, J.A.y Muldoon, M. A. (2003). Stratigraphic controls on vertical fracture patterns in Silurian dolomite, northeastern Wisconsin. *AAPG Bull.*, vol. 87, nº 1, 121-142.

Vera, J.A. (Ed.) (2004).- Geología de España, IGME-SGE, Madrid, 884 p.

Vilanova y Piera, J. (1859).- Memoria geognóstico-agrícola sobre la Provincia de Castellón, 229 p.

Vilas, L.; Mas, R.; García, A.; Arias, C.; Alonso, A.; Meléndez, N. Y Rincón, R. (1982).- Ibérica suroccidental. El Cretacico de España (A. García, Ed.), Ed. Complutense, Madrid, 457-514.

Virgili, C. (1958).- El Triásico de los Catalánides. Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, t. LXIX , p. 856 p.

4.7. Informe preliminar sobre la distribución vertical y horizontal de la fracturación en la cuenca del maestrazgo (unidad hidrogeológica 08.07) para el proyecto: "Investigación sobre el comportamiento hidrogeológico de formaciones acuíferas profundas. aplicación a la UH 08.07. desarrollo metodológico"

4.7.1. Evolución geológica general de la zona

La evolución del interior de la placa ibérica durante el mesozoico y el terciario puede resumirse en dos grandes etapas:

1) Durante la época tardihercínica se creó en toda la placa ibérica un sistema de fallas de probable componente direccional, que posteriormente evolucionó hacia un régimen de tipo distensivo (Alvaro et al., 1979). Esto, unido al colapso de la cadena hercínica, dio lugar a una rápida subsidencia con la subsiguiente formación de una serie de cuencas rellenas por sedimentos de abanicos aluviales y lacustres, según los casos. El régimen extensional se generalizó durante el Mesozoico (con algunas inversiones localizadas) y dio lugar a numerosas cuencas sedimentarias continentales o de plataforma somera (Alvaro et al., 1979; Salas y Casas, 1993) tanto en las zonas cercanas a los futuros bordes de la microplaca (Vasco-cantábrica, Lusitánica, Algarve, Bética y Pirenaica) como en el interior de la misma (cuencas Ibéricas en general), cuya evolución debe estar ligada a la cinemática de los límites de la placa y a los campos de esfuerzos generados por ellos en el interior de la misma (ver por ejemplo, Cloetingh, 1988).

2) La colisión de Iberia con Europa y posteriormente con Africa durante el Cenozoico trajo consigo la formación de dos orógenos en los bordes N y S de la placa ibérica (Pirineos y Cordilleras Béticas). El interior de la placa se vio sometido a esfuerzos compresivos, que dieron lugar a distintos tipos de deformación (thin-skinned de zócalo y cobertera) en función del comportamiento de la corteza continental: Sistema Central (zócalo rígido), Ibérides (Cordillera Ibérica y Catalánides, con un zócalo menos competente), Cuencas del Ebro y Duero (sin grandes macroestructuras pero con un desarrollo de fracturas muy importante). En el proceso de deformación compresiva en el interior de la placa jugó un papel muy importante la inversión de las cuencas sedimentarias mesozoicas.

4.7.2. Caracterización de la etapa extensional

La evolución de las cuencas Ibéricas y Pirenaicas se inició en el Pérmico, como consecuencia de la individualización y desarrollo de cuencas intracontinentales, aprovechando antiguos desgarres tardihercínicos (Arthaud y Matte, 1975; Alvaro et al., 1979; Arche y López Gómez, 1996). Se identifican cuatro grandes etapas en la evolución de estas cuencas durante el Mesozoico, que son correlacionables con las fases de reorganización a escala de placa (Alvaro, 1991; Salas y Casas, 1993):

1) Rift Triásico (Pérmico superior-Hettangiense): Formación de cuencas aisladas limitadas por fallas de fuerte buzamiento, posiblemente con alcance cortical. Estos depósitos están asociados con manifestaciones volcánicas.

2) Post-rift Jurásico inferior-medio (Sinemuriense-Oxfordiense): Esta etapa está caracterizada por subsidencia de tipo térmico, aunque se identifica la actuación de algunas fallas, y un importante desarrollo de plataformas carbonatadas.

3) Rift Jurásico superior-Cretácico inferior (Kimmeridgiense-Albiense medio): Etapa principal de la formación de cuencas sedimentarias en Cordillera Ibérica y Pirineos. Con la discontinuidad finicalloviense-intraoxfordiense se ponen de manifiesto los primeros efectos de la reactivación del régimen tectónico distensivo. La continuación de la etapa de rifting da lugar a la

compartimentación de las grandes cuencas jurásicas, iniciándose la configuración neocomiense de cuencas de menores dimensiones, pero mucho más subsidentes, separadas por umbrales. Lleva asociada una etapa de fracturación muy importante, cuya geometría puede revelar información importante sobre el régimen de esfuerzos y la cinemática de la placa ibérica en este momento, y de gran repercusión en la zona de estudio.

4) Cretácico superior (Albiense superior-Maastrichtiense): Durante esta etapa la subsidencia tectónica decrece considerablemente en la Cordillera Ibérica, mientras que en el Pirineo se produce el tránsito de la distensión a la compresión, con subsidencia muy importante en la cuenca de Cotiella-Bóixols. Durante el Albiense superior la Cordillera Ibérica queda emergida y se produce una sedimentación de carácter fluvial (Fm. Utrillas).

En general, la sedimentación mesozoica está ligada a una tectónica distensiva que favorece la formación de bloques accionados por mecanismos de tipo lístrico en relación con antiguas alineaciones del zócalo (fallas tardihercínicas, fundamentalmente WNW-ESE, NW-SE y NE-SW). Estos mecanismos condicionan un sistema de dispositivos en graben y semigraben (Salas, 1987).

Los estudios geométricos y cinemáticos realizados en las cuencas de sedimentación cretácicas apuntan a la existencia de diferentes estructuras tectónicas mediante las cuales se resuelve la extensión asociada a la etapa rifting que sufre la Placa Ibérica durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Estas estructuras vienen condicionadas fundamentalmente por el espesor de la cobertera y estructuras previas existentes en el "zócalo" paleozoico y su estudio detallado permite explicar la formación, estructuración y desarrollo de estas cuencas sedimentarias.

4.7.3. La tectónica de inversión durante el Terciario

A partir del Cretácico Superior se produce la inversión generalizada de las cuencas extensionales mesozoicas en la Cordillera Ibérica y zona sur-Pirenaica. Consideramos como inversión tectónica positiva el cambio que experimenta una cuenca sedimentaria extensional al sufrir un acortamiento, y convertirse en una zona elevada. La geometría de la deformación compresiva y de los sistemas de cabalgamientos está fuertemente controlada por las fallas normales anteriores, y son muy distintos de los que afectan a zonas con sedimentación de plataforma. Los ejemplos mejor conocidos de inversión tectónica responden al esquema de cuencas intracontinentales (entre las que pueden incluirse las cuencas Ibéricas), ya que presentan condiciones en cuanto a preservación de las estructuras extensionales que permiten reconocer de forma clara los procesos de inversión.

Las estructuras que aparecen asociadas a las inversiones tectónicas varían en función del grado de deformación y de las condiciones reológicas del material. En los niveles superiores de la corteza las estructuras de inversión están asociadas a la reactivación de fallas normales y neoformación de fallas inversas, que pueden situarse en los límites o en el interior de las cuencas sedimentarias. A veces el proceso de acortamiento da lugar a un plegamiento con desarrollo de esquistosidad, de la cuenca contra la falla normal de su borde (efecto de buttressing). La historia compresiva de las cuencas viene reflejada por la sedimentación sintectónica, que permite determinar la cinemática de las diferentes estructuras activadas durante la inversión.

La localización de las zonas de inversión en el interior de las placas es un tema todavía no resuelto, ya que la extensión que da lugar a la creación de las cuencas sedimentarias produce en la mayor parte de los casos un aumento de la resistencia reológica de la corteza, y por lo tanto dificultaría la localización en esas zonas de la deformación compresiva (Kusznir y Park, 1987). Una hipótesis para explicar estas localizaciones es que la existencia de una fábrica orogénica o tardiorogénica previa dentro de la corteza continental puede debilitar determinadas zonas dentro de la corteza continental de modo que tanto las cuencas intracratónicas extensionales como las zonas deformadas en compresión se sitúan sobre ellas. Esta fábrica cortical con anisotropías importantes marcaría por tanto la geometría y orientación de las estructuras neoformadas.

4.7.4. Influencia de las anisotropías heredadas de la estructura orogénica hercínica y de la fracturación tardihercínica

El conjunto de la Península Ibérica forma parte del orógeno hercínico europeo, cuya estructura en este sector viene definida por una zona de colisión continental (Ossa-Morena), que separa dos zonas con vergencia centrífuga. La zona norte define un arco abierto al oeste cuyo núcleo se localiza entre Asturias y la actual cuenca del Ebro. En la rama sur del arco (en la cual se incluyen los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica) la vergencia general es NE, mientras que en la rama norte (en la cual se incluyen los Pirineos y los Catalánides) la vergencia general de los pliegues y cabalgamientos es hacia el sur. En las últimas etapas orogénicas (Carbonífero superior y Pérmico) se produjo una fracturación de todo el orógeno que dio lugar a fallas direccionales, de plano subvertical, de importante continuidad longitudinal (Arthaud y Matte, 1977). En la Península Ibérica estas fallas presentan direcciones dominantes NE-SW a NNE-SSW y NW-SE, y con frecuencia aparecen asociadas a mineralizaciones de distintos tipos.

Existe en la actualidad una cierta diversidad de opiniones sobre el papel de los accidentes del zócalo hercínico en la evolución posterior de las estructuras en el interior de la placa ibérica. Para algunos autores (Alvaro et al., 1979, Wees, 1994) las fracturas tardihercínicas jugaron un papel determinante en la disminución de la resistencia cortical en amplias zonas del interior de la placa ibérica, de modo que en las zonas con mayor cantidad de fallas existía una cierta debilidad que permitió la formación de cuencas sedimentarias, y su posterior inversión durante el Terciario. También es cierto que el magmatismo Triásico, de procedencia mantélica y afinidad alcalina parece relacionado con este tipo de fallas, que tendrían, según estos datos, un alcance al menos cortical.

No obstante, existen también numerosos datos que implican la existencia de otros condicionantes en la estructuración dominante de las cuencas mesozoicas y los pliegues y cabalgamientos terciarios, al menos en lo que se refiere a la Cordillera Ibérica. En lo que constituye la Rama Aragonesa de la cadena, la orientación y geometría de los pliegues y cabalgamientos terciarios está condicionada por la geometría de los pliegues hercínicos situados bajo la superficie de discordancia. En la Sierra de la Demanda y sector de enlace con las Catalánides existen cabalgamientos de bajo ángulo que cortan el zócalo paleozoico y que despegan posiblemente en las pizarras del Precámbrico. En otros puntos los cabalgamientos terciarios resultan de la reactivación de los propios cabalgamientos paleozoicos. Existe además una fábrica dominante en las rocas paleozoicas como es la esquistosidad de plano axial, relacionada con pliegues y en algunos casos con cabalgamientos que podría condicionar la localización y geometría de las estructuras formadas durante el Terciario. Por otro lado, los niveles de despegue para algunas fallas normales, como las formadas durante el rifting del Triásico superior y Cretácico Inferior en la parte central de la Cordillera Ibérica son superficiales y se sitúan en niveles pizarrosos de la serie paleozoica.

Todos estos datos hacen pensar en la hipótesis de la existencia de distintos tipos de accidentes de zócalo que no pueden agruparse de forma simple. Estos accidentes tendrían distinto alcance cortical y su papel durante las etapas mesozoicas de la evolución de distintas cuencas dentro de la placa sería también diferente.

4.7.5. Fracturación y campos de esfuerzos en la Cordillera Ibérica. Metodología de estudio.

Las etapas tardías en la evolución meso-cenozoica de la placa Ibérica vienen marcadas por una importante fracturación en el interior de la placa, acompañada por deformaciones de gran radio, que pueden ser caracterizadas mediante una combinación de técnicas del campo de la Geología Estructural y la Geomorfología. La utilización de la Teledetección resulta especialmente útil para identificar las estructuras presentes en materiales recientes (Neógeno-Cuaternario) que normalmente muestran un bajo grado de deformación (i.e.: Drury y Berthe, 1993; Jutz y Chorowitz, 1993; White, 1993). La fracturación en este tipo de materiales viene reflejada, sobre todo, por rasgos morfológicos (erosión de los planos de falla, orientaciones preferentes de la red hidrográfica, etc.), difíciles de detectar mediante fotografía aérea convencional pero que quedan resaltados mediante la superposición de determinadas bandas de las imágenes satélite (Thematic Mapper obtenidas por el satélite Landsat) o por la acentuación del relieve en las imágenes de radar (tomadas por el satélite ERS). A partir de estas imágenes es difícil en muchos casos determinar a que tipo de deformaciones corresponden las discontinuidades lineares que se observan, por lo que se utiliza la palabra genérica "lineamiento". Con posterioridad al estudio de la imagen de satélite se deben comparar los lineamientos con los datos obtenidos mediante otros métodos (fotografía aérea convencional, estudios geológicos regionales, datos de campo, datos geofísicos, etc.).

Mediante el estudio de las imágenes de satélite (Sabins, 1987) se pretenden determinar las direcciones principales de fracturación que afecten a materiales de distintas edades. Las dimensiones de las fallas y fracturas de estas áreas varían desde unos pocos centímetros a varios kilómetros. Tradicionalmente el estudio de esta fracturación se ha realizado a dos escalas bien diferentes: a escala de afloramiento (micro o mesoestructural) y a escala macroestructural. Los resultados, obtenidos a partir de las metodologías propias de cada escala de observación, son, en gran medida, difícilmente correlacionables. En los últimos tiempos se han desarrollado métodos de análisis a escalas intermedias (cartografías de detalle) que facilitan la comparación entre las distintas escalas y permiten discriminar efectos de fracturas mayores sobre las de menor entidad.

La relación entre tipos de esfuerzos y geometría de las fallas comenzó a estudiarse en los años 50 con el modelo de fracturación de Anderson (1951) y la ecuación de Bott (1959). El empleo en Francia de la informática en el análisis poblacional de fallas hacia los años 70 y 80 dió lugar a los métodos de Angelier y Mechler (1977), Armijo y Cisternas (1978), Etchecopar *et al.* (1981), Etchecopar (1984), Reches (1987). En los últimos años, los avances informáticos han permitido la aparición de nuevos métodos gráficos y numéricos de amplia aceptación (Delvaux *et al.*, 1992; Reches *et al.*, 1992). En España se han propuesto diversos métodos analíticos originales (Simón Gómez, 1986; De Vicente, 1988; Galindo Zaldívar y González Lodeiro, 1988; De Vicente *et al.*, 1992). En estos momentos los equipos de investigación que realizan análisis de poblaciones de fallas utilizan varios de los métodos existentes de forma combinada para aumentar la fiabilidad de los resultados. A partir de los datos de esfuerzos locales, obtenidos del análisis poblacional de fallas y mecanismos focales de terremotos, se realizan mapas de trayectorias de esfuerzos mediante programas informáticos de interpolación matemática de datos direccionales (el de mayor aceptación en este momento es el programa LISSAGE de Lee y Angelier, 1994).

4.7.6. Estudio de las variaciones regionales del patrón de fracturación

Dentro de la zona de estudio se pueden distinguir varios sectores en función del patrón de distribución de la fracturación de escala hectométrica a kilométrica, distinguible en cartografía geológica y fotografía aérea:

- a) Sector costero con predominio de la fracturación NE-SW (materiales del Triásico, Jurásico y Cretácico). Relacionada con la fracturación tardía ligada a la extensión en el margen mediterráneo. Las fallas y fracturas cortan a las estructuras compresivas y delimitan zonas de horst y graben próximas a la costa. A veces se relacionan con las fracturas de dirección

E-W. Constituye el grupo dominante de fracturas hasta 20 km tierra adentro desde la costa y se mantienen en el fondo marino.

- b) Sector NW del Maestrazgo, en el que dominan los afloramientos de materiales del Cretácico inferior y Jurásico. La estructura está controlada en esta zona por la dirección dominante de las estructuras compresivas de la Cordillera Ibérica, con pliegues de dirección N-S (Portell de Morella), probablemente resultantes de la inversión de estructuras extensionales mesozoicas, y E-W (Castellfort), con un espaciado entre pliegues que disminuye fuertemente hacia el N, al aproximarse a las estructuras frontales del borde norte de la Cordillera Ibérica. Existen también en este sector algunas fallas de orientación NE-SW, pero la mayor parte de la fracturación, de dirección E-W es probablemente heredada de la etapa de rifting del Cretácico inferior, y las estructuras compresivas paleógenas corresponden a la inversión de estructuras extensionales previas.
- c) Sierras de Enseguers y Engarcerán: es probablemente la zona más compleja desde el punto de vista de la fracturación, en parte debido también a que las fracturas se identifican mejor en los materiales carbonatados del Cretácico Superior. En este sector desaparecen las estructuras compresivas de orientación propiamente ibérica (NW-SE) que se prolongan desde el W, y son sustituidas por una estructura tabular con fallas de direcciones NW-SE y E-W.
- d) Sector de Lucena del Cid, donde aparece bien representada toda la serie del Cretácico inferior, especialmente el Apítense (facies urgon). Las fracturas dominantes en esta unidad presentan también dirección dominante NE-SW, aunque existen diferencias entre la zona norte del anticlinorio de Lucena y la zona sur.

4.7.7. Metodología y fases previstas en la realización del proyecto

Se prevén las siguientes fases en la realización del trabajo:

- 1) Recogida previa de bibliografía
- 2) Estudio de las imágenes de satélite
 - Restauración de la imagen. Se realiza para eliminar errores introducidos durante la recogida y transmisión de la información.
 - Realizado de la imagen. Modificación de los números digitales originales de la misma para aumentar la calidad visual.
 - Análisis de las características de las distintas bandas del sensor TM y del radar. Posteriormente se establecen combinaciones entre ellas con el fin de resaltar al máximo los rasgos estructurales que nos interesan.
 - Trabajo directo con la estación de trabajo (programa Geo-Jars) o el ordenador personal (programas de tratamiento de imágenes y programas de dibujo).
 - Trabajo sobre impresiones obtenidas mediante sublimación de la combinación de bandas elegida en el tratamiento digital de la imagen.
- 3) Trabajo de campo y fotografía aérea convencional. Recogida sistemática de datos de fracturación para la determinación de la geometría de la fracturación.
- 4) Análisis de los datos estructurales, sísmicos y de lineamientos. Análisis automático y estadístico de lineamientos. Con los ficheros generados en las etapas anteriores se procederá al seguimiento automático de líneas (caracterización de la dirección y longitud de las mismas). Determinación de las familias de fracturas dominantes, su distribución y sus variaciones espaciales.

5) Estudio de las relaciones entre fracturas y conectividad hidráulica entre las distintas unidades.

4.8 Tablas

Tabla 4.4.1.

Tabla 4.4.2.

DESCRIPCION RESUMIDA		NUEVO EPIGRAFE PRELIMINAR	
616-VILLAFAMES	616-VILLAFAMES	616-VILLAFAMES	616-VILLAFAMES
594-ALCALA de CHIVERT	594-ALCALA de CHIVERT	594-ALCALA de CHIVERT	594-ALCALA de CHIVERT
593-CUEVAS DE VINR.	593-CUEVAS DE VINR.	593-CUEVAS DE VINR.	593-CUEVAS DE VINR.
592-VILL	592-VILL	592-VILL	592-VILL
571-VINAROZ	571-VINAROZ	571-VINAROZ	571-VINAROZ
570-ALBOCACER	570-ALBOCACER	570-ALBOCACER	570-ALBOCACER
569-VILAFRANCA de CID	569-VILAFRANCA de CID	569-VILAFRANCA de CID	569-VILAFRANCA de CID
546-ULLDECONA	546-ULLDECONA	546-ULLDECONA	546-ULLDECONA
545-MORELLA	545-MORELLA	545-MORELLA	545-MORELLA
544-FORCALL	544-FORCALL	544-FORCALL	544-FORCALL
520-PENYARROYA	520-PENYARROYA	520-PENYARROYA	520-PENYARROYA
519-AIGUAVIVA	519-AIGUAVIVA	519-AIGUAVIVA	519-AIGUAVIVA

Tabla 4.4.3.

TABLA 4.3

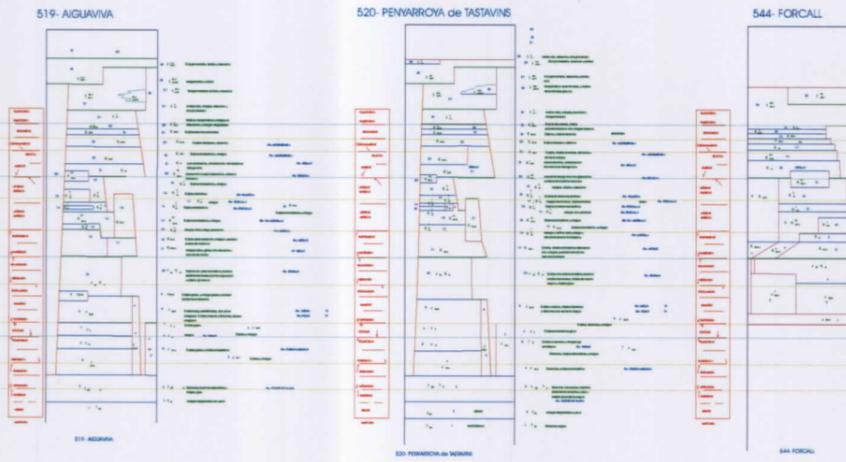


TABLA 4.4

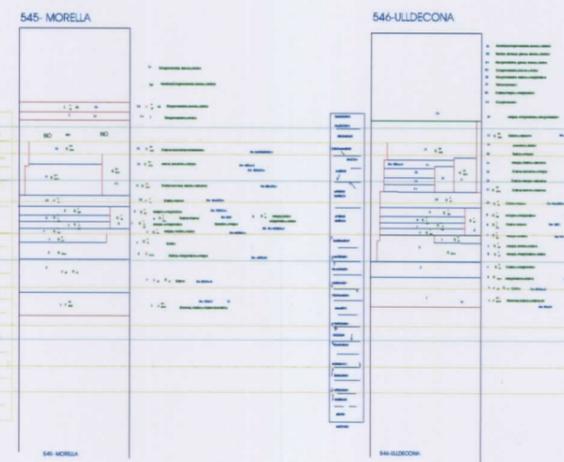
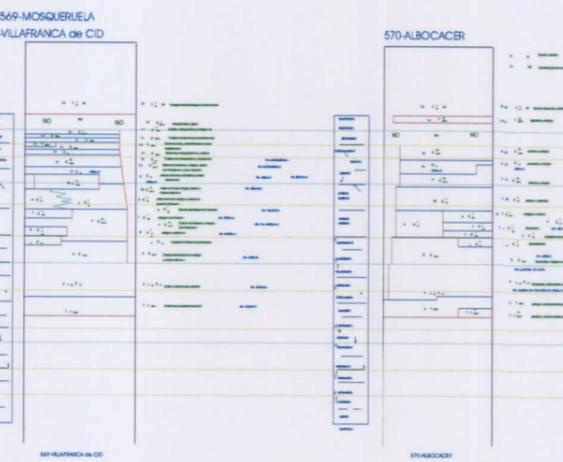


TABLA 4.5



571-VINAROS



TABLA 4.6



4.9 Bibliografía

- Alvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, Homenaje a Lluís Solé Sabarís, 14: 172-177.
- Anderson, E.M. (1951): *The dynamics of faulting*. Oliver and Boyd, Edimburgh: 113 pp.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des diedres droites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7 (19): 1309-1318.
- Arche, A. y López Gómez, J. (1996): Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266: 443-464
- Arlegui, L.E. (1996): *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 308 pp.
- Arlegui, L.E. y Soriano, A. (1996): Lineamientos y su influencia en los modelados del centro de la Cuenca del Ebro. *IV Reunión Nacional de Geomorfología*. O Castro-Sada. La Coruña.
- Arlegui, L.E.; Simón, J.L. y Soriano, A. (1994): Un sistema regional de fracturas NW-SE en el centro de la Cuenca del Ebro. *II Cong. GET, Comunicaciones*: 39-42.
- Armijo, R. y Cisternas, A. (1978): Un problème inverse en microtectonique cassante. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 287: 595-598.
- Arthaud, F. y Matte, Ph. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc Am Bull.*, 88, 1305-1320.
- Bott, M.H.P. (1959): The mechanism of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- Casas, A.M. y Maestro, A. (1996): Deflection of a compressional stress field by large-scale basement faults. A case study from the Tertiary Almazán basin (Spain). *Tectonophysics*, 255: 135-156.
- Cloetingh, S. (1988): Intraplate stresses: a new element in basin analysis. In: Kleinspehn, K.L. y Paola, C. (eds.), *New perspectives in basin analysis*. New York, Springer-Verlag, 205-230
- Cortés, A.L. y Casas, A.M. (1996): Aplicación del análisis de paleoesfuerzos a regiones plegadas: la compresión terciaria en el sector de Cariñena-Belchite (borde norte de la Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos*, 52 (5-6).
- Cortés, A.L. y Maestro, A.: Análisis de los estados de esfuerzos recientes en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. de España*, 10 (1-2): 183-196
- Cortés, A.L.; Liesa, C.L.; Simón, J.L.; Casas, A.M.; Maestro, A. y Arlegui, L. (1996): El campo de esfuerzos compresivo neógeno en el NE de la Península Ibérica. *Geogaceta*, 20 (4): 806-809.
- De Vicente, G. (1988): *Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central - Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 317 pp.
- De Vicente, G.; Muñoz Martín, A. y Giner, J. (1992): El uso del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del Análisis Poblacional de Fallas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5 (3-4): 7-19.
- Delvaux, D.; Levi, K.; Kajara, R. y Sarota, J. (1992): Cenozoic paleostress and kinematic evolution of the Rukwa-North Malawi rift valley (East African Rift System). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 16 (2): 383-406.
- Drury, S.A. y Berthe, S.M. (1993): Accretion tectonics in northern Eritrea revealed by remotely sensed imagery. *Geol. Mag.*, 130: 177-190.
- Etchecopar, A. (1984): *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'Etat, U.S.T.L., Montpellier: 269 pp.

- Etchecopar, A.; Vasseur, G. y Daignières, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, **3**: 51-65.
- Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro, F. (1988): Faulting phase differentiation by means of computers search on a grid pattern. *Annales Tectonicae*, **2** (2): 90-97.
- Jutz, S.L. y Chorowicz, J. (1993): Geological mapping and detection of oblique extensional structures in the Kenyan Rift Valley with SPOT/LANDSAT-TM data merge. *Int. J. Remote Sensing*, **14**: 1677-1688.
- Kusznir, N.J. y Park, R.G. (1987). The extensional strength of continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition thickness. In: Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, P.L. (eds.), *Continental extensional tectonics*, Geol. Soc. Spec. Pub., **28**, 35-52.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1994): Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers & Geosciences*, **20** (2): 161-191.
- Liesa, C. L. y Simón, J. L. (1994): Fracturación a distintas escalas y campos de esfuerzos durante la tectogénesis alpina en el área de Mosqueruela (Teruel). *Estudios Geol.*, **50** (1-2): 47-57.
- Liesa, C.L. (1993): *Análisis de la deformación frágil en las áreas de Mosqueruela y La Puebla de Valverde (Teruel): fases tectónicas y perturbaciones de esfuerzos*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 207 pp.
- Maestro, A. y Casas, A.M. (1995). Fracturación y estado de esfuerzos durante la compresión terciaria en la Cuenca de Almazán. *Rev. Soc. Geol. España*. **8**, 3-4: 193-214.
- Maestro, A.; Liesa, C.L.; Simón, J.L.; Casas, A.M. y Arlegui, L.E.: Fracturación, plegamiento y campo de esfuerzos en los conglomerados oligocenos de Gómara (Cuenca de Almazán, Soria). *Rev. Soc. Geol. España.*, **10** (1-2): 3-12
- Reches, Z. (1987): Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, **7**: 849-861.
- Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. (1992): Constraints on the strength of the Upper Crust from Stress Inversion of fault slip data. *J. Geophys. Res.*, **97** (B9): 12.481-12.493.
- Rivera, L. y Cisternas, A. (1990): Stress tensor and fault solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**: 600-614.
- Sabins, F.F. Jr. (1987): *Remote sensing. Principles and interpretation*. W.H. Freeman and Co., New York, 449 pp.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, **228**: 33-55.
- Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf i la Serra d'Espadà*. Tesis. Doct. Univ. de Barcelona, I: 345 pp., II: Figuras.
- Simón Gómez, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la cadena ibérica oriental*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, 269 pp.
- Simón Gómez, J.L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example of the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, **124**: 37-53.
- Wees, J.D. van (1994). *Tectonic modelling of basin deformation and inversion dynamics*. Doctoral Thesis, University of Vrije, 164 p.
- White, K. (1993): Image processing of Thematic Mapper data for discriminating piedmont surficial materials in the Tunisian southern Atlas. *Int. J. Remote Sensing*, **14**: 961-977.

5. Hidrogeología

Autores:

Bruno Ballesteros Navarro

Julio Cesar López Gutiérrez

Mónica Marina Rojo

Miguel Mejías Moreno

5. Hidrogeología

5.1. Antecedentes hidrogeológicos

5.1.1. Situación geográfica

El Acuífero Jurásico del Maestrazgo se ubica en el sector oriental de la Cordillera Ibérica, donde se produce el enlace con la Cordillera Costero-Catalana. Corresponde aproximadamente con la región geográfica del Maestrazgo que, con una superficie aproximada de 7.800 km², que ocupa gran parte de la provincia de Castellón y parte de las de Teruel y Tarragona, y en la que el Mesozoico aparece muy bien representado. En él se instalan parte de las cuencas del Ebro (30% del Maestrazgo) y Júcar (70%).

Los cursos de agua más importantes son en la parte correspondiente a la cuenca del Ebro son el río Guadalupe, que nace en la Sierra de Gudar, y el Río Matarraña que nace en los puertos de Beceite. En la cuenca del Júcar: los ríos Cenía y Servol y la rambla de Cervera, que nacen en la zona de los puertos de Morella-Beceite, el río San Miguel que nace en la sierra de Valdancha y el río Mijares que nace en la sierra de Gudar y que recibe como afluente más importante, procedente del Maestrazgo, la rambla de la Viuda.

Desde un punto de vista geográfico se distinguen dos zonas: Alto y Bajo Maestrazgo. La primera engloba la Sierra de Gudan y los Puertos de Beceite, y la segunda las sierras de Montsiá y Godall. Ambas quedan limitadas por la depresión de Cabanes-San Mateo. El Alto Maestrazgo presenta una morfología fundamentalmente tabular con cumbres superiores a los 1.000 metros, llegando a los 1.813 m de Peñagolosa y los 2.019 de Peñarrogü. El Bajo Maestrazgo es una alternancia de planos paralelos al litoral, con pequeñas sierras que no alcanzan los 1.000 m de cota, como Montsiá (762 m), Sierra de Irta (573 m), Sierra Valdancha (715 m) y Desierto de las Palmas (728 m).

5.1.2. Marco hidrogeológico

De acuerdo con la división de sistemas acuíferos, realizada por el IGME en 1970, los niveles acuíferos del Maestrazgo se ubican en el Sistema Acuífero 55 Javalambre-Maestrazgo, y en concreto se corresponde con el Subsistema Acuífero 55.03 Maestrazgo. Este subsistema, tiene una extensión aproximada de 7.800 km². Sus límites son:

Los límites de esta gran unidad son difíciles de precisar, como ya se ha comentado, dados los escasos puntos de información existentes y la gran profundidad a la que se encuentran las formaciones acuíferas en la mayor parte de la región, hecho especialmente evidente en los sectores más interiores del sistema.

El límite septentrional viene definido en su mitad occidental por una estructura de cabalgamiento que lo separa del acuífero Zorita-Herbés (U.H.09.42). En su mitad oriental la separación con el acuífero del Turmell es difícil de precisar, con una posible alimentación procedente de éste, por lo que el límite sería de tipo abierto. La presencia de una potente serie Hauteriviense-Barremiense ligada a la acción de algunas fallas y su contacto con los sedimentos detríticos terciarios de las depresiones de San Mateo y La Cenía pueden contribuir al sellado de una gran parte de este borde. Sin embargo, el grado de incertidumbre en este asunto implica incluso la posibilidad de la inexistencia del propio acuífero del Turmell y que este llegue a formar parte del acuífero Jurásico del maestrazgo Central. De darse este supuesto, el límite septentrional en este sector vendría dado entonces por la falla de Santa Águeda, de directriz ibérica, que sigue las cimas de Santa Águeda, el Turmell y la Talayola, cuya importancia hidrogeológica es evidente al estimarse un salto superior a los 500 metros, siendo muy posible que esté ligada a inyecciones plásticas de Trías Keuper. La desconexión hidráulica que provoca esta fractura queda demostrada por la constatación en el bloque septentrional (sector de Ballestar-Pobla de Benifassar) de cotas próximas a los 500-550 m s.n.m., que es drenado a través del río Cenía en torno a los 400 m s.n.m., configurando el acuífero

de la Tenalla (ITGE, 1989). Por último, el extremo oriental de este límite vuelve a ser abierto al entrar en contacto con la Plana de Vinaroz-Peñíscola (U.H.08.10).

El límite occidental viene definido por los afloramientos de las formaciones impermeables terciarias existentes al oeste de Todolella que determinan la creación de una importante área sinclinal, y por los afloramientos del Hauteriviense-Barremiense situados al oeste del anticlinal de Bobalar y de Villafranca del Cid, que separan al subsistema del Maestrazgo del subsistema de Mosqueruela (U.H.08.06). Las formaciones permeables del acuífero del Maestrazgo se disponen infrayacentes a las formaciones permeables del Cretácico, pertenecientes a aquel subsistema, de las que reciben una importante transferencia de agua por infiltración vertical. Sin embargo, en el sector más septentrional de este límite su naturaleza habría que atribuirle, en principio, a la existencia de un umbral piezométrico más que a aspectos litológicos puramente dichos. La falta de precisión de dicho umbral por la carencia de datos implica una definición un tanto convencional del mismo.

El límite meridional continúa por los subafloramientos del Keuper existente al oeste de Culla. A partir de aquí el límite hasta la Plana de Oropesa-Torreblanca, con la que existe también conexión hidráulica, es abierto y de tipo convencional.

Por último, el límite oriental lo constituye el mar Mediterráneo y las depresiones litorales donde se asientan los acuíferos detríticos de las Planas de Vinaroz-Peñíscola y de Oropesa-Torreblanca.

A efectos prácticos existen en el Maestrazgo tres acuíferos principales: superior calizo, constituido por calizas y dolomías cenomanienses-senonienses; las series calizas aptienses y un último acuífero inferior desarrollado en las series calcáreo-dolomíticas jurásicas. Estos horizontes están separados por otros de baja permeabilidad constituidos por series fundamentalmente margosas albienses y del resto del Cretácico inferior. El impermeable de base regional lo forman las arcillas y margas triásicas en facies Keuper.

Como acuíferos secundarios, con una extensión muy restringida y con un carácter generalmente colgado, se pueden distinguir: las areniscas en facies Buntsandstein, con permeabilidad por porosidad primaria y por fisuración; las calizas y dolomías de los tramos inferior y superior de las facies Muschelkalk; las calizas del Barremiense superior y las calizas del Bedouliense medio. Además de los acuíferos enumerados, existen acuíferos detríticos asociados a los rellenos terciarios de algunas fosas interiores cuyos ejes de dirección NE-SO se disponen paralelos a la costa, aunque su importancia, desde el punto de vista de su aprovechamiento, es muy restringida debido a sus pobres características hidrodinámicas y escaso desarrollo lateral.

Con el fin de plasmar la información hidrogeológica preliminar de forma gráfica, se ha elaborado para este proyecto una cartografía sintética a escala 1:100.000 (figura 5.1) en la que se agrupan distintas unidades litoestratigráficas diferenciadas en la cartografía geológica MAGNA, con el objeto de representar unidades con características hidrogeológicas similares y que a priori se pueden asimilar a formaciones acuíferas. Se han utilizado, como criterios de agrupamiento: la similitud litológica, la posición estratigráfica y una estimación de la permeabilidad. Por este motivo se han respetado los colores del MAGNA, como indicadores cronoestratigráficos y se ha aplicado una trama amplia a las formaciones con permeabilidad alta y media, y un relleno sólido a las formaciones que se supone actúan como acuitardos y acuitados.

De este modo se han distinguido una serie de formaciones acuíferas principales con permeabilidad alta por fisuración y/o karstificación, limitadas a muro y techo por formaciones predominantemente margosas y arcillosas con permeabilidad que varía entre media y muy baja. Se trata del conjunto Senoniense-Cenomaniense (14), limitado a techo por un Senoniense margoso (15) y un Albiense arenoso-margoso (12); el Gargasiense calizo (11) limitado a techo por el Albiense margoso-arenoso (12) y a muro por las margas del Bedouliense (10); y el conjunto Jurásico-tránsito Jurásico/Cretácico (6) que se han agrupado en una única formación acuífera limitada a techo por las unidades predominantemente margosas del Hauteriviense-Barremiense (7), y a muro

supuestamente por las arcillas triásicas de las facies Keuper (5). Con menor desarrollo superficial, limitado al sur de la zona de estudio considerada, se ha distinguido una formación acuifera constituida por las barras dolomíticas del Muschelkalk (4), que a escala cartográfica quedan limitadas a muro por las argilitas y limolitas del Buntsandstein (2) y a techo por las facies Keuper (5). Sin embargo a mayor escala se distinguen claramente dos barras dolomíticas separadas por una formación margosa.

Otras formaciones acuíferas representadas en la cartografía elaborada, aunque con un carácter subordinado debido a su menor superficie de afloramiento, menor espesor, o por tener una permeabilidad menor, son las intercalaciones calizas existentes en el Bedouliense margoso (10), la barra de calizas del Barremiese (8), limitada a techo por las margas del Bedouliense (9) y las del Barremiense-Hauteriviense (7). Igualmente, en el sector meridional, se ha diferenciado como acuífero el segundo tramo arenoso del Buntsandstein (3), limitado a muro y techo por las argilitas (2) predominantes del propio Bunt.

Los sedimentos pliocenos (19) y cuaternarios (20) que rellenan en parte las depresiones intramontañosas y las planas litorales, presentan una permeabilidad que en conjunto se puede considerar como de tipo medio, y constituyen realmente acuíferos multicapa en los que los niveles más transmisivos son los que originan las intercalaciones de gravas y arenas, en una formación eminentemente limosa.

A continuación se hace una descripción más detallada de las series del Jurásico y Cretácico, por ser las de mayor trascendencia hidrogeológica de acuerdo con los objetivos del proyecto, atendiendo especialmente a las características hidrogeológicas de las formaciones que las constituyen.

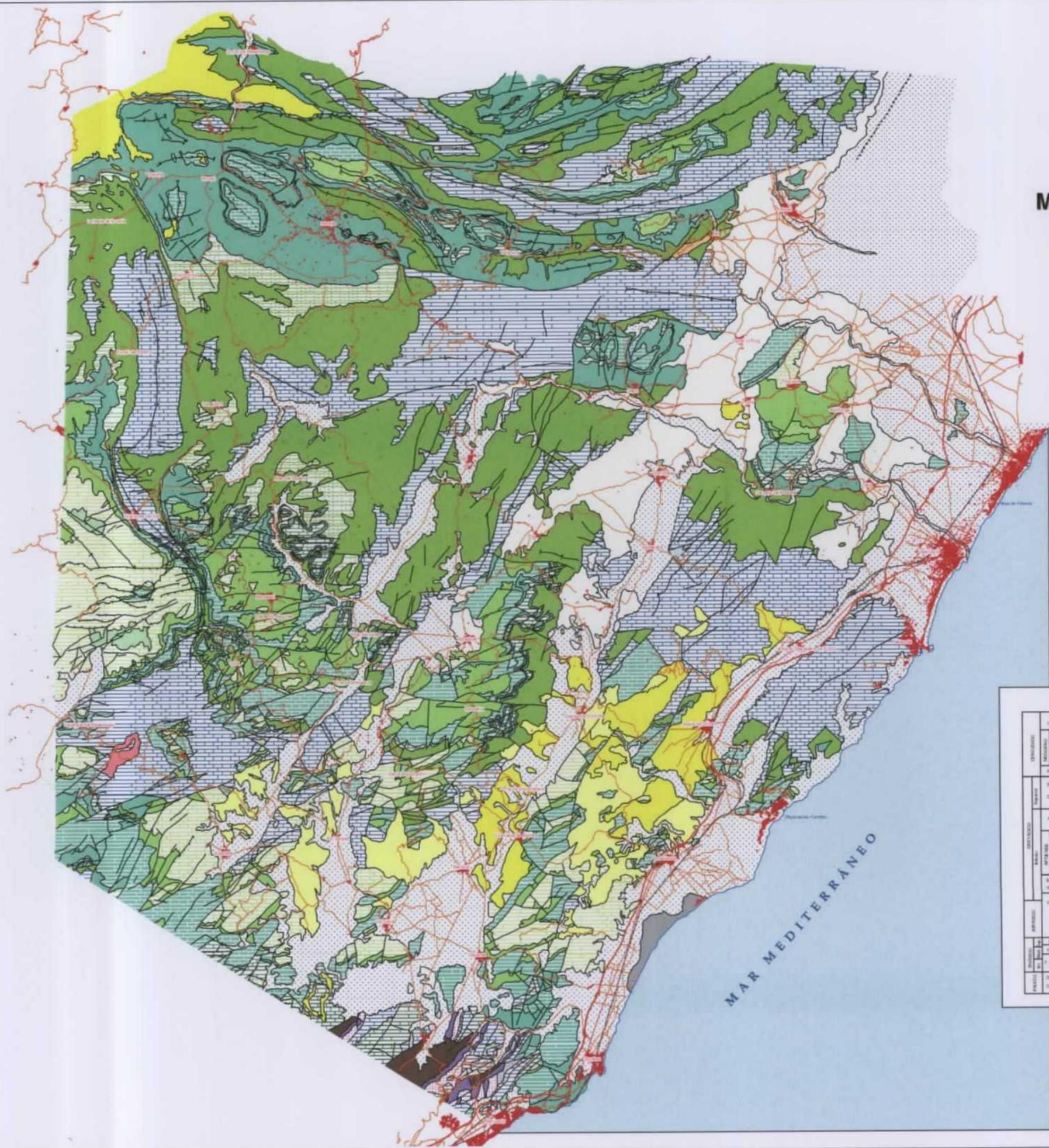
Jurásico

La serie jurásica aflorante está constituida de muro a techo por: 400 m de calizas tableadas que abarcan el periodo Dogger (serie compresiva)-Kimmeridgiense correspondientes a la Fm. Ritmita de Loriguilla. Le sigue una potente unidad de calizas bien estratificadas de edad Portlandiense-Berriasiense (tránsito Jurásico-Cretácico) que en el sector de Salzadella-San Mateo alcanza los 1000 m. Se distingue en el seno de esta última formación una fuerte dolomitización más importante

Figura 5.1: Cartografía hidrogeológica sintética. E: 1:100.000



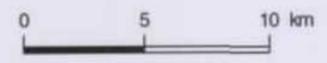
Mapa Hidrogeológico del Maestrazgo



	AUTOPISTA		contacto
	CARRETERA NACIONAL		cabalgamiento
	FERROCARRIL		falta
	NÚCLEOS DE POBLACIÓN		falta supuesta
			falta con indicación de hundimiento
			falta con indicación de hundimiento supuesta, deducida o forzada
			falta inversa de pequeño ángulo
			anticlinal
			sinclinal
			anticlinal supuesta

LEYENDA HIDROGEOLÓGICA

UNIDAD	EDAD	DESCRIPCIÓN	PERMEABILIDAD
CENIZAS	21	Limo y lutita	baja
	20	Grava, arenas, arcillas y limo	media
	19	Conglomerado, grava, arena y arcillas	media
MARGAS	18	Conglomerado cementado, calizas lacustres	baja
	17	Marga, calizas lacustres y brechas conglomeradas	baja
	16	Marga, margolitas y conglomerados	baja
CALIZAS	15	Marga y margolitas	baja
	14	Calizas, dolomas, margolitas y marga	alta
	13	Calizas arenosas y arenos	baja
ARENAS	12	Arenas, marga, arenosas, arcillas y calizas	baja
	11	Calizas con sulfatos (Tourelles)	alta
	10	Calizas con puzos de marga	media
MARGAS	9	Marga con Plutón, margolitas, arcillas y calizas	media-baja
	8	Calizas y margolitas	media
	7	Marga, margolitas, calizas, calizas arenosas y arenosas	media-baja
ARCILLAS	6	Calizas arcillosas, calizas bituminosas, dolomas negros y marrones, brechas dolomíticas	alta
	5	Arcillas variscanas y yeso	media-baja
	4	Dolomas y calizas margosas	alta
ARENAS	3	Arenas y conglomerados	media
	2	Limolitas	baja
	1	Micascleritas, Pírcas, arenosas y gresositas	baja



hacia sectores orientales que genera dolomías negras masivas y aspecto sacaroideo, con morfología prismática-elipsoidal, con potencias de hasta 500 m.

En el sector de las sierras de Irta y Valdancha, los materiales del tramo alto del Kimmeridgiense inferior están constituidos por calizas margosas, margas, margocalizas y calizas de aspecto tableado, que en conjunto pueden actuar como acuitardo, pudiendo provocar la diferenciación de un acuífero superior jurásico (Kimmeridgiense superior-Valanginiense) y un acuífero inferior jurásico (Lías-Kimmeridgiense inferior). La potencia de este tramo es de unos 130 m en la sierra de Irta y 200 m en la de Valdancha. Sin embargo, la fuerte estructuración de estas sierras de acuerdo con un esquema de sucesión de bloques levantados y hundidos a favor de fallas subverticales, provoca la conexión hidráulica de los dos acuíferos. Por ello, desde un punto de vista hidrogeológico se puede distinguir un único acuífero, correspondiente al conjunto Dogger-tránsito Jurásico-Cretácico, que puede superar en algunos sectores los 1000 m de potencia. Este acuífero, que constituye el acuífero profundo jurásico del Maestrazgo, es el objeto principal del presente estudio.

Cretácico

El ciclo inferior del Cretácico presenta gran complejidad debido a una tectónica activa que genera una serie de umbrales (umbral de Javalambre, macizo Valenciano y umbral de Sierra Martes) y surcos (surco ibérico suroccidental) que condicionan la paleogeografía regional y originan diversos ambientes de sedimentación, ello unido a un carácter regresivo de la cuenca. La sedimentación durante el ciclo superior del Cretácico es mucho más homogénea, ya que la transgresión del Cenomaniense homogeiniza la cuenca haciendo desaparecer los dominios existentes durante el Cretácico inferior.

En el sector del Maestrazgo, de forma sintética, se puede establecer la siguiente serie: 800 m de alternancias de calizas y margas pertenecientes a distintas formaciones, de edad Hauteriviense-Barremiense. Destaca, a techo del Barremiense y en el sector occidental del subsistema, la presencia de una barra caliza con una potencia media de unos 30 metros, que localmente puede tener interés desde un punto de vista hidrogeológico. Le sigue un conjunto de edad Bedouliense constituido de base a techo por 50 m de lutitas rojas-verdosas (Unidad Arcillas de Morella), 80 m de margas con intercalaciones de calizas y arenas (Margas de Cervera del Maestre) y hasta 80 m de calizas y margas (Calizas y Margas de Xert), 180 m de calizas con Toucasias de edad Gargasiense, terminando la serie del Cretácico inferior con 300 m de margas con intercalaciones de calizas y areniscas, lutitas, arenas y areniscas, de edad Albiense.

Desde el punto de vista hidrogeológico, en la serie del Cretácico inferior del Maestrazgo sólo constituye un acuífero de cierta importancia las calizas del Gargasiense, independientemente de que algunas de las intercalaciones de calizas del Barremiense superior y Bedouliense puedan constituir pequeños acuíferos de carácter local. Así mismo, cabe indicar que las posibilidades de almacenamiento de agua en el acuífero Gargasiense no son elevadas debido a la reducida extensión de los afloramientos y su desfavorable posición topográfica. En la zona de Mosqueruela existe además un acuífero colgado del Cretácico superior, formado por dolomías del Cenomaniense-Senoniense inferior, con 250 m de potencia cuyo impermeable de base lo constituyen los materiales margosos y arenosos de baja permeabilidad del Gargasiense superior-Albiense.

5.1.3. Climatología

La variada configuración del Maestrazgo se refleja en una acusada variación climática entre sus comarcas. Así, se pueden considerar tres tipos de climas: mediterráneo litoral, con temperaturas medias de 17°C, poca amplitud de las oscilaciones y humedad relativamente alta, con precipitaciones que varían entre 400 y 800 mm, y máximos pluviométricos en primavera y otoño; el segundo tipo corresponde a un clima continental interior, con temperaturas medias de 10-12 °C y gran amplitud en las oscilaciones, tanto diarias como estacionales, la humedad relativa es también alta y la pluviometría media oscila entre 400 y más de 900 mm, siendo parte en forma de nieve; y finalmente la zona intermedia posee un clima de transición entre los dos anteriores. A modo de promedio se puede decir que la pluviometría media anual en la zona es de 550 mm.

La evapotranspiración potencial varía desde valores superiores a 850 mm en el litoral a valores próximos a 600 mm en el interior.

La evapotranspiración real varía entre valores superiores al 85 por ciento en el litoral y valores inferiores al 75 por ciento en el interior.

Como una de las actividades del proyecto actualmente en ejecución está la realización de un estudio hidroclimático que supone el punto de partida para el establecimiento del balance hídrico del acuífero, permitiendo evaluar las aportaciones hídricas y estimando la recarga. El estudio está basado en el análisis de los valores mensuales de precipitación y temperatura de 27 estaciones meteorológicas comprendidas en la zona de estudio. El resultado final se encontrará disponible en el mes de septiembre.

5.1.4. Aportes hídricos

De la bibliografía consultada se estima que la lluvia media caída son unos 4.600 hm³/año, de los cuales se evapotranspiran 3.600 hm³/año, se infiltran 700 hm³/año y discurren como escorrentía superficial en sentido estricto. unos 300 hm³/año. De este modo, la lluvia media útil constituye el 22 % de la pluviometría media, y la infiltración se considera el 60 % de la lluvia media útil.

Las aportaciones de agua superficial provenientes del Maestrazgo se estiman en 550 hm³/año, de los que 300 hm³ corresponden a la cuenca del Ebro y 250 a la del Júcar. Los aportes de aguas superficiales en la cuenca del Júcar son aprovechados fundamentalmente en la Plana de Castellón.

Los aportes de agua subterránea se estiman en 700 hm³, de ellos 200 hm³ alimentan los cursos de agua, 100 alimentan acuíferos de la cuenca del Ebro y 400 a los del Júcar. De estos últimos (en la cuenca del Júcar), 150 hm³ recargan las planas litorales y 250 descarcan directamente al mar.

5.1.5. Distribución de acuíferos

Los acuíferos incluidos total o parcialmente en el área de estudio son los siguientes (figura 4.1):

- Acuífero jurásico del Maestrazgo Central.
- Acuífero Barremiense de Morella.
- Acuífero de Chiva de Morella.
- Acuífero de Vallibona.
- Acuífero Hauteriviense-Barremiense de Catí.
- Acuífero de la depresión de San Mateo.
- Acuífero de la depresión de Tirig.
- Acuífero de Albocácer.

5.1.5.1. Acuífero jurásico del Maestrazgo Central

Se trata del acuífero con mayor importancia de la región. Su área de influencia se extiende por una superficie de unos 1.800 km², aunque los afloramientos permeables directamente relacionados con el acuífero representan solamente el 30% de la superficie total, ya que el resto pertenece a formaciones impermeables y a estructuras acuíferas suprayacentes con funcionamiento hidrogeológico independiente y superficies piezométricas topográficamente más elevadas.

Las formaciones acuíferas corresponden a los materiales del Jurásico y del tránsito Jurásico-Cretácico, que presentan alta permeabilidad por fisuración y karstificación, con un espesor medio de 450 m, y valores máximos en el sector de Sierra de Irta, Albocácer y Ares de Maestre de más de 700 m. El tramo con mejores características hidrodinámicas corresponde a las dolomías del Kimmeridgiense superior-Portlandiense, en menor medida a las calizas del Portlandiense-Valanginiense y, cuando están presentes, a las calizas y dolomías del Lías-Dogger.

En el sector meridional, zona de Serratella-Torre Endomech, la serie del Cretácico superior también puede constituir parte del acuífero, al encontrarse en esta hundida toda la secuencia jurásico-cretácica, con espesores medios de 200 m, compuesta esencialmente por calizas y calizas dolomíticas muy permeables.

La base impermeable del acuífero la conforman las arcillas y margas con yesos de la facies Keuper, del Triás, que llegan a aflorar únicamente en la sierra de Espaneguera.

La estructura de este acuífero se encuentra a caballo entre las zonas central subtabular y la oriental fallada de Canerot (1972). En la primera la estructura es sencilla, con ligeras deformaciones y grandes superficies subhorizontales y escasos afloramientos permeables, por lo que se dificulta la recarga. En la zona fracturada la deformación es más intensa, y el edificio subtabular se encuentra fuertemente tectonizado, lo que ocasiona dos tipos de fenómenos: por un lado la existencia de depresiones interiores de dirección NE-SO (paralelas a la costa y a la directriz tectónica Catalánide), rellenas con sedimentos terciarios, que constituyen acuíferos de poca entidad e independientes del resto; y por otro lado una intensa fracturación de la serie mesozoica que favorece la infiltración hacia niveles acuíferos más profundos y que impide la formación de acuífero colgados.

Los límites de esta gran unidad son difíciles de precisar dados los escasos puntos de información existentes y la gran profundidad a la que se encuentran las formaciones acuíferas en la mayor parte de la región.

El límite septentrional viene definido en su mitad occidental por un cabalgamiento que lo separa del acuífero Zorita-Herbés, que constituye un límite cerrado. En la mitad oriental es difícil establecer el límite con el acuífero de Turmell, con una posible alimentación por parte de éste, por lo que el límite es abierto. No obstante, la presencia de una potente serie Hauteriviense-Barremiense, ligada a fracturas de salto vertical y su contacto con sedimentos detríticos terciarios de las depresiones de San Mateo y La Cenia podría limitar esta conexión.

El extremo oriental de este límite vuelve a ser abierto, al entrar en contacto con el acuífero pliocuaternario de la Plana de Vinaroz-Peñíscola.

El límite occidental viene definido por los afloramientos de las formaciones impermeables terciarias existentes al oeste de Todolella, ligados a un importante sinclinal, y por los afloramientos

del Hauteriviense-Barremiense situados al oeste de la estructura anticlinal de Bobalar, que separan el Subsistema del Maestrazdo del Subsistema de Mosqueruela.

El límite meridional es cerrado por la presencia de los subafloramientos de Keuper al oeste de Culla. A partir de aquí y hacia el este el límite hasta la Plana de Oropesa-Torreblanca, con la que también existe conexión hidráulica, es abierto de tipo convencional.

El límite oriental lo constituye el mar Mediterráneo y las depresiones litorales.

5.1.5.2. Acuífero Barremiense de Morella

La formación acuífera está constituida por calizas bioclásticas, con algún nivel de margoso-arenoso, de edad Barremiense superior. Su espesor medio es de 50 m y valores extremos entre 30 y 60 m.

El acuífero se extiende sobre una superficie de 117 km² de los que solo el 35% corresponden a materiales permeables, localizados sobre todo en torno a la localidad de Morella, en un área que abarca desde Cinctorres hasta el Puerto del Querol.

El impermeable de base lo constituyen la alternancia de margas, arenas y calizas detríticas del Hauteriviense-Barremiense. El límite superior está definido por el tránsito a la formación arcillo-arenosa suprayacente del Bedouliense basal, conocida también como las “capas rojas de Morella”. La estructura general del acuífero corresponde a un amplio sinclinal colgado en el que los materiales permeables afloran en el borde de sus flancos y en un área muy reducida del sector central, lo que implica que una buena parte del mismo pueda encontrarse en carga.

La mayoría de sus límites están condicionados por el levantamiento o el afloramiento del impermeable de base, salvo el límite noroccidental, que es de tipo convencional, ya que no se conoce la extensión de la formación acuífera bajo las formaciones suprayacentes y por tanto se supone abierto.

Debido principalmente a la presencia de niveles margosos intercalados los caudales específicos presentan valores entre 0,02 y 0,05 L/s/m.

La superficie piezométrica está condicionada por la estructura del acuífero y por la presencia de los ríos Bergantes y Caldés que lo drenan. La principal emergencia se produce al río Bergantes a través del manantial del Molino, con un caudal de 16 L/s. Los niveles se encuentran entre 900 m s/n/m. en las áreas marginales hasta los 800 y 760 m s/n/m. en los puntos de descarga.

La alimentación del acuífero se produce exclusivamente a través de la infiltración de agua de lluvia, estimada en 3 hm³/año para un coeficiente de infiltración del 14%. La descarga se produce a través de manantiales (1,5 hm³/año), y de los aportes ocultos a los ríos Caldés y Bergantes (otros 1,5 hm³/año). Cabe destacar que los escasos sondeos existentes tiene muy poca entidad.

5.1.5.3. Acuífero de Chiva de Morella

Este acuífero se encuentra situado inmediatamente al norte de la población de Morella, entre Chiva de Morella y el nacimiento del río Servol. Su extensión es de 16 km², de los que los que aproximadamente la mitad corresponden a afloramientos de permeabilidad alta.

La formación acuífera está constituida por calizas con toucasias y orbitolinas, de edad Gargasiense, con una potencia media de 50 m, que presentan una elevada permeabilidad por fracturación y karstificación. Sobre esta formación se dispone un conjunto de calizas y margocalizas arenosas pertenecientes al tránsito Gargasiense superior- Albiense inferior, con un espesor similar y unas

características hidrogeológicas mucho más moderadas. El impermeable de base está formado por los horizontes margosos del Bedouliense superior, caracterizados por la presencia de Plicátulas.

El acuífero presenta en general una estructura sinclinal de dirección ESE-ONO, cuyos límites están impuestos por afloramientos del impermeable de base. Este es el caso de los límites occidental, oriental y meridional. El límite septentrional se desvía de este esquema debido a la presencia de una falla normal que pone en contacto al Gargasiense con la formación margosa del Hauteriviense-Barremiense.

La alimentación del acuífero se produce exclusivamente por infiltración de agua de lluvia y nieve. El coeficiente de infiltración se estima en torno al 22% con lo que el volumen medio de la recarga es de unos 2,2 hm³/año.

La piezometría oscila entre 1000 m s/n/m. en el sector central del acuífero y los 900 y 940 m s/n/m. en sus extremos occidental y oriental respectivamente, donde se ubican las principales surgencias del acuífero, como la Fuente de Chiva, con caudales estivales de 10 a 50 L/s (en el sector occidental) y los manantiales de La Cercellasa (10-20 L/s estivales) y La Esperanza (5 L/s). Este esquema implica la existencia de un umbral piezométrico que divide el acuífero en dos sectores según una línea N-S, que impone que el sentido del flujo subterráneo se establezca hacia el oeste en el sector occidental y hacia el este en el oriental.

Una característica de este embalse subterráneo es su escasa capacidad de regulación debido principalmente a condiciones topográficas, de modo que en épocas de fuertes lluvias la respuesta de los manantiales es rápida y volumétricamente alta (hasta 100 L/s en la Fuente de Chiva).

Las extracciones por bombeo son reducidas, del orden de 0,2 hm³/año.

5.1.5.4. Acuífero de Vallibona

Se trata de una pequeña estructura acuífera ubicada en las proximidades de la población de Vallibona, con una superficie de 18,5 km², de los que el 70% corresponden a afloramientos de materiales permeables.

La formación acuífera está constituida principalmente por calizas con toucasias del Gargasiense, que presentan intensa fracturación, y por las calizas beige con orbitolinas del Bedouliense inferior y medio, que en este sector presentan escasos niveles margosos. Ambos tramos, con espesores promedio de 50 y 65 m respectivamente, se encuentran separados por las margas del Bedouliense superior, con un espesor de 40 m. El impermeable de base lo constituyen las margas y arcillas rojizas del Bedouliense basal (Capas rojas de Morella).

La estructura del acuífero se corresponde con un sinclinal de dirección E-O, en cuyo núcleo se sitúan las calizas del Gargasiense y en sus flancos el impermeable de base. Esta estructura se encuentra fallada por dos sistemas de fracturas, paralelas y perpendiculares, a la dirección principal del eje del pliegue.

Los límites vienen impuestos en la mayor parte de los casos por la elevación tectónica del impermeable de base. La excepción la constituye el borde SO, que está impuesto por un cambio de facies en los materiales carbonatados del Bedouliense inferior-medio, que pasan lateralmente hacia el oeste a sedimentos margosos, lo que ocasiona una barrera de baja permeabilidad en este sector.

La alimentación del acuífero tiene lugar exclusivamente por infiltración de agua de lluvia, con un coeficiente de infiltración estimado del 18%, lo que implica un volumen de recarga promedio de 1,6 hm³/año. La descarga se realiza exclusivamente a través de surgencias naturales localizadas a

distintos niveles ($1,1 \text{ hm}^3/\text{año}$) y por diversos aportes ocultos al río Servol ($0,5 \text{ hm}^3/\text{año}$), con un volumen total de $1,6 \text{ hm}^3/\text{año}$, equivalente al volumen de la recarga.

El flujo subterráneo tiene una componente generalmente hacia el este, en el sector occidental, que pasa a ser N-S en el oriental.

5.1.5.5. Acuífero Hauteriviense-Barremiense de Catí

Este acuífero está originado por la existencia de una formación de pobres características hidrodinámicas, constituida por los niveles carbonatados que configuran las alternancias de calizas y margas pertenecientes al Hauteriviense-Barremiense, lo que da lugar a la instauración en este sector de una superficie piezométrica colgada respecto a la superficie piezométrica del acuífero jurásico subyacente. De hecho a escala regional los materiales del Hauteriviense-Barremiense conforman un conjunto impermeable. Por ello su importancia como almacén subterráneo es muy reducida y de carácter local.

La extensión superficial de este acuífero es muy subjetiva, así como el establecimiento de sus propios límites. En principio se puede estimar que ocupa toda la depresión enmarcada entre la rambla de la Carbonera y la rambla de Cervera, con una extensión de $102,8 \text{ km}^2$.

Los materiales que lo conforman corresponden a los tramos de calizas detríticas intercalados en las secuencias margocalizas del Cretácico inferior, que adquieren un espesor de unos 400 m , así como los sedimentos detríticos cuaternarios depositados sobre aquellos. El impermeable de base lo forman los propios niveles margosos de la secuencia sedimentaria existentes en el Hauteriviense como en el tránsito Jurásico-Cretácico.

La estructura general corresponde a una pequeña fosa tectónica limitada por las fracturas regionales NE-SO y ONO-ESE.

La superficie piezométrica viene dada por la existencia de unos niveles relativamente superficiales muy influenciados por la topografía. En el sector de Catí muestra un descenso paulatino desde los 650 m s/n.m. , al oeste de la población, hasta los 600 m s/n.m. al este de la misma, con lo que el flujo subterráneo se establece de oeste a este. Al sur de dicha población esta superficie está muy influenciada por las extracciones, constituidas por una treintena de pozos y sondeos con caudales que normalmente no sobrepasan los 5 L/s , produciéndose una pequeña depresión piezométrica.

La infiltración se produce por infiltración de agua de lluvia, estimándose en unos $3 \text{ hm}^3/\text{año}$, mientras que las descargas se producen fundamentalmente a través de su límite oriental hacia el acuífero jurásico infrayacente. Las extracciones por bombeo son muy reducidas y del orden de $0,2 \text{ hm}^3/\text{año}$.

5.1.5.6. Acuífero de la depresión de San Mateo

Se trata de un acuífero detrítico ubicado en el amplio valle existente entre las poblaciones de Salsadella y San Mateo, que ocupa una extensión de 66 km^2 .

La formación acuífera está constituida por los sedimentos detríticos pliocuaternarios que rellenan esta depresión intramontañosa. Están formados por conglomerados, margas, arcillas y arenas de tonalidades rojizas. Su potencia es muy variable con máximos entre los 150 y 200 m , que se reducen rápidamente hacia los bordes de la depresión. Debajo de este conjunto se sitúan las formaciones terciarias del Oligoceno-Mioceno, tanto en facies detrítica como margocalcáreas, con espesores máximos de 200 m .

El límite meridional de esta unidad es abierto y se establece por la existencia de un pequeño umbral piezométrico situado junto a la localidad de Salsadella. Lo mismo ocurre con el límite nororiental, en el que este acuífero queda diferenciado de la depresión de La Cenia-Tortosa por medio de otro umbral piezométrico que sigue aproximadamente la alineación de la rambla de Cervera. Los límites occidental y suroriental también son abiertos y está definidos por los afloramientos de materiales jurásicos y cretácicos. El impermeable de base lo constituyen las propias intercalaciones arcillosas de la secuencia detrítica o bien por el conjunto Hauteriviense-Barremiense impermeable a escala regional.

Este acuífero muestra una estructura multicapa, debido a las características geométricas y litológicas de las secuencias sedimentarias. No obstante sus parámetros hidráulicos son bajos, con caudales específicos que no superan los 0,25 L/s/m, debido a la alta proporción de arcillas de estos materiales. Las transmisividades observadas se sitúan entre 2 y 5 m²/día.

La superficie piezométrica se sitúa a poca profundidad y está condicionada por la topografía. Los niveles más elevados se encuentran la mitad occidental del acuífero, a una cota de 350 m s/n/m, mientras que en el borde oriental se encuentra a unos 300 m s/n/m. El flujo subterráneo se establece por lo tanto de NO a SE, es decir hacia el borde oriental, coincidiendo aproximadamente con las áreas de drenaje superficial que en este sector se efectúan por el arroyo de San Mateo.

La alimentación se estima en 4,5 hm³/año. De ellos 4,3 hm³/año procede de la infiltración de agua de lluvia, y 0,2 hm³/año de pequeños aportes laterales de la depresión de Tirig. El drenaje tiene lugar por transferencia lateral al acuífero jurásico profundo, a través del borde oriental (4,0 hm³/año) y de las salidas a través de manantiales dispersos en el lecho del arroyo de San Mateo (0,3 hm³/año). Los bombeos son de 0,2 hm³/año, quedando concentrados en las inmediaciones de la localidad de San Mateo.

5.1.5.7. Acuífero de la depresión de Tirig

Este acuífero se encuentra situado en las inmediaciones de la localidad de Tirig, con una extensión de 29,8 km².

Los materiales que lo constituyen son sedimentos detríticos pliocuaternarios con un espesor promedio de 60 m y máximos de 200 m. Esta formación se dispone discordantemente sobre los materiales calizos-margosos del Hauteriviense-Barremiense, cuyos tramos más carbonatados pueden constituir también niveles acuíferos que pueden estar conectados con el acuífero pliocuaternario.

El impermeable de base lo conforman los propios niveles margosos del Hauteriviense-Barremiense.

Los límites del acuífero son abiertos y están definidos de la siguiente forma: En su sector meridional por una fractura normal E-O, que pone en contacto lateral los materiales permeables de edad Gargasiense-Albiense. En su borde occidental por otra fractura normal NE-SO que lo ponen en contacto con el acuífero jurásico. El límite oriental corresponde al contacto discordante entre la formación detrítica y el tránsito Jurásico-Cretácico. El borde nororiental está marcado por una supuesta falla NO-SE que hundiría a la formación Hauteriviense-Barremiense, poniéndola en contacto con los sedimentos pliocuaternarios de la depresión de San Mateo, a través de los cuales se produce parte del drenaje de la unidad.

La estructura del acuífero corresponde a una depresión intramontañosa, controlada estructuralmente por fallas regionales.

La litología de la formación acuífera confiere unas características hidráulicas muy pobres, obteniéndose caudales de extracción entre los 0,3 y 1,5 L/s, siendo además frecuentes los sondeos negativos.

La morfología de la superficie piezométrica se ajusta a la del terreno, y desciende desde el borde occidental hacia el centro de la cubeta, con cotas superiores a 450 m s.n.m. en la zona más externa y en torno a 400 m s.n.m. en los alrededores de Tirig. El flujo subterráneo se establece en este sentido, para tomar después la dirección del borde oriental por donde se sitúe posiblemente el drenaje principal del acuífero. No obstante cabe indicar que el nivel piezométrico se encuentra colgado (a mayor cota) sobre el nivel del acuífero jurásico regional.

La alimentación se produce exclusivamente por infiltración del agua de lluvia, a través tanto del Pliocuaternario como de los escasos materiales permeables del conjunto Hauteriviense-Barremiense. La recarga se estima en 1,2 hm³/año. El drenaje se produce por los bombeos existentes (0,1 hm³/año), por transferencia lateral hacia la depresión de San Mateo y a través de las formaciones permeables de borde hacia el acuífero Jurásico, localizado a mayor profundidad. El conjunto de estos dos últimos conceptos se estima en 1,1 hm³/año.

5.1.5.8. Acuífero de Albocácer

La población de Albocácer se encuentra ubicada en una pequeña depresión intramontañosa, de 26,5 km², rellena por materiales detríticos pliocuaternarios dispuestos sobre materiales cretácicos de distinta naturaleza. Esta estructura constituye un acuífero en el que las formaciones permeables identificadas son las siguientes:

Una formación detrítica pliocuaternaria, cuyos afloramientos ocupan la mayor parte de la unidad. Está formada por materiales continentales de origen fluvio-torrencial constituidos por arcillas, areniscas y conglomerados de colores rojizos, con potencias que varían entre pocos metros y algunas decenas.

Una formación arenosa de edad Albiense, compuesta por intercalaciones de areniscas en bancos de hasta 8 metros con margas rojizas o grises, a veces con niveles carbonosos y eventualmente niveles calcáreos. Constituye las denominadas facies Utrillas. Su espesor medio es de 50 metros. Esta formación puede aflorar o estar presente bajo el relleno pliocuaternario.

El impermeable de base lo constituyen los propios niveles arcillosos-margosos albienses, en unos casos y los de la misma naturaleza del Pliocuaternario. La práctica totalidad de los límites de este acuífero son abiertos, ya que se encuentra rodeado de materiales permeables a través de los cuales se realiza un drenaje hacia el acuífero jurásico del Maestrazgo, situado a mayor profundidad. Por lo tanto este acuífero conforma un nivel elevado sobre el acuífero regional, situado en el seno de un bloque tectónico hundido.

Sus características hidráulicas son bastante pobres y en las explotaciones no suelen superar los 5 L/s.

La superficie piezométrica se localiza entre los 500 m s/n/m. y los 650 m s/n/m., estando su morfología muy condicionada por la topografía. Por ello, el sentido de flujo subterráneo se establece hacia los alrededores de Albocácer, donde se sitúan las cotas topográficas más bajas.

La alimentación del acuífero procede principalmente de la infiltración del agua de lluvia, que se ha estimado en 1,3 hm³/año. La descarga tiene lugar a partir de las extracciones que, aunque de pequeña entidad, son muy numerosas en el sector del Albocácer, siendo del orden de 0,2 hm³/año, y a partir del drenaje hacia el acuífero jurásico infrayacente, a través de las formaciones permeables que bordean al acuífero (1,1 hm³/año).

5.1.5.9. Acuífero de la Depresión de Cuevas de Vinromá

Este acuífero, con una extensión de 87 km², ocupa todo el área deprimida que se extiende entre Salsadella y Torre Endomenech. En su centro se ubica la localidad de Cuevas de Vinromá.

La formación acuífera está constituida por sedimentos terciarios y cuaternarios fundamentalmente detríticos y de potencia muy variables, depositados como relleno de una cuenca intramontañosa postorogénica. En la secuencia sedimentaria se pueden distinguir varios tramos, de muro a techo:

Un tramo de edad Oligoceno-Mioceno, compuesto por conglomerados calcáreos con matriz arenosa, con intercalaciones de arenisca, margas y arcillas. Las fracciones más finas son más abundantes hacia el centro de la depresión. Su potencia oscila entre los 100 y 140 metros.

Un tramo suprayacente al anterior, o bien en cambio lateral de facies, constituido por alternancias de margas arcillosas de color rojizo o amarillento, con intercalaciones de calizas lacustres y eventuales niveles carbonatados y conglomeráticos. Su edad es similar a la del tramo anterior, y su potencia muy variable, desde más de 100 m a estar ausente por erosión.

Cubriendo gran parte de los sedimentos anteriores se disponen distintos tipos de materiales pliocuaternarios, fundamentalmente compuestos por gravas y arcillas, de escaso desarrollo vertical, que conforman un conjunto de permeabilidad media-baja.

Gran parte de los límites de este acuífero se pueden considerar abiertos al venir definidos por el contacto con materiales carbonatados mesozoicos, a través de los cuales pueden ser drenados. El límite occidental está constituido principalmente por afloramientos permeables jurásicos y cretácicos. Su separación con el acuífero de la depresión de San Mateo se establece en función de un umbral piezométrico a la altura de la población de Salsadella. El límite suroriental también es abierto y viene marcado por el contacto con materiales mesozoicos. El límite sur es de tipo convencional y define su separación con la depresión de Benlloch.

Las características hidráulicas de este acuífero son muy pobres obteniéndose caudales de escasos litros por segundo en los sondeos, ubicados fundamentalmente en las inmediaciones de Cuevas de Vinromá.

La piezometría está fuertemente condicionada por la topografía y oscila entre 100 y 300 m s.n.m., produciéndose un flujo subterráneo de oeste a este en todo el acuífero, dado que no existe ninguna zona de descarga reconocida en ningún punto, excepto la que se produce a través de todo el borde oriental por medio de las calizas y dolomías del Jurásico-Cretácico de la Sierra de Valdanca Oriental, a merced del nivel piezométrico regional profundo.

La alimentación, estimada en 3 hm³/año, se verifica a partir de la infiltración de agua de lluvia y de pequeños aportes de la escorrentía superficial procedente de las sierras circundantes. Su índice de infiltración se estima en el 7%, en virtud de la baja permeabilidad de los materiales aflorantes. El drenaje se produce por transferencia lateral subterránea al acuífero jurásico (2,3 hm³/año), ya que sus extracciones son del orden de 0,7 hm³/año.

5.1.5.10. Acuífero del Turmell

Este acuífero se asienta entre el Puerto de Querol y las localidades de Chert y Canet lo Roig, con cotas que superan los 1.200 m s/n/m. Presenta una superficie de 173 km², de forma rectangular, correspondiendo casi en su totalidad a materiales permeables formados por calizas y dolomías jurásicas.

Estratigráficamente está constituido por: 350 a 400 m de dolomías y calizas dolomíticas del Jurásico superior y del tránsito Jurásico-Cretácico, que representa la formación más transmisiva del

acuífero, aunque su tramo superior está formado por 150 a 200 m de calizas con intercalaciones margosas, que se atribuyen al tránsito Jurásico-Cretácico, que pueden ocasionar la individualización de pequeñas estructuras acuíferas con piezometría elevada con respecto al nivel regional.

Por encima del tramo anterior existe una secuencia margosa-carbonatada, con unos 200 m de espesor, de edad Hauteriviense-Barremiense, al que le siguen 30 m de arcillas y margas del Bedouliense basal y 100 m del Bedouliense medio-superior formados por calizas micríticas y bioclásticas con eventuales niveles margosos. Le siguen un tramo superior de 70 m de calizas con Toucasias de edad Gargasiense, fuertemente fracturadas, cuya importancia hidrogeológica es muy reducida, debido a su posición topográfica que condiciona su condición de acuífero colgado.

De este modo, entre los niveles permeables del Jurásico y del Gargasiense existe un conjunto impermeable de unos 300 m de potencia.

La base impermeable del acuífero la conforman los sedimentos arcillosos- margosos de la facies Keuper del Triás, que aunque no aflora se puede deducir su presencia por la estructura geológica general de la región.

Los límites hidrogeológicos de este acuífero son los siguientes: El límite norte lo constituye la falla de Santa Águeda, de dirección E-O que separa la zona septentrional plegada al norte, de la zona central subtabular al sur, definidas por Canerot (1973), con un salto vertical de 500 m, y donde se interpreta la presencia de materiales del Keuper. Los límites oriental y nororiental son abiertos y a través de ellos tiene lugar la mayor parte del drenaje del acuífero. Los límites occidental y meridional son complejos, ya que se han definido siguiendo los afloramientos del conjunto impermeable que abarca desde el Hauteriviense al Bedouliense basal. Es posible que en ellos exista una conexión con el acuífero jurásico del Maestrazgo Central, por continuidad de las calizas del Jurásico bajo el conjunto impermeable del Hauteriviense-Bedouliense basal.

Existen escasos sondeos que captan este acuífero, y menos aun que se exploten, y en todo caso captan niveles colgados del tránsito Jurásico-Cretácico (en virtud de algunas intercalaciones margosas presentes en este tramo) con caudales entre 14 y 20 L/s, así como los muy pobres niveles productivos del Bedouliense inferior-medio en los que se obtienen caudales de unos 2 L/s.

La superficie piezométrica desciende gradualmente desde los 550 m s.n.m. desde el borde occidental hasta los 270 m s/n/m. en el oriental. Existen además niveles colgados, como el de los sondeos de Morella, que presentan una cota absoluta de la piezometría de 900 m s/n/m. De acuerdo con los datos de piezometría parece que en la mitad occidental se verifica un flujo subterráneo de NO a SE, debido posiblemente al drenaje de este acuífero hacia el Jurásico del Maestrazgo Central y hacia la surgencia de la Font del Molinar. En la mitad oriental el sentido del flujo sufre una inflexión hasta situarse O-E con sentido hacia el este.

El acuífero se recarga casi exclusivamente a partir de la infiltración del agua de lluvia, estimada en 33 hm³/año, aunque no se descarta la existencia de aportes de pequeña entidad desde el acuífero Barremiense de Morella, situado hacia el NO. La descarga, de 33 hm³/año, tiene lugar a través de surgencias naturales (3,5 hm³/año), y transferencias laterales subterráneas al acuífero de la depresión de La Cenia, con 18,7 hm³/año, y posiblemente al acuífero Jurásico del Maestrazgo Central (10 hm³/año). Las extracciones por bombes son pequeñas (0,8 hm³/año), y corresponden a los abastecimientos a Morella y Chert.

A continuación se muestra la tabla resumen (tabla 5.1) de los acuíferos incluidos total o parcialmente en el área de estudio.

Acuífero	Tipo	Formación Geológica	Edad	Espe- sor m	Estructura	k	Causas de k	Recarga	Descargas	Agua	Flujo	Importante
Chiva de Morella	Calizo	Calizas Masivas con Toucasias y Orbitolinas	Gargasiense Sup-Albiense Inf		Sinclinal (ESE-ONO) Repliegues en Zona central	Alta	Fracturación Karstificación	Lluvia	Surgencias Occidental/Oriental Fuente de Chiva M. Carcellesa M. Esperanza	Calidad Buena Bicarbonatada Cálca Rs < 250mg/l		Escasa capacidad de regulación por topografía
Vallibona	Calizo	Calizas Con Toucasias, muy fracturadas	Gargasiense	50	Sinclinal (E-O)			Lluvia	Surgencias Aportes difusos al río Servol	Calidad muy buena Bicarbonatada Cálca- Calcico magnésica Alta [] Nitratos, < Límite Rs < 250mg/l		
		Margas	Bedouliense Sup									
		Calizas Beige con Orbitolinas	Bedouliense Inf-med	65								
		Arcillas, Capas Rojas de Morella	Bedouliense Basal									
Turmel	Calizo	Tramo Superior Calizas	Transito Jurásico Cretácico	150-200	Anticlinal	Media-Alta	Fisuración y karstificación	Lluvia y aporte del acuífero Barremiense de Morella	Surgencias naturales Transferencias laterales, pocas extracciones	Calidad muy buena Bicarbonatada cálcica Rs 200-400 mg/l	Gradiente de 1% a 35%	Existen niveles colgados
		Tramo Inferior Dolomías	Kimmeridgense-Portlandiense	350-400								
		Calizas Dolomías		200								
		Facies Keuper	Trias	////////								
Hauteriviense Barremiense de Cati	Calizo	Calizas y Margas	Hauteriviense Barremiense			Baja	A nivel regional, conjunto impermeable	Lluvia	Límite Oriental	Calidad buena Bicarbonatada cálcica o cálcico magnésica Baja [] Salina Rs < 300 mg/l	Superficie piezométrica colgada, ya que a nivel regional conforman un conjunto impermeable	
Barremiense de Morella	Calizo	Calizas bioclásticas	Barremiense Sup	50	Sinclinal colgado	Baja-Moderada	Existen niveles margosos intercalados	Lluvia	Río Bergantes Manantial del Molino	Calidad buena Bicarbonatada cálcica y cálcico magnésica Contaminación puntual por Nitratos(Cerca de Cinctorres) Rs 150-600 mg/l		
		Capa roja de Morella	Bedouliense Basal									
		Margas, arenas y calizas detríticas	Hauteriviense-Barremiense	////////								

Tabla 5.1. Tabla resumen de los acuíferos incluidos en la zona de estudio

Acuífero	Tipo	Formación Geológica	Edad	Espe- sor m	Estructura	k	Causas de k	Recarga	Descargas	Agua	Flujo	Importante	
Depresión de Tirig	Detritico	Materiales detriticos	Pliocuatnarios	60	Depresión intramontañosa controlada por fallas regionales	Muy reducida, baja		Lluvia	Bombeos Transferencia a la depresión de San Mateo Transferencia hacia formaciones permeables	Calidad Buena Bicarbonatada Cálctica Baja [] Salina Ligera Contaminación Nitratos Rs < 400 mg/l	Superficie piezométrica controlada por la topografía, la superficie piezométrica se ajusta a la del terreno		
		Materiales calizos discordantes	Hauteriviense Barremiense										Cretácico Inf.
		Niveles margosos	Serie del Hauteriviense Barremiense										
Depresión de Albocácer	Detritico	Fm. Detritica Conglomerado rojos, de origen fluviotorrencial Arenas, Arcillas cont	Pliocuatnarios		Depresión intra montañosa	Permeable		Lluvia	Bombeos Drenaje al acuífero Jurásico	Sin datos			
			Fm. Arenosa arenisca margas rojas o grises										Albiense
		Niveles arcillosos-margosos	Albiense										
Depresión Cuevas Vinromá	Detritico	Cong. y niveles arcillo-margoso		100-140		Media-Baja		Lluvia y escorrentía de las sierras circundantes	Borde Oriental de la sierra de Valdancha	Sin datos	Piezometría controlada por la topografía		
		Margas arcillosas con intercalaciones de calizas lacustres											
Depresión de San Mateo	Detritico	Conglomerados, margas, arcillas, arenas rojas		150-200	Multicapa	Baja	Alta concentración de arcillas	Lluvia y aportes de la depresión de Tirig	Transferencia lateral	Sin datos	Piezometría controlada por la topografía	T = 2 a 5 m ² /día	
		Capas arcillosas de la secuencia detritica, conjunto Hauteriviense Barremiense, importante a nivel regional											
Maestrazgo	Calizo	Superior	Dolomias	Cenomaniense-Senoniense	450	Subtabular, grandes superficies subhorizontales Escasos afloramientos	Alta fisuración y alta karstificación verificada por las surgencias: Sierra de Irta, Albocácer, Prat de Peñíscola y Badúm	- Lluvia -Alimentación. vertical y lateral unidad de Mosqueruela Alimentación. Vertical acuíferos suprayacentes y lateral al acuífero. Turmell 1632. hm ³ /año	Manantiales: Sierra de Irta, Prat de Peñíscola, Albocácer, Badúm Plana de Vinaroz- Peñíscola Plana de Oropesa hacia el mar a través de las formaciones mesozoicas infrayacentes Bombeos, - próximos a la Plana de Oropesa, - Interiores	Bicarbonatada Cálctica Cálctica- magnésica [] salinas de 150-800 mg/l elevado aprovechamiento, problemas de intrusión Contaminación por Nitratos	Abrupta topografía Dureza del clima Dos niveles acuíferos separados por materiales margosos-carbonatados 200-400 m	Flujo perpendicular a la costa Gradiente piezométrico muy bajo 2-5 por mil	
		Medio	Calizas	Aptiense									
		Inf.	Calizas y Dolomias	Lias-Dogger									
		Facies Keuper	Trias										

5.2. Caracterización hidrogeológica preliminar

5.2.1. Definición geométrica del acuífero Jurásico y aspectos litológicos

El acuífero Jurásico del Maestrazgo Central es con diferencia el de mayor importancia del Subsistema del Maestrazgo, en el que se encuentra integrado. Como se ha comentado, su área de influencia se extiende esencialmente sobre la Unidad Hidrogeológica 08.07 Maestrazgo, perteneciente a la cuenca del Júcar, aunque sus sectores más occidentales quedan dentro de la Unidad Hidrogeológica 09.42 Puertos de Beceite de la cuenca del Ebro, según la definición establecida en 1988 (DGOH-IGME).

La superficie aproximada de esta estructura, que configura el conjunto permeable inferior del citado Subsistema, es difícil de determinar debido a sus especiales circunstancias hidrogeológicas, atribuibles especialmente a la gran profundidad que adquiere la superficie piezométrica y a la escasez de pozos y sondeos que alcanzan la zona saturada. La realización de perforaciones de gran profundidad en los últimos años por parte de la administración autonómica y local, destinadas al abastecimiento de los núcleos urbanos de la comarca, está permitiendo conocer progresivamente aspectos básicos relativos a sus límites, geometría y características hidrodinámicas.

A pesar de todo, la dificultad de interpretación de los datos obtenidos, debido a su representatividad y al carácter puntual de los mismos, así como la falta de información sobre la evolución de los niveles piezométricos y de las características hidroquímicas, a las que se añaden las carencias relativas a la estimación de las descargas del sistema hidrogeológico a través de las surgencias localizadas en la zona litoral, ó de sus relaciones con los acuíferos de las Planas de Vinaroz-Peñíscola y de Oropesa-Torreblanca, impide establecer a día de hoy de forma precisa, y en el estado actual de desarrollo de los trabajos de los que forma parte este informe, la extensión real del acuífero así como la traza exacta y la naturaleza de sus límites.

Los últimos trabajos realizados (ITGE, 1989) indicaban una extensión de este acuífero de 1.800 Km², es decir unas dos terceras partes del denominado Subsistema del Maestrazgo, mientras que estimaban que los afloramientos permeables directamente relacionados con el acuífero representan solamente el 30% de la superficie total (600 Km²) ya que el resto pertenece a formaciones impermeables ó a estructuras acuíferas suprayacentes con funcionamiento hidrogeológico independiente y superficies piezométricas topográficamente más elevadas. Como se verá más adelante, las campañas piezométricas realizadas en los últimos meses han permitido esbozar un funcionamiento del acuífero compatible con dichas apreciaciones, aunque es muy posible que la información obtenida a lo largo de los trabajos en curso implique la necesidad de ajustar ó modificar sus límites y, en consecuencia, dicha superficie.

La formación acuífera de intrescorresponde a materiales carbonatados del Jurásico y del tránsito Jurásico-Cretácico, que presentan una alta permeabilidad por fisuración y karstificación. Los tramos con mejores características hidrodinámicas corresponden a las dolomías del Kimmeridgense superior-Portlandiense, a las calizas y dolomías del Lías-Dogger y, en menor medida, a las calizas del Portlandiense-Valangiense.

Para el conjunto de la región es muy difícil estimar las potencias de las formaciones jurásicas ya que, excepto en el tercio próximo al litoral, en el resto del territorio se sitúan a gran profundidad y sólo presentan afloramientos en sus tramos más superiores. La excepción la constituye la sierra de Espaniguera donde aparece de forma un tanto anómala una secuencia bastante completa de la serie jurásica; en este lugar el espesor medido supera los 1.000 metros para las formaciones que van desde el Oxfordiense hasta el Portlandiense-Valangiense, llegando a aparecer también unos 20 metros de las correspondientes al Lías-Dogger. El resto de las referencias existentes vienen dadas por los sondeos profundos realizados en los últimos diez años, a los que se suman los tres sondeos de prospección petrolífera perforados en esta zona (Bobalar 1 y 2, y Salsadella 1). Los dos

primeros, que se encuentran en el eje del anticlinal del Celumbres en el límite occidental de la Unidad, se atravesó toda la secuencia jurásica con una potencia total próxima a los 1.000 metros. Otra referencia sobre el espesor de las series jurásicas la aporta el sondeo de Morella (3021-6-4) ubicado en el Puerto del Querol, donde se cortaron más de 1.000 metros de estos materiales sin alcanzar la base de los mismos. Asimismo, se obtiene una importante información en el sondeo de Albocacer (3022-6-14) situado al oeste de dicha localidad; esta perforación, emboquillada en los materiales del tránsito jurásico-cretácico, llegó a alcanzar las dolomías con yeso y anhidrita, que configuran la base de la secuencia jurásica, a los 988 metros de profundidad. Por otro lado, en la zona de San Mateo el sondeo San Mateo-Salsadella (3122-5-14) atravesó más de 700 metros de calizas y dolomías jurásicas, lo que implica potencias superiores a esta cifra para el conjunto de los materiales de esta edad geológica. En cuanto a la zona litoral, sierra de Irta, las series levantadas correspondientes al Jurásico superior muestran potencias superiores a los 1.200 metros solamente en el Jurásico superior. En definitiva, se puede estimar que las formaciones que configuran el acuífero Jurásico del Maestrazgo Central tienen un espesor medio del orden de 1.100 a 1.200 metros, con valores mínimos en las áreas más interiores (Celumbres y río Moleón al sureste de Culla) donde estarían en torno a los 800 a 1.000 metros, y valores máximos en el sector de la sierra de Irta donde podrían alcanzar los 1.500 metros.

Por otra parte, es necesario tener en cuenta que en el sector meridional, zona de Serratella-Torre Endomenech, la serie del Cretácico superior, compuesta esencialmente por calizas y calizas dolomíticas de alta permeabilidad, con espesores medios del orden de 200 metros, puede constituir también parte del acuífero, al encontrarse hundida toda la secuencia Jurásico-Cretácica. Por esta razón, existe continuidad hidráulica entre ambas formaciones. También en el sector nororiental, entre Canet lo Roig y la Plana de Vinaroz-Peñíscola, y por el mismo motivo, existe continuidad hidráulica con las formaciones carbonatadas de elevada permeabilidad por fisuración y karstificación pertenecientes al Aptiense, y más concretamente al Gargasiense, cuya potencia más habitual está entre los 100 y los 200 metros. En este último caso las formaciones cretácicas continúan bajo los sedimentos cuaternarios que configuran dicha Plana, hecho que ha sido puesto de manifiesto al haber sido perforadas en este lugar por algunos sondeos.

La base impermeable del acuífero la conforman las arcillas y margas con yesos de la facies Keuper del Trías, que llegan a aflorar únicamente en la falda de la Sierra Espaneguera de forma muy puntual.

La estructura general de esta unidad hidrogeológica varía ligeramente según los sectores, ya que se encuentra a caballo entre la zona central subtabular y la zona oriental fallada, según la denominación de Canerot (1974). En la primera de ellas la estructura es sencilla, con ligeras deformaciones que generan pliegues de amplio radio y grandes superficies con estratificación subhorizontal. Esta disposición estructural reduce los afloramientos permeables jurásicos a favor de las formaciones cretácicas, con lo que se favorece el desarrollo de acuíferos colgados, instalados en estos últimos materiales, caracterizados por su escasa inercia y poca capacidad de almacenamiento, lo que a su vez dificulta en un primer momento la recarga directa del acuífero jurásico infrayacente. Sin embargo, las aguas de estos manantiales vuelven a infiltrarse de nuevo en una proporción muy importante cuando discurren a través de formaciones permeables jurásicas que afloran en el fondo de los barrancos y valles. Este esquema de funcionamiento permitiría aumentar los recursos del acuífero y dilatar en el tiempo el efecto de las precipitaciones, propiciando un comportamiento más inercial del sistema.

En la segunda zona, donde la deformación es algo más intensa, todo el edificio subtabular se encuentra fuertemente tectonizado, lo que ocasiona dos tipos de fenómenos: por un lado la existencia de depresiones interiores paralelas a la costa, rellenas con sedimentos terciarios, que constituyen niveles acuíferos independientes, aunque de escasa permeabilidad, y por otro una intensa fracturación de la serie mesozoica que, al contrario que en el caso anterior, favorece la infiltración de forma directa del agua hacia los niveles acuíferos más profundos y dificulta la formación de estructuras acuíferas colgadas.

5.2.2. Características hidrodinámicas

La gran extensión del acuífero y los escasos sondeos que logran captar sus formaciones permeables hace que no sea fácil determinar sus características hidrodinámicas. Hasta hace escasos años la casi totalidad de las captaciones se localizaban en la zona más próxima al litoral, donde las condiciones de los materiales acuíferos son muy buenas, con caudales específicos medios entre los 5 y los 10 L/s/m, y transmisividades entre los 1.000 y 4.000 m²/día, estando los caudales medios en torno a los 50 L/s, aunque existen algunos sondeos que superan los 100 L/s.

Por otra parte, los estudios realizados por la Consejería de Obras Públicas, Urbanismo y Transporte de la Generalitat Valenciana, COPUT entre los años 1990 y 1992 en el sector más oriental y litoral del acuífero, el último de los cuales contemplaba la realización de un modelo matemático, se asignan unas transmisividades (calibradas en dicho modelo) del orden de 9.000 a 15.000 m²/día en el área de Peñíscola y del orden de la mitad en la parte sur de la franja costera, siendo de 1.000 a 3.000 m²/día en el resto.

En este sector (sierra de Irta) el acuífero se encuentra sometido a un alto grado de karstificación que pone en evidencia las surgencias de Alcocéber, Prat de Peñíscola y Badúm, con caudales estimados por algunos informes en 1,5 m³/s, 1,5 m³/s y 2,5 m³/s (IGME-IRYDA, 1977), equivalentes a 47,5 hm³/a, 47,5 hm³/a y 79,3 hm³/a, si bien informes posteriores rebajaban estas cantidades a 80 hm³/a para todo el conjunto (ITGE, 1988), en las que quedan incluidas también las salidas ocultas al mar.

Otra publicación más reciente (Serrano et al., 1995) reduce incluso hasta los 51 hm³/a las salidas en este sector, de los que se asignan 21 hm³/a al Prat de Peñíscola y 9 hm³/a al manantial de Alcoceber, estimando, por otra parte, las salidas ocultas hacia el mar en 21 hm³/a, que en este caso incluirían las correspondientes al manantial de Badúm. Dicho informe se basa en la hipótesis de que estas descargas subterráneas proceden únicamente de la infiltración del agua de lluvia generada sobre los afloramientos permeables de las sierras de Irta y Valdancha Oriental. Esto implica una disminución sustancial de la superficie del acuífero que quedaría reducida a algo menos de 300 km², si bien se reconoce en el mencionado informe la existencia de entradas laterales a través del borde occidental del área reseñada. Esta última observación es evidente puesto que la superficie correspondiente a los afloramientos permeables de las sierras de Irta y Valdancha Oriental no parece suficiente para generar los recursos que se indican en el informe, ya que implicarían coeficientes de infiltración extremadamente altos.

Esta última interpretación hidrogeológica sobre el origen del agua de los manantiales costeros, tampoco es coherente con los datos aportados por las determinaciones de sus isótopos estables obtenidos en este estudio, que apuntan hacia una cota de infiltración de las aguas que drenan próxima a los 800 m s.n.m., tal y como se pone de manifiesto en el capítulo correspondiente a hidroquímica. Las altitudes existentes en las sierras de Irta y Valdancha Oriental, con cotas máximas en torno a los 500-600 m s.n.m., siendo el pico de Encanes el punto más elevado con 715 m s.n.m., ponen de manifiesto que estos recursos deben provenir de áreas localizadas más hacia el interior donde las cotas topográficas se sitúan entre los 700 y los 1.200 metros.

Por otro lado, las últimas perforaciones realizadas han permitido obtener datos sobre los parámetros hidrodinámicos del acuífero en las áreas más occidentales. Los resultados arrojados por los ensayos realizados indican la existencia de transmisividades en las formaciones jurásicas más moderadas y mucho más bajas que las obtenidas en el sector oriental del acuífero, y con valores muy variables entre los 100 y los 1.000 m²/día; incluso se han detectado sondeos negativos en algunos de los puntos perforados.

5.2.3. Funcionamiento hidrogeológico y sentido del flujo subterráneo

En coherencia con las características hidrogeológicas referidas en el apartado anterior, se constata un gradiente piezométrico extremadamente bajo en el área oriental del acuífero, entre la población de Tírig, Traiguera y Benlloch, por un lado, y las poblaciones de Alcoceber y Peñíscola por otro. Dicho gradiente se sitúa en un intervalo de un 2 a un 5 por mil, lo que provoca que, debido a la elevación topográfica que se produce hacia el interior, el nivel de agua se localice a gran profundidad en zonas algo alejadas del mar. En la figura 5.2 se representa un mapa sintético de piezometría, trazados con valores correspondientes a períodos temporales diferentes, pero que hasta el establecimiento de la red provisional de piezometría del presente proyecto constituyen los únicos datos disponibles. Los valores mínimos de la piezometría se sitúan a cota cero en la línea de costa, sector de Iрта, y ascienden lentamente hacia el oeste hasta alcanzar valores máximos en torno a 60 m s.n.m. en las referidas poblaciones interiores. También existe una depresión al norte de la Plana de Oropesa-Torreblanca, con cotas inferiores al nivel del mar, causada por las fuertes extracciones de agua que se realizan en esta zona.

En el sector de la depresión de Alcalá de Chivert la superficie piezométrica se sitúa a 20 m s.n.m., y cerca de Cuevas de Vinromá, localidad situada a 18 Km de la costa en línea recta, a 30 m s.n.m. Hacia el interior, en la depresión de Tírig, parece situarse en torno a los 60-70 m s.n.m. lo que implica una profundidad del agua en esta zona de unos 400 metros. En el sector de Traiguera-La Jana la superficie del agua ronda también los 60 m s.n.m., aunque aquí existe una mayor accesibilidad por corresponder a profundidades en torno a los 250 metros.

Al oeste del umbral formado por las Sierras de Espaniguera y de Valdancha occidental, que separa la zona oriental fallada de la central subtabular, y de la que se carecía de datos hasta hace unos diez años, los sondeos construidos desde entonces han permitido confirmar la existencia de un importante salto piezométrico, hipótesis de trabajo expuesta en el informe del ITGE de 1989. En este sentido el primer dato lo proporciona el sondeo de Albocacer (3022-6-14) donde los niveles se localizan por encima de los 120-130 m s.n.m. Más hacia el interior, a partir de Benasal el salto es aún mayor y la superficie piezométrica asciende hasta los 440 m s.n.m., manteniéndose entre esta cota y los 500 m s.n.m. en todo el sector interior (según las campañas piezométricas realizadas en el presente estudio). Una de las características significativas en este sector es la existencia de una gran amplitud en las oscilaciones piezométricas estacionales de los niveles, hecho que dificulta en gran medida la interpretación de los datos piezométricos y puede dar lugar a incertidumbres en la determinación del sentido del flujo subterráneo. Así lo corroboran las medidas realizadas en el sondeo de Ares del Maestre (3022-1-99) con 536 m s.n.m. en julio de 2004 y 505 m s.n.m. en noviembre de 2004 (31 metros de oscilación); en los sondeos Celumbres I y II (2921-8-18 y 19) con 501 y 465 m s.n.m. en noviembre de 2004, respectivamente (estos sondeos se encuentran muy próximos y la diferencia entre ellos es de 36 metros para la misma fecha), y Morella (3021-6-4) en el que hay que resaltar oscilaciones mayores a 32 metros que incluso pueden superar los 100 metros, según indican las medidas realizadas, con cotas piezométricas inferiores a 471 m s.n.m. en noviembre de 2004, de 503,7 m s.n.m. en julio de 2004, mientras que en la fecha de su construcción (junio de 1996) el nivel se localizó a 587 m s.n.m. No hay que descartar la existencia de posibles acuíferos colgados, ó la existencia de tramos de baja permeabilidad para explicar estos hechos.

En el sector entre Salsadella y la Vallivana el salto piezométrico aún siendo acusado no es tan fuerte como en el sector meridional, ascendiendo los niveles desde valores próximos a los 48 y 52 m s.n.m. en el entorno de la primera población (3122-5-8 y 3122-5-3) hasta los 290 m s.n.m. (agosto de 1996) en el sondeo de Catí (3021-7-99), pasando por los 207 (agosto de 1999) del sondeo de abastecimiento a la localidad de Chert (3122-8-99), que aunque si bien capta las calizas del Barremiense superior, estas deben encontrarse en conexión hidrodinámica con las formaciones jurásicas. Este esquema vendría a refrendar la existencia de un nivel acuífero inferior localizado bajo el acuífero del Turmell que podría constituir la prolongación con detenimiento del acuífero Jurásico, tal y como se planteaba en el informe de 1989, por lo que la hidrogeología de esta área, y en especial del propio acuífero Turmell, deberá ser revisada a la vista de los nuevos datos

obtenidos. Dentro de este contexto hay que resaltar la diferencia piezométrica existente entre el área de Chert y la de San Mateo-Salsadella que es de unos 150 metros, lo que corresponde a un gradiente en torno al 1,5%.

Al oeste de la línea, ya mencionada, que definen las Sierras de Espaniguera y de Valdancha occidental se encuentra el sector de Culla, conformado por afloramientos cretácicos, donde se han realizado sondeos profundos, algunos de ellos con resultado negativo. En este área (todavía perteneciente a la zona oriental fallada) es patente la interconexión entre los diferentes horizontes acuíferos por la intensa fracturación a que se encuentran sometidas las formaciones geológicas, que impiden la existencia de niveles colgados y que permiten una circulación preferente del flujo subterráneo en sentido vertical hacia el nivel piezométrico regional. En este sector se ha constatado la presencia de un gran salto piezométrico con niveles que ascienden desde los 160-170 m s.n.m medidos en el sondeo de Culla (168 m s.n.m. el 29/10/01) hasta los 367 metros de julio de 2004 y los 446 metros de noviembre de ese mismo año, lo que suponen gradientes del orden de 2,5 y de 3,8 respectivamente.

En el sector del sinclinal de Morella y borde noroccidental de la unidad es donde se alcanzan las máximas piezometrías que, sin bien hay escasa información, pueden establecerse por encima de los 600 m s.n.m. Los únicos datos son los proporcionados por el sondeo 3020-5-3 localizado en la ribera del río Bergantes, en el área del anticlinal de Villoros y junto al límite norte del acuífero, donde la piezometría se sitúa de forma muy estable en torno a los 641 m s.n.m (641,60 en julio y 641,25 en noviembre de 2004) lo que hace albergar serias sospechas de una posible conexión hidráulica con el mencionado río. Faltaría valorar si aún así el nivel es en cualquier caso representativo de la piezometría del acuífero. Otro dato lo aporta el sondeo 2920-8-9, ubicado unos dos kilómetros al sur del anterior, con un nivel medido en agosto de 2003 de 603 m s.n.m. Esta circunstancia puede ser muy favorable para la captación del acuífero, ya que lo situaría en ciertos sectores a sólo 230 metros de profundidad.

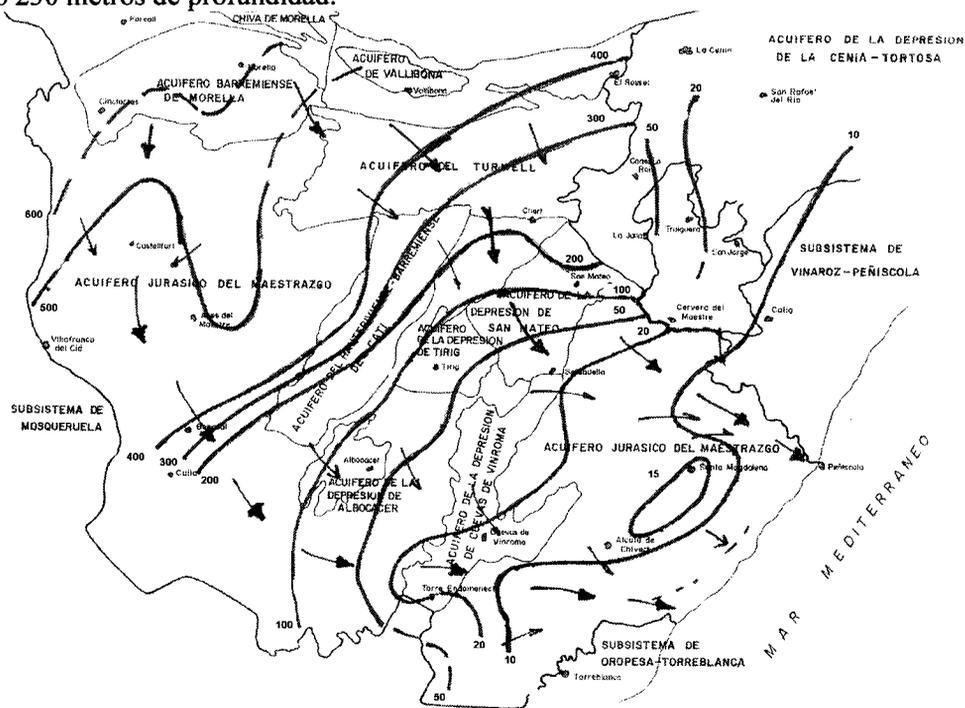


Figura 5.2: Mapa sintético de piezometría

Por otra parte, es necesario hacer mención a que la presencia de un horizonte margoso en el tramo medio-superior del PortandienseValanginiense puede dar lugar localmente a la formación de

pequeños niveles acuíferos colgados susceptibles de ser explotados, y que también pueden estar en el origen de algunas piezometrias en principio anómalas ó que no se ajustan al modelo establecido.

Como se ha podido deducir de los datos aportados referentes a la situación de la superficie piezométrica, el sentido del flujo subterráneo se establece de forma general en dirección hacia el mar, tal y como debe ser la resultante de una situación como la tratada, es decir un acuífero litoral con importantes manantiales en la línea costera, y como así apuntan los informes precedentes. Sin embargo, a nivel más local se detectan direcciones diferentes según del sector de que se trate.

Así en el área occidental del acuífero el flujo subterráneo parece presentar una componente principal norte-sur, confluyendo las líneas de corriente hacia un eje definido por las poblaciones de Forcall y Benasal. Esta disposición estaría provocada por la formación de un cierto umbral piezométrico que con una alineación NE-SO parece asentarse entre Ares del Maestre y el Puerto del Querol.

En el entorno de la población de Culla, y coincidiendo con el gran salto piezométrico existente en esta zona, el flujo subterráneo gira en dirección a la sierra de Irta y se orienta hacia el mar en sentido oeste-este hasta alcanzar el eje de drenaje que conforma la alineación del anticlinal de directriz ibérica NO-SE que conforma dicho relieve montañoso.

Con esta configuración, el flujo principal del sistema se dispone prácticamente perpendicular a la línea de costa, por lo que el drenaje debe verificarse a través de la mencionada sierra de Irta (puesto de manifiesto por las grandes surgencias de Alcocebre, Badúm y Prat de Peñíscola), por alimentación lateral a los acuíferos detríticos instalados en las planas costeras de Vinaroz-Peñíscola y Oropesa-Torreblanca, y también por debajo de éstas hacia el mar a través de las formaciones mesozoicas infrayacentes.

5.2.4. Balance hídrico

El estado actual de los trabajos llevados a cabo en este proyecto no permite disponer todavía de un balance actualizado del acuífero en el que se está trabajando actualmente, por lo que en este aspecto se asume como válido el referido en el informe del ITGE de 1989, que de entre todos los realizados presenta una mejor estimación de los diferentes elementos que intervienen en su determinación, y que quedan resumidos a continuación.

La alimentación del acuífero Jurásico del Maestrazgo Central tiene lugar a partir de los siguientes conceptos:

- Infiltración del agua de lluvia sobre los afloramientos permeables: volumen medio estimado de 81 hm³/a.
- Alimentación vertical y lateral de la unidad de Mosqueruela, dispuesta sobre el acuífero del Maestrazgo central, al oeste de Culla y Villafranca del Cid: 60 hm³/a.
- Alimentación vertical procedente de acuíferos suprayacentes de menor entidad, con niveles piezométricos de mayor elevación: 12,2 hm³/a. Estos acuíferos son el del Hauteriviense-Barremiense de Catí y los de las depresiones de Albocacer, Tírig, San Mateo, Cuevas de Vinromá y la depresión de La Cenia-Tortosa.
- Alimentación lateral procedente del acuífero del Turmell: 10 hm³/a.

El total de todos estos conceptos sumados da un volumen de 163,2 hm³/a.

La descarga, estimada en el mismo volumen correspondiente a la alimentación, se establece de la siguiente forma:

- Al mar, a través de los manantiales de la sierra de Irta, Prat de Peñíscola, Alcocéber y Badúm: 80 hm³/año.

- A la Plana de Vinaroz-Peñíscola, tanto al acuífero detrítico superior como al inferior carbonatado: 39 hm³/año.
- A la Plana de Oropesa-Torreblanca: 4,3 hm³/año
- Salidas a través de su borde suroriental y por drenaje a través de las formaciones mesozoicas que constituyen el sustrato de la Plana de Oropesa-Torreblanca: 22,4 hm³/año.
- Bombeos dispersos en el interior del acuífero: 7,5 hm³/año.
- Bombeos próximos a la Plana de Oropesa-Torreblanca: 10 hm³/año.

No obstante, en un estudio posterior (Serrano et al., 1995), basado en la reinterpretación del modelo geológico, en sondeos de investigación geológica e hidrogeológica, así como mediante la modelación matemática del sector sierra de Valdancha-sierra de Irta, se considera que la descarga es considerablemente inferior. Según este estudio, las descargas anuales naturales del acuífero se cuantifican en 64 hm³/año, de los que 21 hm³/año son drenados por la Gola de Peñíscola, 13 hm³/año se dirigen hacia la Plana de Oropesa-Torreblanca y el resto, 30 hm³/año, descargan por el sector costero a través de las Fuentes de Alcocéber (unos 9 hm³/año) y de forma oculta al mar (21 hm³/año). Según este modelo de funcionamiento, los recursos renovables del acuífero Jurásico del Maestrazgo deben ser del mismo orden. Sin embargo, y como se ha comentado, esta última interpretación hidrogeológica sobre el origen del agua drenada por los manantiales costeros, no es coherente con los datos aportados por las determinaciones de sus isótopos estables, que apuntan a que su área de recarga se encuentra localizada mucho más hacia el interior donde las cotas habituales están entre los 700 y los 1200 metros.

5.3. Inventario y redes de observación

5.3.1. Inventario de puntos acuíferos

Uno de los objetivos básicos a realizar durante la fase de recopilación y síntesis de la información del proyecto ha sido la revisión y actualización del inventario de los puntos que estuviesen relacionados con el acuífero Jurásico o con el tránsito Jurásico-Cretácico, así como el inventario y muestreo de una serie de manantiales, situados a diferente cota topográfica, que aporten información para el estudio isotópico. Con esto, se establece una base de datos inicial, que se irá modificando y ampliando durante el desarrollo del proyecto, y que va a dar lugar, por un lado, al establecimiento de las redes de piezometría y calidad y, por otro, a una infraestructura hidrogeológica básica para estudios posteriores que se lleven a cabo en la zona.

El inventario de puntos acuíferos ha tenido como base la realización de una asistencia técnica denominada: "Realización del inventario de la infraestructura hidrogeológica de la U.H. 08.07 Maestrazgo". Además, se ha consultado la Base de Datos Aguas del IGME, se han mantenido reuniones de trabajo con la Diputación de Castellón, se ha contactado con la empresa FACSA (Fomento Agrícola Castellonense), empresa gestora de las aguas potables de varios municipios de Castellón, y se ha recopilado información de sondeos de prospección de hidrocarburos existentes en la zona. En total se han recopilado 68 fichas de inventario, de las que aproximadamente la mitad corresponden a puntos acuíferos de nuevo inventario y el resto a actualizaciones de puntos ya inventariados.

En la tabla 5.2 se presentan los 68 puntos acuíferos recopilados, con el número de inventario de la Base de Datos Aguas del IGME, toponimia, municipio, provincia, coordenadas UTM, cota topográfica y profundidad del sondeo. Como resultado de los trabajos de campo llevados a cabo hasta el momento de la emisión de este informe, se puede determinar que, de los puntos inventariados, se ha podido obtener medida de profundidad de nivel piezométrico en 41 sondeos y que, en 19 de éstos 41 es posible también la toma de muestra de agua representativa; en 9 puntos sólo es posible tomar muestra pero no profundidad de nivel y en 18 no se puede realizar ninguna de las dos opciones. Además, del total, 25 puntos están instalados, tres para regadío y el resto para abastecimiento urbano.

Nº IGME	Toponimia	Municipio	Provincia	Coordenadas U.T.M.		Cota	Prof. (m)
				x	y	z	
2920-8-0009	Forcall-2	Morella	CASTELLON	737.618	4.506.595	663	430
2920-8-0010	Piscina-Villores	Villores	CASTELLON	736.820	4.506.600	718	343
2921-3-0004	S. Abast. DPTE RCU-3. "Camino de Cantavieja"	La Cuba	TERUEL	728.975	4.496.500	853	400
2921-3-0011	Sondeo La Mata	La Mata de Morella	CASTELLON	730.690	4.499.942	782	481
2921-3-0020	Olocau-II	Olocau del Rey	CASTELLON	728.250	4.499.620	834	684
2921-8-0002	Celumbres. Bobalar-1 (petroleo)	Portell de Morella	CASTELLON	733.424	4.490.879	1.108	1.860
2921-8-0003	Barcilla. Bobalar-2 (petroleo)	Portell de Morella	CASTELLON	733.308	4.492.660	1.188	2.592
2921-8-0018	Celumbres-1	Cinctorres	CASTELLON	735.432	4.492.280	838	538
2921-8-0019	Celumbres-2 / Cinctorres	Cinctorres	CASTELLON	737.150	4.493.060	805	850
2921-8-0020	Roca Roja/Portell-I	Portell de Morella	CASTELLON	734.227	4.492.238	858	475
2922-8-0004	Benasal -I	Benasal	CASTELLON	737.885	4.475.753	732	481
2922-8-0005	Les Llengueres	Benasal	CASTELLON	737.990	4.475.720	725	553
3020-1-0010	Abastec.	Zorita del Maestrazgo	CASTELLON	741.220	4.514.385	630	
3020-5-0003	Pozo Mugró / Sondeo Ortells	Morella	CASTELLON	738.462	4.508.500	644	
3020-5-0007		Zorita del Maestrazgo	CASTELLON	740.745	4.513.320	679	
3021-6-0004	Sondeo Morella	Morella	CASTELLON	751.920	4.496.070	971	1.060
3021-7-0099	Catí	Catí	CASTELLON	759.105	4.491.486	643	502
3021-8-0099	Sondeo Xert	Xert	CASTELLON	764.200	4.490.995	502	500
3022-1-0099	Ares	Ares del Maestre	CASTELLON	743.340	4.481.486	898	900
3022-4-0005	Sondeo Tírig-I	Tírig	CASTELLON	761.038	4.479.830	448	220
3022-4-0009	Sondeo Tírig-II	Tírig	CASTELLON	760.920	4.479.445	470	620
3022-6-0003	Formosos	Albocácer	CASTELLON	753.080	4.472.185	561	563
3022-6-0014	Albocácer	Albocácer	CASTELLON	753.630	4.472.985	562	1.000
3022-8-0002	Don Andrés	Cuevas de Vinromá	CASTELLON	765.840	4.471.060	212	240
3022-8-0008	Cuevas de Vinromá-2	Cuevas de Vinromá	CASTELLON	765.815	4.471.040	212	
3022-8-0099	Cuevas de Vinromá-3	Cuevas de Vinromá	CASTELLON	765.820	4.471.010	230	
3023-1-0005	Cullolas	Culla	CASTELLON	741.185	4.468.100	955	1.020
3023-1-0006	Mas de Retoret	Adzaneta	CASTELLON	744.350	4.460.360	432	
3023-1-0007		Culla	CASTELLON	746.750	4.459.750	410	
3023-2-0010	Sierra Espaneguera	Culla	CASTELLON	747.010	4.465.330	675	
3023-6-0009	Ibarsos-I	Sierra Engarcerán	CASTELLON	749.550	4.456.820	339	404

Nº IGME	Toponimia	Municipio	Provincia	Coordenadas U.T.M.		Cota	Prof. (m)
				x	y	z	
3023-6-0013	Ibarsos-II	Sierra Engarcerán	CASTELLON	749.415	4.457.420	355	418
3023-6-0099	Abastec.	Vall d'Alba	CASTELLON	752.485	4.453.250	385	
3023-7-0018	Barrisques	Benlloch	CASTELLON	758.010	4.459.020	407	480
3023-7-0020	Planchadells	Benlloch	CASTELLON	757.090	4.459.830	411	
3023-7-0099	Calor	Benlloch	CASTELLON	756.860	4.459.720	404	518
3023-8-0006	Vilanova-I	Vilanova d'Alcolea	CASTELLON	761.625	4.458.595	349	414
3023-8-0007	Vilanova-II	Vilanova d'Alcolea	CASTELLON	761.645	4.458.593	350	620
3121-3-0099	Rosell - I	Rosell	CASTELLON	773.910	4.504.408	515	351
3121-7-0025	San Rafael del Río	San Rafael del Río	CASTELLON	785.350	4.498.105	201	421
3121-7-0026	San Jorge II	San Jorge	CASTELLON	783.895	4.490.522	137	401
3121-7-0027	Traiguera-La Jana	Traiguera	CASTELLON	785.350	4.496.220	182	430
3121-8-0056	N.1929 DE INC	San Jorge	CASTELLON	789.360	4.495.640	128	388
3122-1-0032	San Mateo	San Mateo	CASTELLON	770.910	4.482.040	373	443
3122-1-0035		Xert	CASTELLON	770.440	4.489.400	385	500
3122-1-0037	Ayto. San Mateo	San Mateo	CASTELLON	768.992	4.486.860	389	420
3122-1-0050	Sondeo Diputación	San Mateo	CASTELLON	770.640	4.479.980	385	
3122-3-0027	Crevetes	Cálig	CASTELLON	784.420	4.482.930	110	350
3122-5-0003	Salsadella-I	Salsadella	CASTELLON	767.620	4.478.800	329	458
3122-5-0008	Salsadella-I (petroleo)	Salsadella	CASTELLON	769.270	4.476.030	394	1.051
3122-5-0009		Salsadella	CASTELLON	770.470	4.478.942	373	650
3122-5-0010	Abastecimiento	Salsadella	CASTELLON	770.225	4.478.738	345	558
3122-5-0014	San Mateo-Salsadella	Salsadella	CASTELLON	771.245	4.478.760	446	700
3122-6-0004	Sondeo Pedrera	Stª Magdalena de Pulpís	CASTELLON	781.010	4.471.925	195	300
3123-1-0003	Valldancha	Alcalá de Chivert	CASTELLON	774.025	4.468.950	195	404
3123-2-0010	Sondeo de Irta	Alcalá de Chivert	CASTELLON	776.905	4.464.395	138	453
3123-2-0014	La Hoya	Alcalá de Chivert	CASTELLON	775.660	4.465.960	184	364
3123-2-0017	Apeadero-II/La Palaba	Alcalá de Chivert	CASTELLON	776.620	4.461.920	120	353
3123-2-0017	La Palaba (Riego)	Alcalá de Chivert	CASTELLON	776.620	4.461.920	77	180
3123-2-0099	Pou Vivers de la Bassa	Alcalá de Chivert	CASTELLON	777.088	4.464.100	170	
3123-2-0100	Alcalá-Autopista	Alcalá de Chivert	CASTELLON	776.700	4.469.230	152	578
3123-2-0101	Corral de Marimón	Alcalá de Chivert	CASTELLON	777.970	4.469.560	195	360
3123-2-0102	Bco. Ameler-I	Alcalá de Chivert	CASTELLON	779.760	4.469.185	347	259
3123-2-0103	Bco. Ameler-II	Alcalá de Chivert	CASTELLON	778.910	4.467.995	259	388
3123-2-0104	Partida Ribamar	Alcalá de Chivert	CASTELLON	780.772	4.463.040	50	454
3123-3-0001	Pla de Pebret	Peñíscola	CASTELLON	783.597	4.466.652	130	254
3123-3-0007	Partida La Baseta	Peñíscola	CASTELLON	782.600	4.465.050	44	400
3123-3-0100	Masía del señor	Peñíscola	CASTELLON	783.685	4.469.420	134	400

Tabla 5.2:- Inventario de puntos acuíferos relacionados con el acuífero Jurásico

Con respecto a los manantiales utilizados como referencia para el análisis isotópico se han inventariado 6 puntos, cuyos resultados y características se describen en el apartado correspondiente a hidroquímica.

A partir del inventario y de la información obtenida en tres campañas de toma de datos y muestreo en campo, realizadas en julio y noviembre de 2004 y marzo de 2005, se han seleccionado los puntos que, en principio, van a constituir las redes de piezometría y de calidad.

5.3.2.Red provisional de piezometría. Niveles. Análisis preliminar

En la Unidad Hidrogeológica 08.07 (El Maestrazgo) no se ha llevado a cabo un control sistemático y continuado de los niveles piezométricos correspondientes al acuífero regional, de edad Jurásico, por parte de entidades públicas o privadas. Tan sólo algunos trabajos específicos reflejan algunos datos relativos a determinados periodos de tiempo.

Las redes de control establecidas por el IGME en la mayor parte del territorio nacional desde finales de 1970 situaban solamente cuatro puntos de control piezométrico en el ámbito de la zona de estudio. Éstos estaban básicamente relacionados con el control de niveles en la U.H. 08.11 (Plana de Oropesa), si bien su ubicación los situaba dentro de la poligonal correspondiente a la Unidad Hidrogeológica El Maestrazgo. De estos puntos, el 3122-4-221 (figura 5.3) y el 3123-5-11 (figura 5.4) con sería histórica desde 1978 controlaban probablemente el nivel correspondiente a la formación carbonatada Jurásica en las proximidades de la Plana de Oropesa.

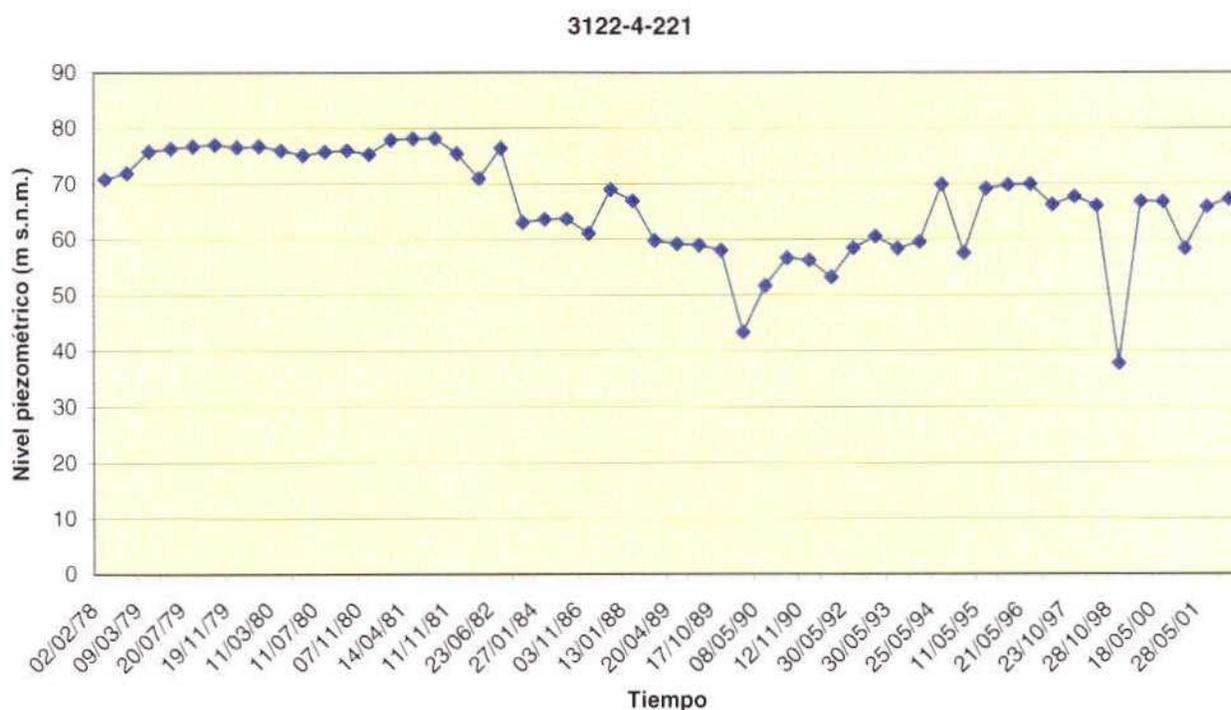


Figura 5.3: Evolución histórica del punto acuífero 3122-4-221

3123-5-11

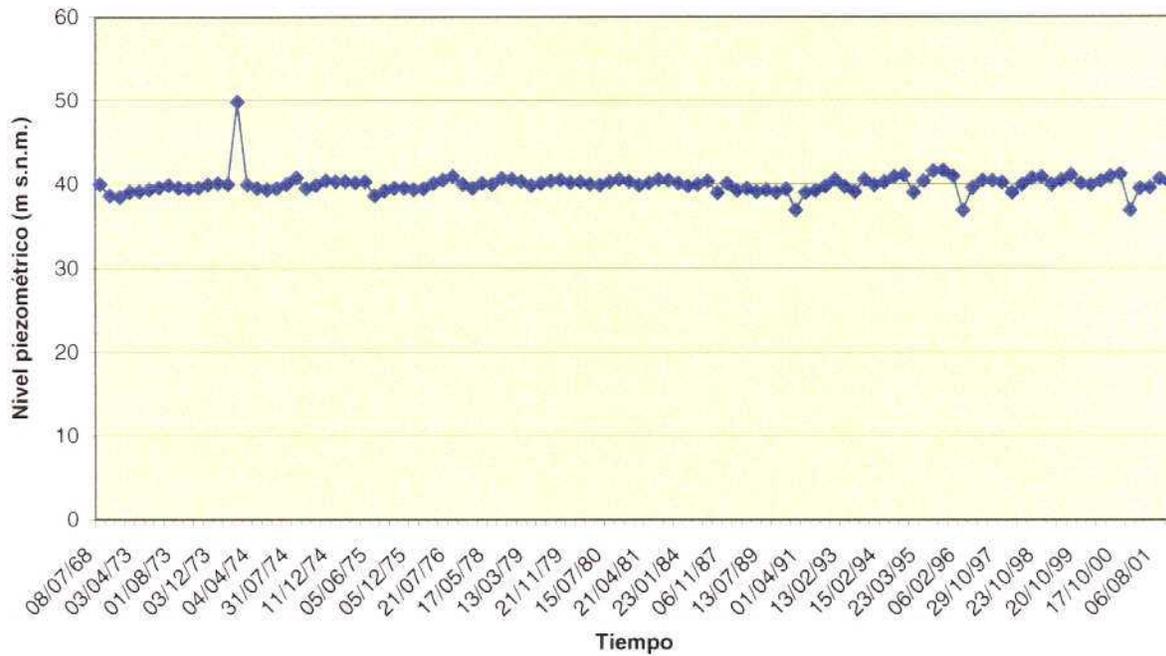


Figura 5.4: Evolución histórica del punto acuífero 3123-5-11

Uno de los objetivos básicos de este proyecto es el establecimiento de una red de piezometría que permita mejorar el conocimiento hidrogeológico de la zona.

A partir de los puntos de inventario relacionados en el epígrafe anterior y de las tres campañas de campo anteriormente mencionadas (del 12 al 16 de julio, del 8 al 19 de noviembre de 2004 y del 28 de febrero al 11 de marzo de 2005) se han seleccionado 41 puntos, distribuidos por el ámbito de la zona de estudio, que controlan las formaciones acuíferas de edad Jurásico y Cretácico inferior. Esta red preliminar se irá actualizando y completando durante el desarrollo del proyecto.

Los sondeos situados en zonas relativamente próximas a la costa tienen una profundidad entre 200 y 400 m, aumentando en los ubicados más al Oeste, en que son frecuentes profundidades de 500 a 800 m, y que, en algunos casos, llegan a superar los 1000 m. Existen también sondeos relacionados con exploración de hidrocarburos que superan ampliamente los 1000 m de profundidad.

Una vez establecida la red piezométrica está previsto realizar 3 campañas anuales de medida de nivel en los meses de marzo, junio y octubre.

Cabe resaltar que a las dificultades propias de cualquier campaña de toma de datos de nivel de agua en sondeos profundos, hay que añadir, en este caso, el que los sondeos disponibles corresponden en un porcentaje importante al abastecimiento de poblaciones, por lo que suelen encontrarse en recintos cerrados, con el equipo de extracción en funcionamiento y en muchos casos no cuentan con la instalación de tubo sonda. Otros puntos se encuentran todavía sin instalar pero al tratarse de obras de elevado coste económico, dada la profundidad alcanzada, se sitúan también en estancias cercadas. En cuanto a los puntos que se encuentran sin utilización una gran mayoría están colapsados o taponados, a una profundidad que resulta difícil determinar. Todo ello, unido a la elevada profundidad a la que se sitúa el nivel piezométrico, hace que las campañas de toma de datos resulten especialmente dificultosas. Asimismo se observa una importante variabilidad en las medidas obtenidas en diferentes campañas de toma de nivel, con variaciones en algunos piezómetros de hasta 40 m de diferencia entre las campañas de noviembre de 2004 y febrero de 2005 (tabla 5.3), posiblemente atribuible a un control estructural de las formaciones acuíferas. En algún caso podría también deberse a la medición de niveles superiores colgados, que no han sido debidamente aislados, o a taponamientos no detectados del sondeo.

En la tabla 5.3 se relacionan los piezómetros en los que se ha obtenido medida de profundidad de nivel en todas o en alguna de las campañas de toma de nivel realizadas durante 2004 y 2005, sus coordenadas, la profundidad del nivel y el nivel piezométrico obtenido en cada campaña.

N° REGISTRO	N° ITGE modificado	X	Y	Z	Prof. Nivel Jul.04	N.P. Jul.04	Prof. Nivel Nov.04	N.P. Nov.04	Prof. Nivel Mar.05	N.P. Marz.05
292080010		736820	4506600	718	15,48	702,52	28,29	689,71	No se puede medir	
292130004		728975	4496500	853			258,28	594,72	262,14	590,86
292180018	Solicitado n° registro a la C.H.E.	735432	4492280	838			336,85	501,15	337,75	500,25
292180019	Solicitado n° registro a la C.H.E.	737150	4493060	805	303,51	501,49	339,18	465,82	358,97	446,03
292280005		737990	4475720	725	357,85	367,15	278,29	446,71		
302010010		741200	4514375	630			55,90	574,1	56,11	573,89
302050003		738462	4508500	644	2,40	641,6	2,75	641,25	2,84	641,16
302050007		740745	4513320	679					seco	
302210099	3022-1-0009	743340	4481486	898	361,22	536,78	392,09	505,91	407,84	490,16
302240005		761038	4479830	448					44,46	403,54
302260003		753080	4472185	561			425,28	135,72	435,18	125,82
302280002		765840	4471060	212					200	12,00
302280008		765815	4471040	212					207,5	4,50
302280099	3022-8-0010	765820	4471010	212					205	7,00
302310005		741185	4468100	955					347,28	607,72
302310007		746750	4459750	410			414,68	-4,68	No se puede medir	
302360009		749550	4456820	339			300,11	38,89	286	53,00
302360013		749415	4457420	355	262,36	92,64	321,01	33,99	298	57,00
302360099	3023-6-0016	752485	4453250	385					No se puede medir	
302370018		758010	4459020	407			382,7	24,30	389	18,00
302370020		756839	4459673	411			382,31	28,69	398	13,00
302370099	3023-7-0021	756860	4459720	404					No se puede medir	
302380007		761645	4458593	350	289,88	60,12	301,24	48,76	303	47,00
312130099	3121-3-0017	773910	4504408	515			142,22	372,78	147,52	367,48
312170025		785350	4498350	201			189,61	11,39	191,93	9,07
312170026		783895	4490522	137			208,67	-71,67	No se puede medir	
312210037		768992	4486860	389			185,32	203,68	185	204,00
312210050	3122-1-0049	770640	4479980	385			340,69	44,31	336	49,00
312250003		767620	4478800	329	276,33	52,67	308,28	20,72	314,75	14,25
312250010		770225	4478738	345	296,4	48,6	296,30	48,7	327,00	18,00
312250014	3122-5-0013	771245	4478760	446			429,45	16,55	434,27	11,73
312260004	3122-6-0003	781010	4471925	195	178,52	16,48	179,28	15,72	179,25	15,75
312320014		775660	4465960	184			170,33	13,67	172,18	11,82

N° REGISTRO	N° ITGE modificado	X	Y	Z	Prof. Nivel Jul.04	N.P. Jul.04	Prof. Nivel Nov.04	N.P. Nov.04	Prof. Nivel Mar.05	N.P. Marz.05
312320100	3123-2-0021	776700	4469230	152					139,47	12,53
312320101	3123-2-0022	777970	4469560	195					187,84	7,16
312320102	3123-2-0023	779760	4469185	347					No se puede medir	
312320103	3123-2-0024	778910	4467995	259					seco	
312320104	3123-2-0025	780772	4463040	50					47,78	2,22
312330001	3123-3-004	783597	4466652	110					51,5	58,50
312330007	3123-3-005	782600	4465050	49					47,71	1,29
312330100	3123-3-006	783685	4469420	134					125,85	8,15

Tabla 5.3: Medidas de nivel piezométrico

Con las medidas de nivel efectuadas en marzo, y aunque no resultan suficientes para trazar con fiabilidad las isopiezas, se ha dibujado una primera distribución tentativa de la superficie piezométrica (figura 5.5) del que se pueden extraer las siguientes consideraciones:

En la porción Noroeste de la zona de estudio, situada por encima de una línea imaginaria aproximada entre Forcall y Xiva de Morella, el nivel piezométrico se encuentra próximo a la superficie, con valores de profundidad inferiores a 30 m, lo que supone cotas de nivel piezométrico entre 700 y 600 m s.n.m., con una dirección de flujo aproximada Sur-Norte.

El resto de la zona de estudio puede dividirse en dos zonas delimitadas aproximadamente por una línea de dirección NNE-SSW, próxima a las localidades de Albocacer, San Mateo y La Jana. La zona situada al Este de esta línea, por tanto la más próxima a la línea de costa, presenta valores de profundidad de nivel piezométrico entre 100 y 200 m, equivalente a una cota piezométrica entre 5 y 20 m s.n.m., caracterizándose por la presencia de un gradiente muy bajo. El sentido de flujo es Oeste-Este.

En la parte sur de esta sección los niveles tienden a situarse a una profundidad entre 300 y 400 m, pero al corresponder una cota topográfica más elevada da lugar a unos niveles piezométricos similares o algo más elevados que los mencionados en el párrafo anterior, no pudiendo establecerse con los datos disponibles una buena continuidad de la superficie piezométrica entre los dos sectores.

Al Oeste de la línea anteriormente mencionada existe una marcada elevación piezométrica, los niveles se sitúan a profundidades de hasta 400 m, alcanzando la topografía cotas superiores a 700 m y, por tanto, la superficie piezométrica alcanza valores por encima de los 300 m snm, con sentido de flujo Oeste-Este.

Hacia el Oeste el nivel piezométrico continúa aumentando, hasta alcanzar valores superiores a 500 m s.n.m., dando lugar a una posible divisoria de aguas subterráneas, al Oeste de la cual el flujo pasaría a ser Este-Oeste, si bien no se dispone de datos suficientes para determinar esta hipótesis.

En función de los datos obtenidos en próximas campañas de medida de nivel, se irá optimizando y actualizando la red de observación piezométrica de manera que, aunque escasas en número, se obtendrán valores representativos del nivel piezométrico correspondiente al acuífero Jurásico. Otra de las actuaciones previstas es la instalación de instrumentación de registro continuo de nivel, preferentemente, en aquellos sondeos que registran oscilaciones muy acentuadas del mismo en cortos períodos de tiempo. La instalación de este tipo de instrumentación vendrá condicionada por las características, situación actual de la perforación y por la disponibilidad del propietario para permitir la instalación de los equipos mencionados.

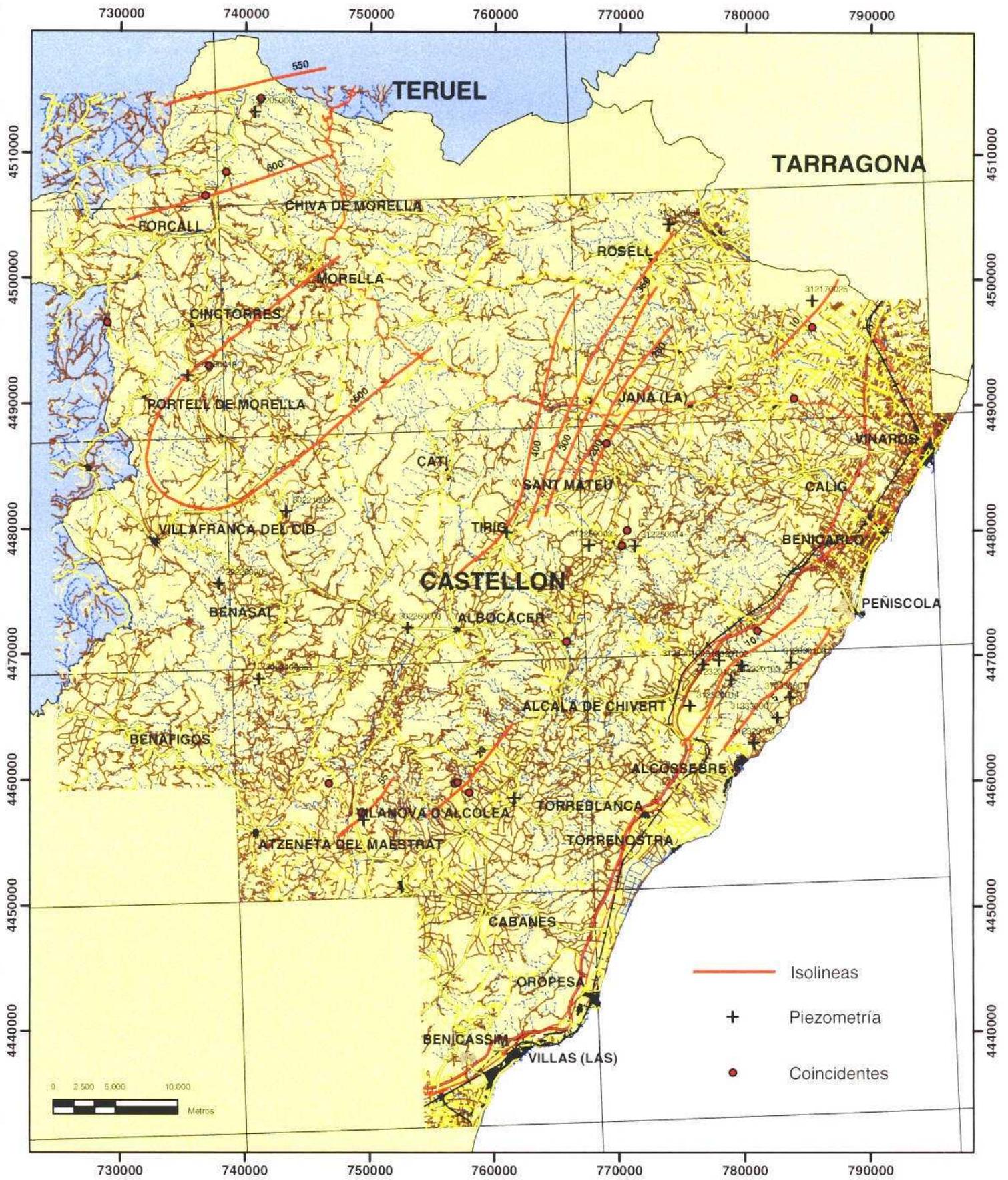


Figura 5.5: Isopiezas correspondientes a Marzo de 2005.

5.3.3.Red provisional de calidad

En principio, y con el objetivo de disponer de datos de análisis químicos a la mayor brevedad, se ha establecido una red provisional de calidad constituida por aquellos puntos recogidos en el inventario que dispusieran de dispositivo de bombeo.

Se han llevado a cabo tres campañas de muestreo, en las fechas anteriormente mencionadas para la toma de datos de nivel, julio y noviembre de 2004 y marzo de 2005 en 28 puntos de control.

En la tabla 5.4 figura la relación de puntos incluidos en esta red provisional de calidad, sus coordenadas y el acuífero controlado. La evaluación de los resultados obtenidos se describe en el apartado de hidroquímica.

Nº ITGE	Coordenadas U.T.M.		Cota	Acuíferos Controlados
	x	y	z	
292080010	736820	4506600	718	CRETÁCICO Y JURÁSICO
292130004	728975	4496500	853	CRETÁCICO JURÁSICO
292130010	728250	4499620	834	JURÁSICO
292130011	730690	4499620	834	JURÁSICO
292180019	737150	4493060	805	JURÁSICO
292280005	737990	4475720	725	JURÁSICO
302010010(2)	741200	4514375	630	JURÁSICO
302050003	738462	4508500	644	CRETÁCICO?
302170099	759150	4491486	643	JURÁSICO
302280002	765840	4471060	212	
302280008	765815	4471040	212	
302280099	765820	4471010	230	
302310006(4)	744450	4460075	433	JURÁSICO
302310007(6)	746750	4459750	410	JURÁSICO
302360013	749415	4457420	355	JURÁSICO
302370018(7)	758002	4458871	407	JURÁSICO
302370020(5)	756839	4459673	411	JURÁSICO
302370099	756860	4459720	404	
302380006	761625	4458595	349	JURÁSICO
312170026	783895	4490522	137	JURÁSICO?
312170027	785350	4496220	182	CRETÁCICO
312210037	768992	4486860	389	CRETÁCICO
312210050	770640	4479980	385	JURÁSICO
312230027	784420	4482930	110	CRETÁCICO-JURÁSICO
312250010	770225	4478738	345	JURÁSICO
312260004	781010	4471925	195	JURÁSICO
312320017	776620	4461920	77	
312320099	777088	4464100	170	CRETÁCICO?

Tabla 5.4: Puntos pertenecientes a la red provisional de calidad

5.4. Referencias bibliográficas

- Canerot, J. 1974. Recherches géologiques aux confins des chaînes Iberique et Catalane. Tesos Doct, Publ. Enadimsa, 517.
-
- DGOH-IGME. 1988. Estudio de delimitación de las unidades hidrogeológicas del territorio peninsular e Islas Baleares, y síntesis de sus características. Informe 2505, Servicio Geológico.
- IGME – IRYDA. 1977. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas. Investigación hidrogeológica de la cuenca media y baja del río Júcar. Informe técnico IV. Hidrogeología del Sistema Nº 55.
- IGME. 1985. Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Hoja nº48. Vinaroz. Hoja y memoria. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía.
- IGME. 1988. Estudio hidrogeológico para el abastecimiento a núcleos urbanos del Maestrazgo, Castellón, Vo. I, Memoria.
- ITGE . 1989. Estudio Hidrogeológico del Maestrazgo, Castellón.
- Serrano Orts, V., Roca Maurí, A., Pérez Baviera, A., Nieto Salvatierra, M., Ortiz Pérez, S., y Capilla Romá, J. 1995. Estudio de investigación de las descargas de agua subterránea al mar por la Sierra de Irtza (U.H. 08.07: Maestrazgo). Mancomunidad del Baix-Maestrat, Castellón. VI Simposio de Hidrogeología, Sevilla, Asociación Española de Hidrología Subterránea, Tomo XXI, 679-697.

6. Hidroquímica e isótopos

Autores:
Luis Araguás Araguás

6. Hidroquímica y contenidos isotópicos

6.1. Actividades llevadas a cabo durante el año 2004

Para la caracterización química e isotópica de las aguas subterráneas de la zona del Maestrazgo se han llevado a cabo tres campañas de campo durante el año 2004. La primera de ellas se realizó en el mes de Mayo y únicamente se tomaron muestras de manantiales situados a diferentes cotas, con el objetivo principal de determinar los patrones de variación de la composición isotópica de las aguas subterráneas con la altitud. Esta información se considera de utilidad para definir posibles zonas de recarga situadas a distancias importantes de donde se extraen aguas subterráneas. Las campañas posteriores de Julio y Noviembre se han centrado en los pozos profundos que previamente se habían inventariado.

El trabajo llevado a cabo durante el año 2004 ha comprendido las siguientes actividades:

- a) Selección de puntos de toma de muestras (pozos y manantiales) a partir de la actualización del inventario recientemente realizada.
- b) Medida en campo de parámetros físico-químicos tales como la temperatura, conductividad eléctrica y pH.
- c) Toma de muestras para análisis químicos (iones mayoritarios) e indicadores de la calidad del agua para diferentes usos. Los análisis de estos últimos indicadores han incluido, DQO, nitrito, amonio y fosfato, además de la sílice.
- d) Toma de muestras para la determinación del contenido de tritio y de los isótopos estables de la molécula del agua, oxígeno-18 y deuterio.

Los análisis químicos se han llevado a cabo en el Laboratorio de Tres Cantos del IGME, mientras que las determinaciones isotópicas se han realizado en el Laboratorio de Aplicaciones Nucleares del CEDEX, en Madrid.

Las principales unidades acuíferas diferenciadas en el Maestrazgo se presenta en la figura 6.1a La ubicación de los puntos de muestreo se presenta en la figura 6.1, distinguiéndose, mediante símbolos, los puntos que representan las aguas subterráneas profundas y los manantiales. Los números indicados corresponden a los asignados en el inventario de puntos de agua de la base de Datos Aguas del IGME.

Las coordenadas geográficas, la altitud de cada punto de muestreo y los valores de los parámetros físico-químicos determinados en el campo en el caso de los manantiales (conductividad eléctrica y pH) se presentan en la tabla 6.1a. Los resultados de los análisis químicos de estas aguas se presentan en la tabla 6.1b, mientras que los resultados de los análisis de oxígeno-18 y deuterio se muestran en la tabla 6.1c.

Las coordenadas geográficas, la altitud de cada pozo en donde se han tomado muestras y la situación del nivel piezométrico en cada punto de observación se presenta en la tabla 6.2a. En todos los casos la profundidad de los pozos supera los 300 m. La profundidad a la que se sitúa el nivel piezométrico varía enormemente, entre los 2 y los 385 m. Los resultados de los análisis químicos correspondientes a los iones mayoritarios se presentan en la tabla 6.2b, mientras que los indicadores de calidad de las aguas y otros parámetros hidroquímicos se recogen en la tabla 6.2c. Los contenidos de tritio y las desviaciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) se presentan en la tabla 6.2d. En esta última tabla, así como en la tabla 6.1c, se ha añadido el valor del parámetro exceso de deuterio (d), calculado a partir de las abundancias de O-18 y D, según la ecuación: $d = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$.

6.2. Composición química del agua subterránea

Los resultados de los análisis químicos de las tablas 6.1a y 6.2c muestran de forma clara que la mayor parte de las aguas subterráneas analizadas se caracteriza por una salinidad generalmente baja, con valores de sólidos disueltos totales (TDS) comprendidos entre 330 y 600 mg/L. Estos valores son típicos de aguas subterráneas que atraviesan terrenos carbonatados, formados por paquetes de calizas como los que caracterizan al Maestrazgo. Únicamente tres muestras superan los 600 mg/L, siendo el máximo determinado 873 mg/L en la muestra tomada en el punto 2921-3-11 (La Mata). Como se menciona más adelante algunas de estas muestras se encuentran en terrenos donde la geología local no está dominada por los paquetes calizos mencionados.

La calidad de los análisis químicos del año 2004 se ha evaluado a partir, además del balance eléctrico de cargas, de la relación entre la conductividad eléctrica medida en campo y la suma de los miliequivalentes de cationes y/o aniones. Este análisis ha mostrado que la calidad de los análisis es satisfactoria para la campaña llevada a cabo en Noviembre de 2004, pero no así para la campaña de Julio de 2004. Posiblemente el tiempo de almacenamiento entre la toma de muestras y de análisis ha originado la precipitación de calcita u otras sales en la botellas, lo que ha llevado a obtener análisis químicos de calidad mediocre. No obstante, y dadas las características de las aguas subterráneas de la zona, los análisis son de utilidad para mostrar las principales características de las aguas subterráneas del Maestrazgo.

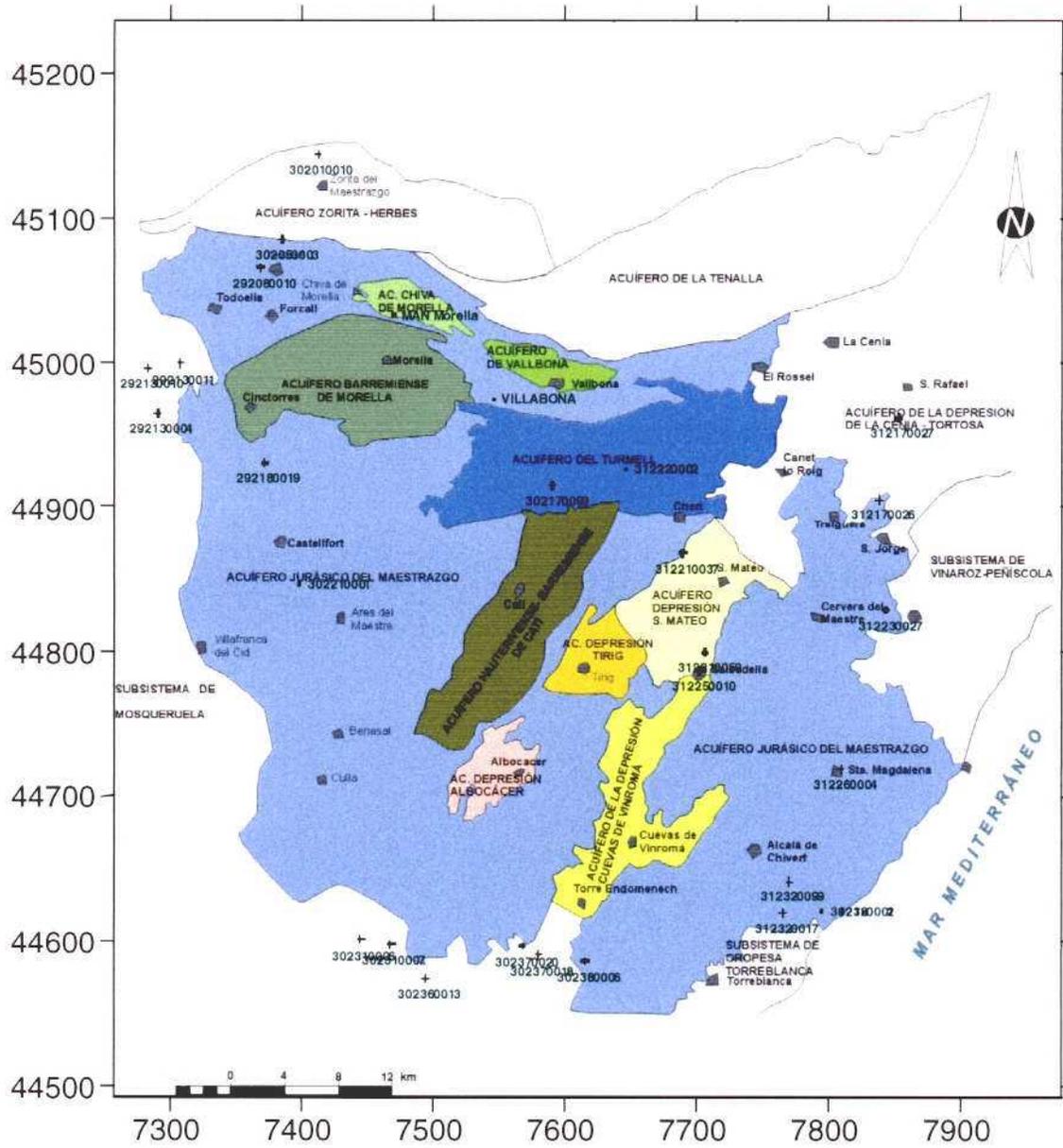


Figura 6.1a.-Mapa de situación de los puntos de muestreo



Figura 6.1 b: Situación de los puntos de agua muestreados, campaña 2004.

Tabla 6.1a. Coordenadas geográficas, altitud y valores de la conductividad eléctrica y del pH medidos en las muestras de agua tomadas en seis manantiales en Junio de 2004.

Código de muestra	Nº identificación	Coordenadas UTM			pH	TDS (mg/L)	Conduct. a 25°C (µS/cm)
		X	Y	Z			
Chert. Fte. Albí	302180002	764700	4492624	740	7,70	286	320
Ermita Castellfort	302210001	739750	4484670	1060	7,70	287	330
Font de la Roca	312220002	764672	4492623	397	7,50	388	442
Alcocebre. Las Fuentes	312320001	779580	4462107	0	7,50	454	536
Morella	Man Morella	746949	4503278	1100	7,50	465	546
Las Rocas	Villabona	754590	4497482	1220	7,60	352	385

Tabla 6.1b. Resultados de los análisis químicos de las muestras de agua tomadas en seis manantiales durante la campaña de Junio de 2004. Las concentraciones se expresan en mg/l.

Código de muestra	Nº identificación	Ca ⁺⁺ 6.5.	Mg ⁺⁺ mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	CO ₃ H ⁻ (mg/l)	DQO (mg O ₂ /L)	SiO ₂ (mg/l)
Chert.Fte. Albí	302180002	66	4	3	0	2	19	9		0,5	5,2
Ermita Castellfort	302210001	65	4	4	0	0	20	12	175	0,8	6,8
Font de la Roca	312220002	85	6	12	1	0	20	33	223	0,6	9,2
Alcocebre. Las Fuentes	312320001	87	13	19	0	9	32	44	243	0,7	6,2
Morella	Man Morella	102	11	11	0	10	51	37	237	0,9	6,3
Las Rocas	Villabona	77	8	3		0	11	7	242	1,0	4,2

Tabla 6.1c. Resultados de los análisis isotópicos de las muestras de agua tomadas en seis manantiales durante la campaña de Junio de 2004. Las desviaciones isotópicas se expresan en ‰ con respecto al patrón internacional V-SMOW.

Código de muestra	Nº identificación	δ ¹⁸ O (‰)	δD (‰)	d (‰)
Chert.Fte. Albí	302180002	-6,50	-39,8	12,2
Ermita Castellfort	302210001	-7,79	-53,1	9,2
Font de la Roca	312220002	-5,88	-32,3	14,7
Alcocebre. Las Fuentes	312320001	-6,69	-40,2	13,3
Morella	Man Morella	-8,32	-54,5	12,1
Las Rocas	Villabona	-7,48	-43,6	16,2

Tabla 6.2a. Coordenadas geográficas y características de los puntos de agua (pozos) muestreados durante las campañas de 2004.

Código de muestra	Nº inventario	COORDENADAS			Profundidad del sondeo (m)	Profundidad nivel piez. (m)	Nivel piezomét. (m)	Espesor de columna de agua (m)
		X	Y	Z				
Villores	292080010	736820	4506600	718	343,0			
La Cuba	292130004	728975	4496500	853	400,0			
Olocau II	292130010	728250	4499620	834	684,0	237,55	596,45	
La Mata	292130011	730690	4499942	782	481,0	195,0	586,0	
Celumbres-2	292180019	737150	4493060	805	850,0	383,0	422,0	
Zorita	302010010	741200	4514375	630				
Mufró - Ortells	302050003	738462	4508500	644		2,7	641,0	
Catí	302170099	759105	4491486	643	502,0	352,0	290,0	
Mas del Retoret	302310006	744450	4460075	433				
Culla	302310007	746750	4459750	410				
Ibarsos II	302360013	749415	4457420	355	418,0	272,0	82,4	
Barrisques	302370018	758010	4459020	407	480,0	381,67	25,3	
Planchadells	302370020	756839	4459673	411				
Vilanova-I	302380006	761625	4458595	349	414,0	282,8	66,2	
San Jorge II	312170026	783895	4490522	137	401,0	121,5	108,8	
La Jana	312170027	785350	4496200	182	430,0			
Ayto San Mateo	312210037	768992	4486860	389	420,0	20	369,0	
San Mateo	312210050	770640	4479980	385				
Crevetes	312230027	784420	4482930	110	350,0	105,0	5,0	
Salsadella	312250010	770225	4478738	345	558,0	292,0	53,0	
Pedreira	312260004	781010	4471925	195	300,0			
La Palaba - Apeadero	312320017	776620	4461920	77	353,0			
Vivers de la Bassa	312320099	777088	4464100	170				

Tabla 6.2b. Resultados de los análisis químicos (iones mayoritarios) de las muestras de agua tomadas en los sondeos durante el año 2004.

Código de muestra	Nº inventario	Fecha	pH campo	Conduct. (µS/cm)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	CO ₃ H ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁼ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)
Villores	292080010	15/07/2004	7,88	631	98	33	5	2	198	7	203	4
La Cuba	292130004	15/11/2004	7,18	488	70	24	3	1	249	11	55	4
Olocau II	292130010	15/11/2004	7,22	670	94	32	13	4	116	1	248	34
La Mata	292130011	15/07/2004	7,58	1248	95	86	100	13	372	6	518	16
Celumbres-2	292180019	15/07/2004	7,52	429	58	24	3	0	235	4	29	8
		15/11/2004	7,51	440	52	23	2	0	219	4	27	4
Zorita	302010010	15/07/2004	7,24	489	63	22	4	0	283	4	13	4
Mufró - Ortells	302050003	15/07/2004	7,33	663	107	25	16	5	260	12	152	16
		15/11/2004	7,48	606	80	19	17	4	184	5	122	25
Catí	302170099	15/07/2004	7,28	542	93	22	3	0	233	4	106	7
		15/11/2004	7,13	587	82	21	3	0	207	4	118	5
Mas del Retoret	302310006	15/07/2004	7,41	440	62	15	3	0	215	4	26	4
Culla	302310007	15/11/2004	7,40	434	63	11	6	0	195	12	24	10
Ibarsos II	302360013	15/07/2004	7,59	408	68	13	5	0	214	9	25	10
		15/11/2004	7,29	442	63	13	6	0	209	8	23	7
Barrisques	302370018	15/11/2004	7,21	483	66	14	8	0	212	19	20	12
Planchadells	302370020	15/11/2004	7,25	483	66	8	9	0	178	34	7	18
Vilanova-I	302380006	15/07/2004	6,95	725	122	21	13	0	312	80	10	52
San Jorge II	312170026	15/07/2004	7,09	520	87	18	12	0	320	12	11	20
		15/11/2004	6,61	560	76	16	13	0	281	12	6	16
La Jana	312170027	15/07/2004	7,70	578	108	12	12	1	288	15	47	22
Ayto San Mateo	312210037	15/11/2004	7,36	493	60	13	10	1	215	11	13	11
San Mateo	312210050	15/07/2004	7,46	466	78	16	7	0	254	3	35	11
		15/11/2004	7,38	494	68	16	7	0	218	6	42	8
Crevetes	312230027	15/07/2004	7,08	590	102	16	13	0	288	44	25	24
Salsadella	312250010	15/07/2004	7,36	467	72	16	10	0	232	6	38	14
		15/11/2004	6,96	504	69	17	10		235	7	35	12
Pedrera	312260004	15/07/2004	7,17	532	91	16	9	0	250	16	51	18
		15/11/2004	7,18	546	76	16	10	0	225	12	45	15
La Palaba -	312320017	15/07/2004	7,29	1097	108	31	90	3	213	37	50	241
Vivers de la Bassa	312320099	15/11/2004	7,49	739	83	18	30	1	206	30	20	94

Tabla 6.2c. Resultados de los análisis químicos (parámetros de calidad y sílice) de las muestras de agua tomadas durante el año 2004.

Código de muestra	Nº inventario	Fecha	Temp. (°C)	TDS (mg/L)	DQO (mg O ₂ /L)	NO ₂ (mg/l)	NH ₄ (mg/l)	P ₂ O ₅ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)
Villores	92080010	15/07/2004	23,2	559	0,6	0,00	0,00	0,00	9,0
La Cuba	92130004	15/11/2004	14,5	423	0,6	0,00	0,00	0,00	6,6
Olocau II	92130010	15/11/2004	11,7	555	14,5	0,12	0,00	0,73	13,5
La Mata	92130011	15/07/2004	20,0	873	0,6	0,00	0,00	0,00	8,4
Celumbres-2	92180019	15/07/2004	16,4	337	0,6	0,00	0,00	0,00	6,3
		15/11/2004	12,7	367	0,5	0,00	0,00	0,00	6,1
Zorita	02010010	15/07/2004	14,9	403	0,7	0,00	0,13	0,00	10,3
Mufró - Ortells	02050003	15/07/2004	15,7	468	0,9	0,00	0,00	0,00	8,3
		15/11/2004	14,6	368	0,8	0,00	0,00	0,00	6,9
Catí	02170099	15/07/2004	19,0	339	1,6	0,00	0,00	0,00	6,0
		15/11/2004	16,5	474	0,6	0,00	0,00	0,00	5,7
Mas del Retoret	02310006	15/07/2004	19,5	334	0,5	0,00	0,00	0,00	5,8
Culla	02310007	15/11/2004	16,9	327	0,4	0,00	0,00	0,00	6,7
Ibarsos II	02360013	15/07/2004	19,3	334	1,6	0,00	0,00	0,00	6,1
		15/11/2004	20,4	350	0,4	0,00	0,00	0,00	5,9
Barrisques	02370018	15/11/2004	18,8	358	0,5	0,00	0,00	0,00	7,5
Planchadells	02370020	15/11/2004	15,1	338	0,5	0,00	0,00	0,00	18,1
Vilanova-I	02380006	15/07/2004	23,1	621	0,5	0,00	0,00	0,10	11,5
San Jorge II	12170026	15/07/2004	18,1	431	2,5	0,00	0,00	0,00	12,1
La Jana	12170027	15/07/2004		492	1,0	0,00	0,00	0,00	8,8
Ayto San Mateo	12210037	15/11/2004	16,0	514	0,7	0,00	0,00	0,00	9,1
San Mateo	12210050	15/07/2004	20,6	370	0,7	0,00	0,00	0,00	5,4
		15/11/2004	14,2	409	0,6	0,00	0,00	0,00	5,3
Crevetes	12230027	15/07/2004	18,8	523	0,5	0,00	0,00	0,00	11,2
Salsadella	12250010	15/07/2004	21,2	391	0,6	0,00	0,00	0,00	6,9
		15/11/2004	19,1	395	0,5	0,00	0,00	0,00	6,5
Pedrera	12260004	15/07/2004	14,9	405	0,6	0,00	0,00	0,00	6,9
		15/11/2004	14,9	458	0,5	0,00	0,00	0,00	6,3
La Palaba -	12320017	15/07/2004	21,7	783	0,6	0,00	0,00	0,00	9,7
Vivers de la Bassa	12320099	15/11/2004	15,3	491	0,5	0,00	0,00	0,00	9,3

Tabla 6.2d. Resultados de los análisis de isótopos estables y tritio de las muestras de agua tomadas durante las campañas de 2004.

Código de muestra	Nº inventario	Fecha	Tritio (U.T.)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	d (‰)
Villores	292080010	15/07/2004	3,8±0,5	-8,34	-56,8	9,9
La Cuba	292130004	15/11/2004		-8,81	-58,9	11,6
Olocau II	292130010	15/11/2004		4,97	1,4	-38,3
La Mata	292130011	15/07/2004	0,1±0,4	-7,00	-40,4	15,5
Celumbres-2	292180019	15/07/2004	1,3±0,6	-7,05	-41,1	15,3
		15/11/2004		-8,52	-55,8	12,3
Zorita	302010010	15/07/2004		-8,12	-52,5	12,5
Mufró - Ortells	302050003	15/07/2004	5,8±0,7	-6,62	-38,2	14,7
		15/11/2004		-6,40	-37,9	13,3
Catí	302170099	15/07/2004	3,5±0,7	-6,32	-37,3	13,3
		15/11/2004		-7,56	-47,2	13,3
Mas del Retoret	302310006	15/07/2004		-7,53	-46,9	13,4
Culla	302310007	15/11/2004		-6,83	-42,1	12,5
Ibarsos II	302360013	15/07/2004	5,3±0,7	-6,66	-39,0	14,3
		15/11/2004		-7,28	-44,2	14,1
Barrisques	302370018	15/11/2004		-6,76	-42,0	12,1
Planchadells	302370020	15/11/2004		-6,17	-36,4	12,9
Vilanova-I	302380006	15/07/2004	1,6±0,6	-5,55	-33,9	10,5
San Jorge II	312170026	15/07/2004	1,8±0,6	-6,66	-39,6	13,7
		15/11/2004		-5,63	-33,1	11,9
La Jana	312170027	15/07/2004	4,9±0,5	-6,03	-36,8	11,5
Ayto San Mateo	312210037	15/07/2004		-5,92	-33,6	13,8
San Mateo	312210050	15/07/2004	4,1±0,5	-7,71	-49,1	12,6
		15/11/2004		-7,88	-48,9	14,1
Crevetes	312230027	15/07/2004	4,5±0,5	-6,23	-38,4	11,5
Salsadella	312250010	15/07/2004	3,3±0,4	-7,61	-48,5	12,4
		15/11/2004		-7,78	-49,9	12,3
Pedrera	312260004	15/07/2004	3,9±0,5	-6,69	-44,6	11,0
		15/11/2004		-7,26	-44,5	13,6
La Palaba - Apeadero	312320017	15/07/2004	4,2±0,5	-6,15	-38,7	10,5
Vivers de la Bassa	312320099	15/11/2004		-6,33	-38,9	11,7

Como ya se ha mencionado, los valores encontrados de TDS son los esperados para aguas subterráneas que atraviesan terrenos carbonatados, donde la disolución de carbonatos llega hasta la saturación en calcita y la interacción del agua subterránea con otros materiales es muy limitada. Por ello es lógico que la facies hidroquímica dominante sea la bicarbonatada-cálcica, como se muestra en la figura 6.2

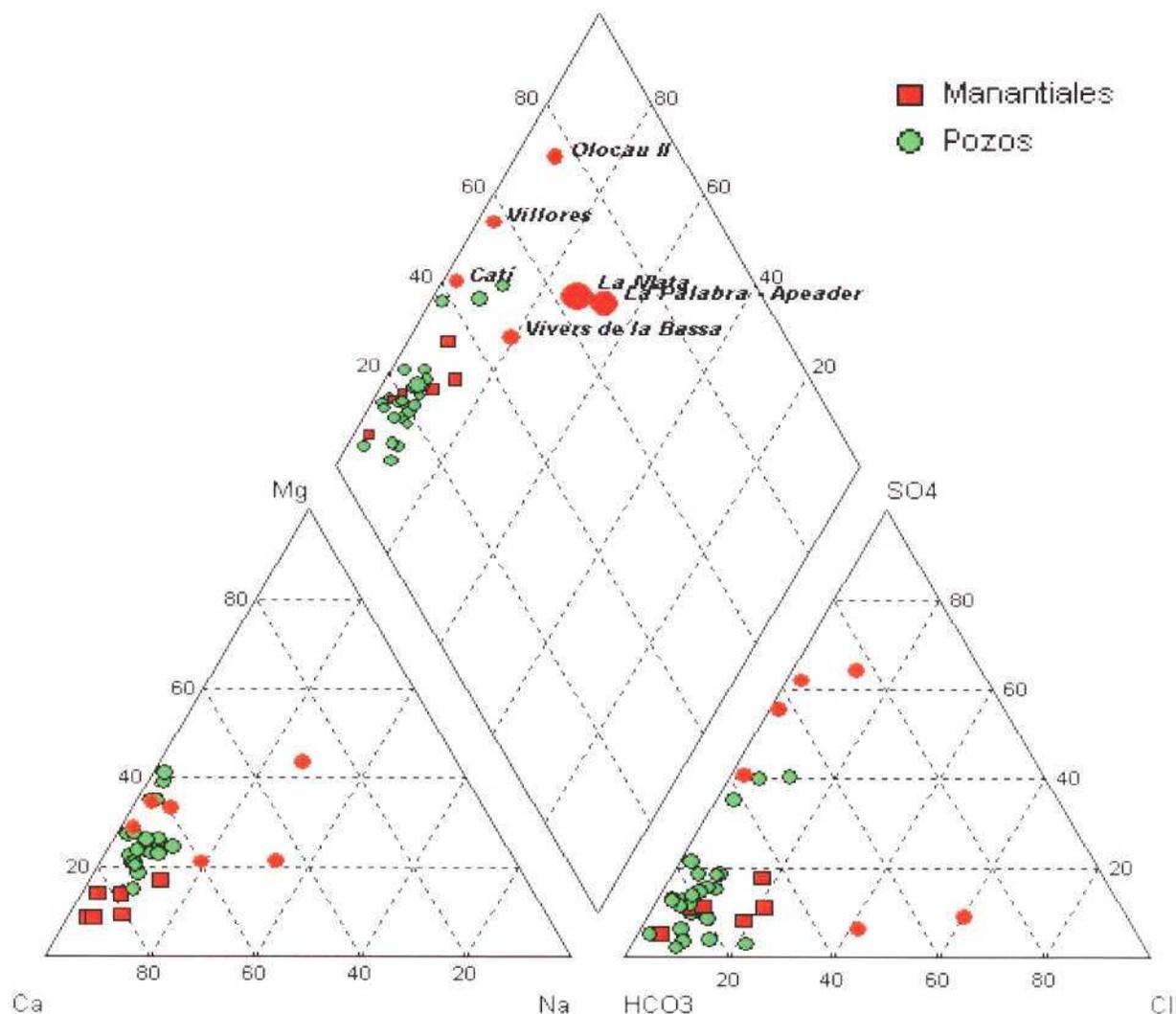


Figura 6.2. Diagrama de Piper mostrando el predominio de la facies bicarbonatada-cálcica en las aguas subterráneas del Maestrazgo, excepto en un grupo de muestras con porcentajes importantes del ion sulfato. El tamaño de los puntos en el diagrama con forma de rombo es proporcional al valor de la conductividad eléctrica.

Dicha figura contiene un diagrama de Piper, donde se reflejan la abundancia relativa de los iones mayoritarios, que corresponde claramente a los iones bicarbonatos (diagrama triangular de los aniones), y calcio (diagrama triangular de los cationes). En dicha figura, el tamaño de los puntos en el diagrama central de forma de rombo, es proporcional al valor de la salinidad. Las muestras de aguas subterráneas con valores de TDS más altos que se encuentran en la tabla 6.2c y la figura 6.2 corresponden a varias muestras en las que se observa un incremento de los iones sulfato.

excepto en dos casos donde se observa un incremento del ion cloruro. Las muestras más salinas (tablas 6.2b, 6.2c y Figura 6.2) corresponden a las muestras de La Mata (2923-1-11) y La Palabra-Apeadero (3123-2-17). En este último caso, destaca el valor de 241 mg/L de cloruro, cuando el valor típico está comprendido entre 10 y 20 mg/L y del ion sodio, (90 mg/L), cuando el valor más común es inferior a 10 mg/L. En este caso no es evidente cual es la litología responsable de este incremento de salinidad.

Otro grupo de muestras son aquellas en las que domina el ion sulfato, siendo el caso más evidente la citada muestra de La Mata, donde se superan los 500 mg/L. Además, otras muestras situadas en el extremo NO de la zona de estudio presentan características similares, superando en varias muestras las 100 mg/L. Este grupo define una tendencia, en el diagrama de Piper, hacia el extremo definido por la facies hidroquímica sulfatada-cálcica.

A pesar de la existencia de muestras de agua con mayor salinidad, la característica más destacable de los datos presentados en la Tabla 6.2b es la presencia de concentraciones importantes del ion nitrato en las aguas de la mayoría de los pozos muestreados. Estos contenidos del ion nitrato superan puntualmente los valores de 50 mg/L, como por ejemplo el pozo de Vilanova-I-3023-8-6 (80 mg/L), en pozos que superan los 400 m de profundidad y el nivel piezométrico se encuentra a casi 300 m de profundidad.

La presencia del ion nitrato a la profundidad indicada refleja claramente la rapidez e importancia del flujo de recarga reciente en un medio carbonatado como son las formaciones cretácicas y jurásicas del Maestrazgo. Este recarga debe estar favorecida por el desarrollo kárstico de la zona y la escasez de vegetación en muchos sectores del acuífero. Localmente debe jugar un papel importante el mal aislamiento de los pozos, de forma que se pueda producir una infiltración preferencial en las proximidades del propio sondeo.

Este hecho refleja la vulnerabilidad del acuífero a las diferentes fuentes de contaminación antrópica, y que a pesar de la profundidad a la que se encuentra el agua subterránea, ésta es susceptible de ser afectada de forma importante por contaminantes de origen agrícola, urbano o industrial. La magnitud de la contaminación queda patente en el pozo Olocau-II (2921-3-10), de 684 m de profundidad, en donde el nivel piezométrico se encuentra a más de 200 m de profundidad. La muestra analizada en la campaña de Noviembre (Tabla 6.2c) de 2004 mostró la presencia de nitritos, fosfato y una DQO superior a 14 mg O₂/L.

6.3. Isótopos de la molécula del agua

6.3.1. Consideraciones teóricas

Como se sabe, los isótopos estables del agua deuterio (²H) y oxígeno-18 (¹⁸O) proporcionan información, entre otras cosas, sobre el origen del agua y sobre las relaciones de distintos tipos de aguas. Las moléculas de agua que llevan incorporados estos isótopos pesados tienen un comportamiento algo diferente al que tienen las moléculas ligeras más abundantes formadas con ¹H y ¹⁶O en los diferentes procesos que tienen lugar durante el ciclo hidrológico. Ello se debe, principalmente, a la menor presión de vapor de las moléculas más pesadas. Estas diferencias de comportamiento dan lugar a lo que se llama fraccionamiento isotópico del agua, que indica que la composición isotópica del agua que interviene en un determinado proceso físico o químico es diferente de la del agua resultante, como se muestra de forma esquemática en la figura 6.3.

La composición isotópica del agua se expresa en la forma de desviaciones isotópicas con respecto a un patrón internacional representativo del agua del mar, que se toma como cero de la escala y que se conoce por las siglas V-SMOW (en inglés, "Vienna-Standard Mean Ocean Water"). Este patrón es utilizado por todos los laboratorios del mundo con el fin de homogeneizar los resultados de los análisis isotópicos.

Dichos resultados se expresan como desviación isotópica de la muestra con respecto a este patrón, la cual viene dada por la expresión siguiente:

$$\delta_m = \frac{R_m - R_{VSMOW}}{R_{VSMOW}} \times 10^3$$

donde R representa la relación entre el número de moléculas pesadas (moléculas del tipo DHO o $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$) y ligeras ($^1\text{H}_2^{16}\text{O}$) existentes en la muestra.

Uno de los factores más importantes que afectan a la composición isotópica del agua es el llamado efecto de altitud, el cual está relacionado con la temperatura atmosférica y hace que las precipitaciones que tienen lugar a cotas más altas tengan concentraciones menores de estas moléculas pesadas (aguas, isotópicamente, más ligeras y valores δ más negativos). El efecto de altitud asciende, aproximadamente, a -0,25 ‰ por cada 100 metros de cambio de altitud para $\delta^{18}\text{O}$ y a -2,4 ‰ por cada 100 metros para δD . En el caso presente, este efecto no juega un papel importante, puesto que todas las aguas subterráneas de la zona del estudio proceden de precipitaciones que tienen lugar a cotas no muy diferentes entre sí.

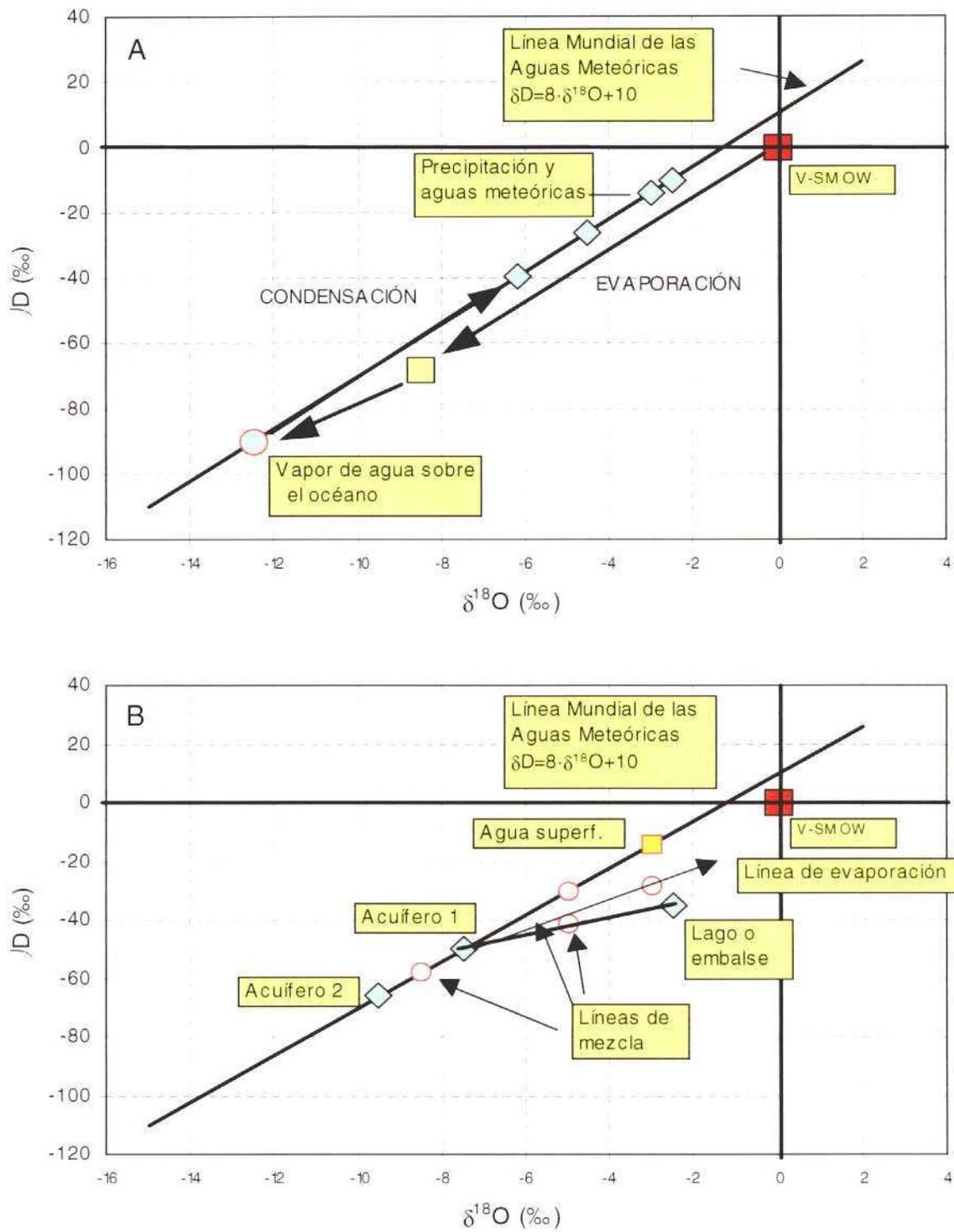


Figura 6.3. Variaciones isotópicas del agua como indicadores de procesos hidrogeológicos. Un segundo factor muy importante que determina en muchos casos la composición isotópica del agua es la evaporación. Debido a la mayor presión de vapor de las moléculas ligeras, estas escapan

preferentemente a la atmósfera cuando el agua experimenta evaporación y el agua residual se concentra en los isótopos pesados, dando valores δ menos negativos.

La mayor parte de las precipitaciones y aguas meteóricas del globo tienen valores δ que se ajustan a una línea recta de ecuación $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$, la cual se denomina Línea Mundial de las Aguas Meteóricas (LMAM). El término 10 se llama exceso de deuterio " d " y se usa frecuentemente como índice de evaporación del agua. El valor local de este término independiente puede ser diferente al valor típico indicado y permite definir la Línea Meteórica Local. Su valor se calcula por la expresión $d = \delta D - 8\delta^{18}O$. Las aguas que han experimentado evaporación tienen valores del exceso de deuterio más bajos de +10 ‰, pudiendo, incluso, llegar a tener valores negativos.

6.3.2. Resultados obtenidos

6.3.2.1. Relación $\delta D - \delta^{18}O$

Los resultados obtenidos de los análisis correspondientes se muestran en las tablas 6.1c y 6.2d. Los análisis isotópicos de las muestras de agua se han realizado utilizando un espectrómetro de masas, siguiendo las técnicas analíticas habituales para estos tipos de análisis. Los errores de las determinaciones son, aproximadamente, $\pm 0,1$ ‰ para $\delta^{18}O$ y ± 1 ‰ para δD . La quinta columna de la Tabla 6.1c y la séptima de la tabla 6.2d muestran los valores del parámetro exceso de deuterio (d), calculados por medio de la expresión $d = \delta D - 8\delta^{18}O$. Se observa que todas las muestras, excepto unas pocas, presentan valores de este parámetro superiores a +10‰. Ello indica que la mayor parte de las aguas son aguas meteóricas que se han infiltrado en el terreno de forma rápida y sin sufrir procesos de evaporación, que hubieran cambiado las abundancias isotópicas del agua, y llevado los contenidos isotópicos por debajo de la LMAM. Como excepción la muestra Olocau-II (2921-3-10), se aparta notablemente de este comportamiento.

La relación entre las desviaciones isotópicas $\delta^{18}O$ y δD de la tabla 6.2d se presenta en las figura 6.4. En dicho diagrama se constata la situación de prácticamente todos los puntos por encima de la LMAM, y con una buena aproximación a una recta con pendiente igual a 8, y con un valor promedio del parámetro exceso de deuterio de +12,8 ‰, por lo que la ecuación de la Línea Meteórica Local sería:

$$\delta D (\text{‰}) = 8 \cdot \delta^{18}O (\text{‰}) + 12.8$$

El rango de valores de oxígeno-18 y deuterio obtenido es muy amplio, extendiéndose entre -5,5 y -9,0‰ para $\delta^{18}O$ y entre -30 y -60‰ para δD . Esta gran variación es lógica si se considera la extensión de la zona estudiada y especialmente, las diferencias de cotas, que van desde el nivel del mar hasta más de 1200 m.s.n.m.

Desde el punto de vista de la composición isotópica, merece mención especial la muestra Olocau-II (2921-3-10) tomada en el mes de Noviembre de 2004, ya que a pesar de tratarse de uno de los pozos más profundos de la zona (684 m) y donde el nivel piezométrico se encuentra más profundo (237 m), presenta valores de la desviación isotópica notablemente enriquecidos (+4,97 ‰ en $\delta^{18}O$ y +1,4‰ en δD). Dicha muestra se caracteriza, por mostrar las evidencias de una fuerte contaminación con presencia, como ya se mencionó de nitritos, fosfato y elevados valores de DQO. Ambos hechos sugieren que se trata de una muestra de agua que no representa el acuífero profundo o bien que la muestra se haya afectada por la mezcla con aguas superficiales sometidas a una fuerte evaporación y contaminadas de manera importante y que después se han infiltrado en la proximidad del pozo.

La rápida circulación de las aguas subterráneas de la zona, al menos en los niveles más someros de los acuíferos muestreados, queda evidenciado no sólo por la presencia de nitratos en concentraciones importantes, sino por la variación de la composición isotópica de las aguas

subterráneas entre las campañas de Julio y Noviembre de 2004. Entre los puntos de agua subterránea profunda que se han muestreado en dos campañas, en algunos casos, la variación supera el 1 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ entre las dos campañas (p.e. Catí-3021-7-99 -6,32 ‰ y -7,56‰, y San Jorge II – 3121-7-26, -6,66‰ y -5,63‰, Celumbres-2 2921-8-19, etc.). Tal variación, sugiere que se trata de un cuerpo de agua no mezclado de forma homogénea (posiblemente por la contribución de diferentes fuentes u horizontes que aportan aguas de diferentes orígenes). En otros casos, la diferencia entre las dos campañas es mucho más pequeña, lo que sugiere un tiempo de renovación más prolongado. Estos datos se complementan con las medidas de la concentración de tritio que se evalúan más adelante.

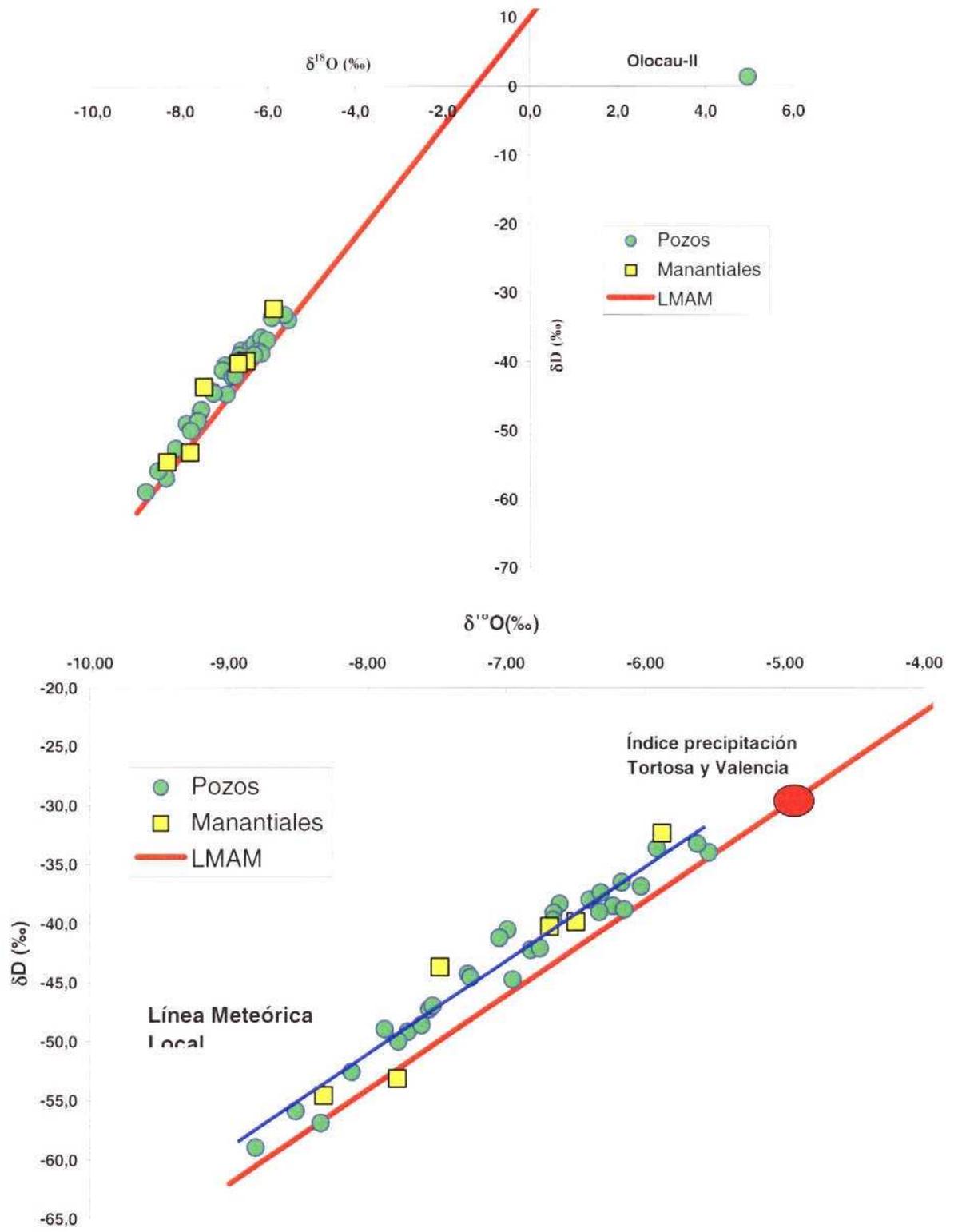


Figura 6.4. Relación entre las desviaciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y δD de las muestras de aguas recogidas en manantiales y pozos profundos de la zona del Maestrazgo.

6.3.2.2. Relación entre los contenidos isotópicos y la altitud

La figura 6.5 muestra la relación entre la altitud de los pozos y manantiales recogidos en la tabla 6.2a y las desviaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en las muestras analizadas y presentadas en la tabla 6.2d. Para construir dicho gráfico se han diferenciado las muestras de manantiales del resto de puntos y se han utilizado los valores medios ponderados de $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación en las estaciones de Tortosa y Valencia. Dichos valores (alrededor de $-5,0\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ en ambos casos) corresponden a los valores medios ponderados por la cantidad de precipitación para el periodo 2000-2002. Ambas estaciones forman parte de una red de control operada conjuntamente por el CEDEX y el INM.

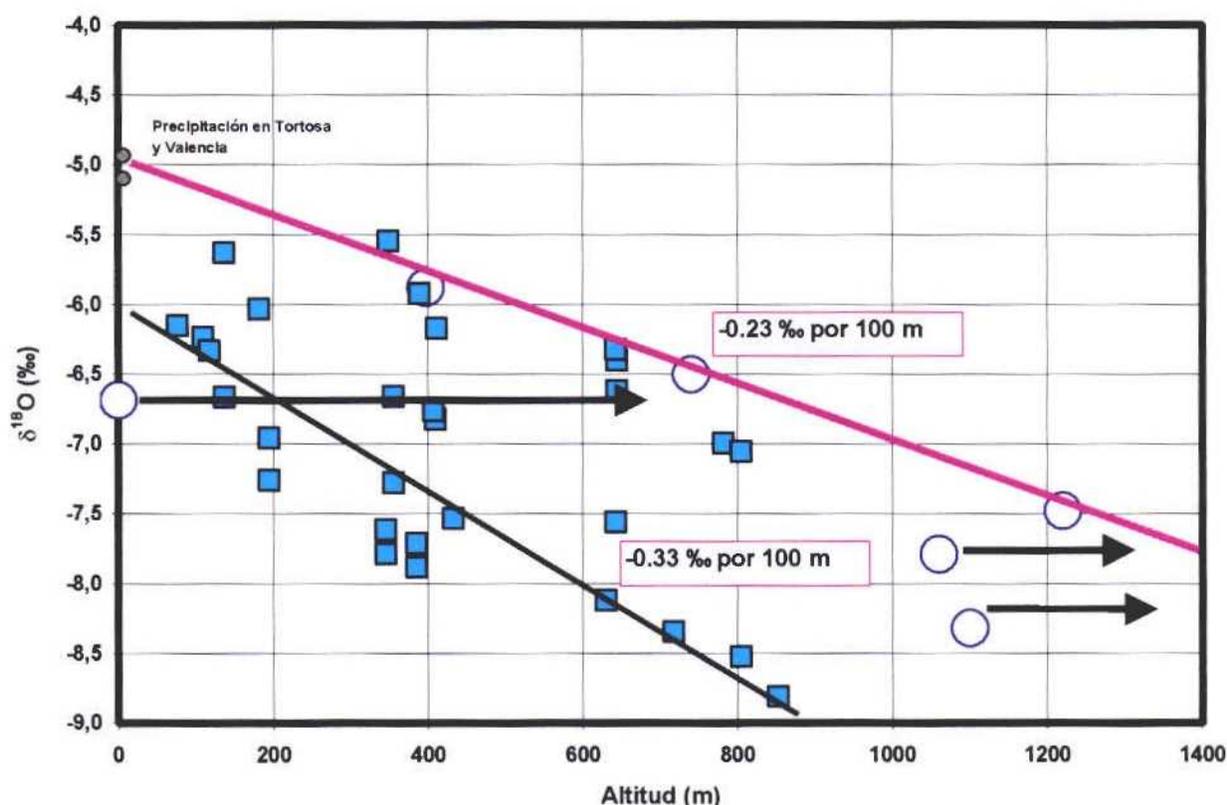


Figura 6.5. Relación entre la altitud de los puntos de agua y la desviación isotópica en las muestras de agua tomadas en cada pozo y manantial. Los puntos de mayor tamaño corresponden a los manantiales muestreados en Mayo de 2004 y los cuadrados a los pozos profundos.

El gráfico de la figura 6.5 muestra claramente los valores de los manantiales y los de la precipitación en las estaciones de Tortosa y Valencia definen, de forma aproximada, una línea que muestra el gradiente isotópico de la precipitación en la zona norte del Maestrazgo. Este gradiente es muy similar al que se encuentra en numerosos estudios bajo diferentes condiciones climáticas, y es de $-0,23\text{‰}$ por 100 m para el $\delta^{18}\text{O}$. De estos puntos, el que más llama la atención es un manantial que descarga cerca de la orilla del mar en Alcocebre (Las Fuentes – 3123-2-1) y que presenta una composición mucho más negativa a la esperada si su zona de recarga principal se situara a escasa cota sobre el nivel del mar. Esta diferencia refleja que su zona de recarga se debe situar a una cota mucho más elevada, del orden de 800 m.s.n.m. si el gradiente obtenido con el resto de manantiales es válido para toda la zona de estudio.

La disposición de los puntos que representan los pozos en el diagrama de la figura 6.5 muestra que sólo unos pocos se sitúan sobre la teórica línea que define el gradiente isotópico indicado por los

manantiales. Por otra parte, un porcentaje importante de pozos parece disponerse muy por debajo de la línea que indican los manantiales. Dicha línea se ha dibujado en la Figura 6.5 de color azul. La línea presenta un gradiente isotópico algo más alto (-0,33 ‰ por cada 100 m para $\delta^{18}\text{O}$) al obtenido con los seis manantiales muestreados en Mayo de 2004.

Dado que existe una rápida renovación de las aguas en la mayoría de las muestras tomadas en pozos, es importante verificar que los gradientes obtenidos en la campaña de Mayo de 2004 son válidos para la zona. Sólo cuando se dispongan de dos o tres campañas más, y si es posible en manantiales situados en otros sectores del Maestrazgo, será posible dar validez a la relación encontrada en la figura 6.5 y utilizar esta herramienta para evaluar la altitud de la zona de recarga.

6.4. Tritio termonuclear

6.4.1. Generalidades

El tritio es el isótopo radiactivo del hidrógeno de número de masa 3, es decir, ^3H . Pequeñas actividades de tritio, son producidas de forma natural en la alta atmósfera a partir de determinadas reacciones nucleares inducidas por los neutrones liberados en la misma por la radiación cósmica de origen extraterrestre. Este tritio natural se incorpora a las precipitaciones en forma de agua tritiada (THO), produciendo concentraciones muy pequeñas, pero que resultan detectables con las técnicas de medida basadas en centelleo líquido. Localmente, pueden existir fuentes importantes de producción de tritio, además del tritio de origen cosmogénico, y que son consecuencia de la actividad humana. Estas fuentes incluyen, como más importantes, las centrales eléctricas nucleares, plantas de procesamiento de combustibles irradiados y fábricas de la industria relojera, que utilizan productos luminiscentes marcados con tritio. La importancia de estas fuentes sólo es de carácter local, y no es de importancia en la inmensa mayoría de estudios hidrogeológicos.

Sin embargo, la principal utilidad de esta herramienta para estudios hidrológicos se basa en el hecho de que, durante los últimos 50 años, las precipitaciones a escala de todo el globo y, particularmente, las del Hemisferio Norte, han contenido concentraciones de tritio muy superiores a las producidas de forma natural, debido a los ensayos termonucleares realizados en la atmósfera, principalmente, durante las décadas de los años 50 y 60. Este tritio ha producido el marcado natural de todas las aguas meteóricas del globo y, por tanto, también de los acuíferos de libre recarga.

Debido al origen reciente del tritio termonuclear y al corto período de semidesintegración de este isótopo (12,32 años), el tritio se utiliza en Hidrología para identificar la presencia de al menos un componente de aguas modernas, es decir, aguas infiltradas en el subsuelo a partir del año 1952, fecha en que se iniciaron los ensayos termonucleares. Las aguas de las precipitaciones anteriores a este año tendrían en la actualidad concentraciones de tritio difícilmente detectables. Lógicamente, la ausencia de tritio en una muestra de agua subterránea indica la ausencia de recarga moderna significativa procedente de las precipitaciones de los últimos 45 años. De acuerdo con lo anterior, esta herramienta es más interesante en el caso de acuíferos donde el agua experimenta una renovación rápida, tales como acuíferos cársticos y aluviales alimentados por cursos de aguas superficiales.

Debido a las bajas concentraciones de tritio que se encuentran en las aguas naturales, su medida sólo es posible mediante un proceso previo de concentración, que se realiza por vía electrolítica. En este proceso, se somete a electrólisis un volumen de agua de 500 ml y el proceso se interrumpe cuando el volumen de agua remanente es de unos 12 ml. En este volumen se encuentra, aproximadamente, el 80% del tritio que originalmente había en los 500 ml.

Como es usual en Hidrología Isotópica, las concentraciones de tritio se expresan en unidades de tritio (U.T.). La unidad de tritio equivale a una relación T/H igual a 10^{-18} en número de átomos de ^3H respecto a ^1H . Las equivalencias con otras unidades de radiactividad son:

$$1 \text{ UT} = 3,1927 \times 10^{-3} \mu\text{Ci}/\text{m}^3$$
$$1 \text{ UT} = 0,11813 \text{ becquerelios/litro (Bq/l)}$$

6.4.2. Resultados obtenidos

Los resultados obtenidos sobre las concentraciones de tritio en las aguas subterráneas de la zona se muestran en la tabla 6.2d. Los valores de concentración de tritio y su incertidumbre analítica vienen expresados en unidades de tritio (U.T.).

Junto al resultado analítico se indica la incertidumbre analítica, que corresponde a desviación estándar de los valores de concentración determinados a partir del recuento estadístico de la actividad de cada muestra. Como se ha señalado, mediante el enriquecimiento electrolítico, la concentración de tritio en la muestra de agua final es unas 30-34 veces mayor que en la muestra original.

Para realizar una interpretación de los contenidos medidos en las muestras de los pozos profundos del Maestrazgo, es necesario conocer los contenidos en la precipitación sobre la zona de estudio durante las últimas décadas.

6.4.3. Concentraciones de tritio en las precipitaciones locales

Las concentraciones de tritio en las precipitaciones de la zona de estudio durante los últimos 50 años, es decir, desde la fecha en que se iniciaron los ensayos termonucleares en la atmósfera son conocidas gracias a las medidas directas realizadas por el CEDEX desde el año 1970 en las precipitaciones medias de diferentes zonas de la Península Ibérica sobre la base de muestras medias mensuales. Dichas medidas demuestran que las concentraciones sólo han experimentado variaciones relativamente pequeñas dentro de la Península. Las mayores variaciones se localizan en las zonas del litoral debido a la influencia del océano, donde las concentraciones son en general entre el 5 y el 20% más bajas. Sólo en los datos de los últimos años, donde ya se ha retornado prácticamente a los valores de la época previa a los ensayos termonucleares, se observa que la concentración es mayor en las estaciones situadas próximas a la costa del Mediterráneo (figura 6.6).



Figura. 6.6. Mapa de distribución de la concentración de tritico en la Península Ibérica para el periodo 2000-2002.

Tabla 6.3. Contenidos de tritio en la precipitación sobre Madrid desde 1953 a la actualidad, expresados en Unidades de tritio (U.T.)

Año	Hemisferio Norte	Madrid		
		Experimental	Calculada	Corregida
1953	8,4		12,8	0,79
1954	91,5		139,5	9,08
1955	13,2		20,1	1,38
1956	58,5		89,5	6,51
1957	37,6		57,2	4,40
1958	186,8		284,7	23,15
1959	146,6		223,4	19,21
1960	50,7		77,3	7,03
1961	53,6		81,7	7,85
1962	276,6		421,5	42,84
1963	1000		1524,0	163,78
1964	538,1		820,1	93,19
1965	273,0		416,0	49,98
1966	183,2		279,0	35,44
1967	106,3		161,9	21,75
1968	81,1		123,5	17,54
1969	76,8		117,0	17,57
1970	65,4	104,6		16,61
1971	78,5	153,2		25,72
1972	41,8	51,4		9,12
1973	37,0	64,8		12,16
1974	41,6	67,1		13,32
1975	35,4	60,4		12,67
1976	27,8	31,2		6,92
1977	24,8	39,5		9,27
1978	27,5	44,7		11,09
1979	16,5	21,9		5,74
1980	14,5	33,5		9,29
1981	15,7	23,9		7,01
1982	10,9	14,5		4,50
1983	9,5	11,6		3,80
1984	7,5	18,6		6,45
1985	7,3	11,5		4,21
1986	7,2	14,4		5,58
1987	6,7	10,4		4,26
1988	6,3	12,3		5,33
1989	7,4	10,8		4,95
1990	5,3	8,0		3,87
1991	5,4	9,0		4,61
1992		7,5		4,06
1993		9,1		5,21
1994		9,9		5,99
1995		6,9		4,42
1996		5,9		3,99
1997		5,8		4,15
1998		6,0		4,54
1999		5,7		4,56
2000		4,6		3,89
2001		4,8		4,29
2002		4,8		4,54

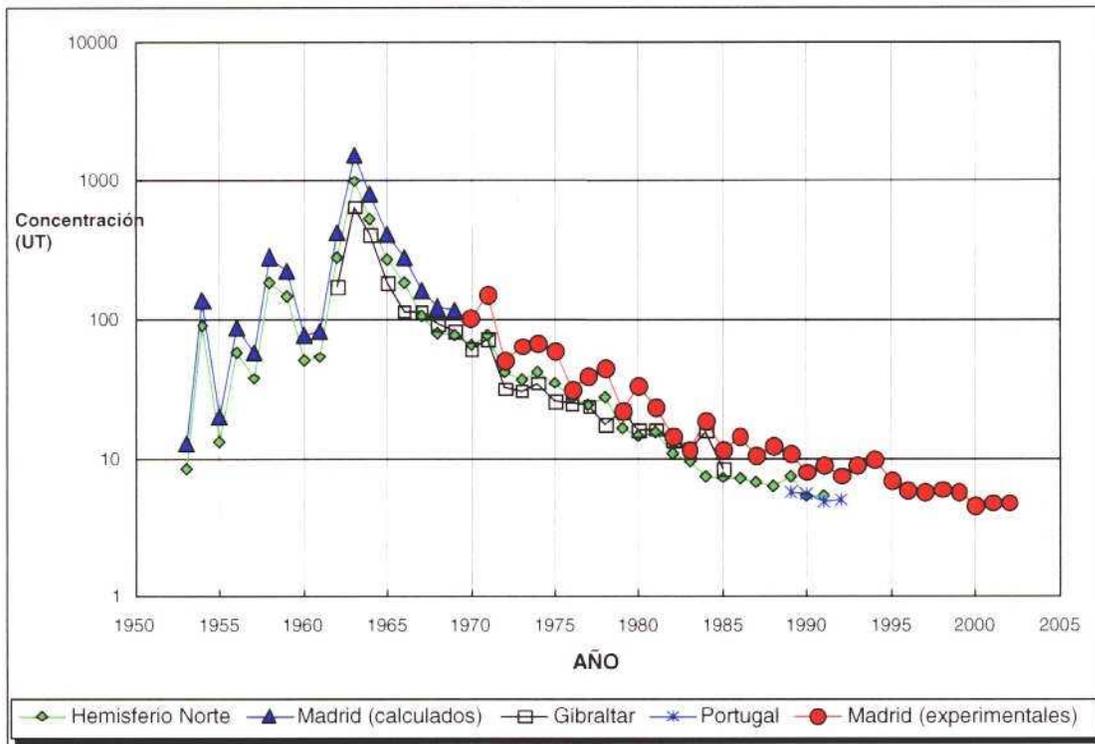


Figura 6.7a. Concentraciones de tritio (valores medios anuales) obtenidos en las precipitaciones de Madrid, Portugal y Gibraltar en comparación con el modelo general elaborado para el Hemisferio Norte.

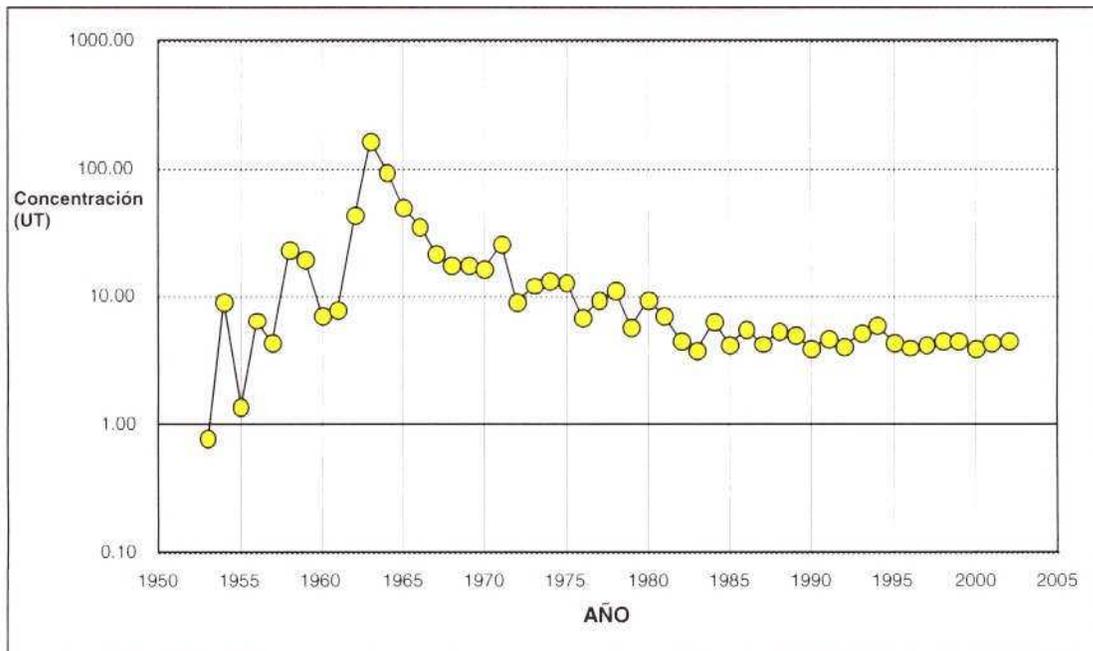


Figura 6.7b. Concentración de tritio (U.T.) en las precipitaciones medias anuales de Madrid desde 1953. Los valores han sido corregidos por desintegración radiactiva hasta el año 2002.

Por tanto, las columnas 3 y 4 de la tabla muestran el modelo general de tritio válido para Madrid. Corresponde a valores sin corregir por desintegración radiactiva. Estos valores se representan en la figura 6.7 a, donde se incluyen, además, algunos valores correspondientes a las precipitaciones medias de Gibraltar y de diversas estaciones de Portugal. Los valores corregidos para el año 2002 se muestran en la columna 5 de la misma tabla y en la figura 6.7 b. Estos últimos valores representan, por tanto, las concentraciones de tritio aproximadas que tendrían en el momento presente las precipitaciones medias de los años pasados desde 1953 para Madrid, las cuales son, aproximadamente, válidas para la zona del estudio.

6.4.4. Interpretación de los resultados

Los datos de la tabla 6.3 indican que las concentraciones de tritio en la zona objeto del estudio han sido superiores a unas 5 U.T. durante los últimos 50 años, habiendo alcanzado un valor máximo de 1.524 U.T. en el año 1963, debido a la gran cantidad de tritio emitido a la atmósfera durante el año anterior mediante las explosiones termonucleares. Si se consideran las concentraciones de tritio corregidas por desintegración radiactiva hasta el momento de la toma de muestras, puede decirse, igualmente, que las concentraciones de las aguas infiltradas posteriormente al año 1956 serían en el momento presente superiores a unas 4 U.T. Por otra parte las concentraciones medias corregidas por desintegración han variado muy poco durante el período 1982 a 2002, con un valor medio igual a unas 4,6 U.T.

Los valores de las concentraciones de tritio medidas en las aguas subterráneas del Maestrazgo que se muestran en la tabla 6.2d varían entre $0,1 \pm 0,4$ U.T. en el pozo de La Mata-2921-3-11 y $5,8 \pm 0,7$ U.T. que se han obtenido en la muestra del pozo Mufró-Ortells-3020-5-3. En general las concentraciones de tritio son superiores a 3,5 U.T. y sólo 4 muestras presentan valores inferiores a 2,0 U.T. A la vista de estos resultados parece evidente que las aguas subterráneas que se están explotando en el acuífero corresponden a aguas que se renuevan de forma rápida, a pesar de la profundidad a la que se sitúa el nivel freático en la mayoría de los casos.

Es importante indicar que la única muestra que carece de tritio (La Mata-2921-3-11), corresponde a una muestra de relativamente elevada salinidad y con unas características químicas que indican que posiblemente se trata de aguas que circulan por otro acuífero no exclusivamente constituido por materiales carbonatados. Este punto se sitúa, en el mapa de la figura 6.1b, fuera de la línea que delimita el acuífero carbonatado del Maestrazgo.

Estos elevados contenidos de tritio del resto de las muestras son totalmente coherentes con las observaciones sobre la presencia de nitratos y de contaminantes ligados a la actividad humana, así como a la variación estacional de la composición de isótopos estables antes mencionada.

Este hecho muestra que el sector del acuífero carbonatado que se está explotando corresponde a la parte más somera del mismo, donde la recarga reciente (identificada por la presencia de nitratos y tritio), reemplaza las aguas subterráneas que se están extrayendo mediante bombeo. Parece ser que las perforaciones existentes, a pesar de su profundidad, sólo llegan a movilizar los recursos de agua subterránea más someros, y que las aguas más antiguas no se han identificado hasta la fecha.

Se sugiere que la posibilidad de tomar muestras de agua a diferentes profundidades mediante un sistema de toma de muestras específico permitirá caracterizar la posible estratificación de la edad del agua subterránea. La toma de muestras a partir de los sistemas de bombeo existentes, posiblemente sólo representa la parte más somera del acuífero.

6.5. Propuesta de utilización de los isótopos del radio para evaluar la descarga submarina

Entre las posibles herramientas disponibles en hidrogeología para evaluar la descarga submarina de acuíferos y el transporte de solutos aportados por el agua subterránea a la zona costera se encuentran las técnicas basadas en varios trazadores ambientales presentes en las aguas subterráneas. La mezcla de aguas dulces con el agua de mar genera aguas salobres en las que se producen numerosas reacciones y procesos geoquímicos y bioquímicos que afectan de forma importante a los ciclos de varios nutrientes y elementos químicos. Es precisamente la descarga de las aguas subterráneas en las zonas costeras la que crea anomalías en la concentración de estos trazadores que se pueden reconocer sobre áreas costeras de extensión importante.

Como ya se ha señalado, se trata de trazadores que están habitualmente presentes en el agua subterránea y cuya concentración en el agua de mar es notablemente más baja y por tanto, el contraste permite evaluar las proporciones de mezcla y de ahí, la magnitud de la descarga submarina de los acuíferos. Entre tales trazadores se encuentran los iones bario, fosfato, varios compuestos nitrogenados, ^{222}Rn y los isótopos del radio, o gases como el metano. Combinando la distribución de trazadores que permanecen mucho tiempo en la zona de mezcla de aguas y estimando las tasas de intercambio entre los cuerpos de agua en las zonas costeras se puede evaluar el flujo de la descarga submarina hacia el océano. La estrategia de trabajo implica, además de conocer como se distribuyen espacialmente y en profundidad esos trazadores en la zona costera, otras posibles fuentes de dichas sustancia de otros vías que no sean las aguas subterráneas (descarga de ríos, difusión desde los sedimentos en suspensión o del fondo del mar, etc).

El gran contraste que existe en las concentraciones de ^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{228}Ra y SiO_2 entre las aguas subterráneas y el agua de mar, ha hecho de estos trazadores buenos candidatos para evaluar tanto cualitativa, como cuantitativamente este proceso. Existen ya en la bibliografía científica un número importantes de publicaciones que recogen el uso de esta metodología con el fin indicado.

La estrategia a seguir, y que se propone en esta fase del estudio de los acuíferos del Maestrazgo, incluye un estudio de reconocimiento para evaluar el contraste en la concentración de estos trazadores entre el agua del mar y las aguas subterráneas que descargan en la zona costera, así como en las aguas salobres originadas de la mezcla de ambas. Si los resultados confirman la viabilidad de la metodología, se ampliaría la escala de trabajo para hacer una evaluación con un carácter cuantitativo.

6.6. Conclusiones y recomendaciones

Los datos hidroquímicos e isotópicos disponibles hasta la fecha han puesto de manifiesto la rápida renovación del agua subterránea en los acuíferos carbonatados del Maestrazgo y por tanto, la importancia de la infiltración directa del agua de lluvia y la magnitud de los flujos a través de la zona no saturada. La presencia en concentraciones importantes del ion nitrato, la presencia de tritio en concentraciones próximas a los valores de la precipitación reciente y la variabilidad en los contenidos de oxígeno-18 entre campañas próximas en el tiempo en sectores del acuífero cuyo nivel piezométrico supera los 300 m de profundidad, indica la rápida renovación de las aguas y al mismo tiempo, la vulnerabilidad del sistema a fuentes de contaminación superficiales.

Los datos hidroquímicos disponibles indican que las fuentes de contaminación antrópicas han llegado a modificar de forma muy visible la calidad de las aguas subterráneas profundas, llegando hasta valores de 80 mg/L de nitrato y la presencia puntual de nitritos, amonio, fosfato o altos valores de DQO. El uso de estas aguas para abastecimiento debe implicar la realización de estudios específicos para poner de manifiesto las fuentes y vías de contaminación y la posible toma de medidas correctoras.

La rápida renovación de las aguas subterráneas debe afectar posiblemente también a los manantiales analizados hasta la fecha. Por ello se recomienda incrementar el número de puntos de manantiales donde se tomarán muestras para análisis isotópicos, preferentemente en otros sectores del Maestrazgo. Asimismo se recomienda repetir la toma de muestras en los manantiales para estudiar la variación estacional de la composición isotópica y validar la relación encontrada entre la altitud de la zona de recarga y la composición isotópica de las aguas subterráneas.

La toma de muestras a partir de los sistemas de bombeo operativos en la zona parece que sólo permite caracterizar las aguas de la parte más somera del acuífero, dando la impresión que todas las aguas subterráneas del sistema acuífero presentan un corto tiempo de tránsito. Sólo la toma de muestras a diferentes profundidades mediante un sistema de toma de muestras específico permitirá conocer con mayor detalle la estratificación de las aguas en términos de dinámica y posiblemente de calidad.

Hasta no disponer de muestras que representen horizontes más profundos del acuífero no se recomienda la datación de las aguas subterráneas mediante carbono-14, ya que los valores de tritio encontrados reflejan que la mayoría de las muestras analizadas corresponden a aguas de renovación muy rápida.

7. Geofísica

Autores:
Juan L. Plata
Irene Jiménez

7. Geofísica

7.1. Estado del estado del arte

7.1.1. Introducción

Se trata, en este informe, de reflejar el resultado de una búsqueda bibliográfica acerca de la aplicación de métodos geofísicos en investigaciones hidrogeológicas, en concreto, en el estudio de acuíferos profundos.

Cuando nos referimos a acuíferos profundos estamos considerando una profundidad mínima de investigación de 300 metros como valor orientativo. La búsqueda de la información se ha llevado a cabo fundamentalmente en las revistas especializadas disponibles en la biblioteca del Área de Geología y Geofísica del IGME correspondientes a los últimos 20 años, que recogen trabajos realizados en prácticamente todo el mundo. Dichas revistas son: *Geoexploration Geophysics First Break Journal of Applied Geophysics Geophysical Prospecting* También se han consultado libros y los *Extended Abstracts* de los Congresos de la *European Association of Exploration Geophysicist* y de la *Environmental and Engineering Geophysical Society*. Por último se completó la búsqueda en Internet con la ayuda del buscador científico SCIRIUS.

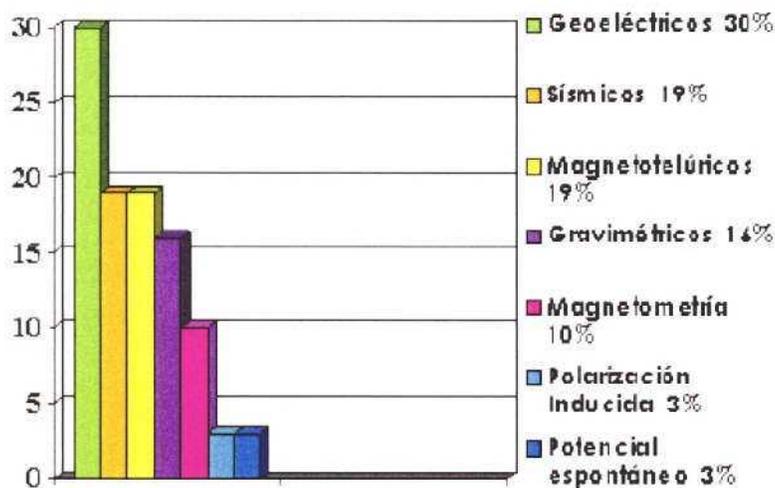
7.1.2 Estadística

A la vista de los resultados se puede concluir que los métodos geoelectrónicos son los más utilizados (30% de los casos), tanto los de corriente continua como los de alterna. Los métodos magnetotéluricos se han utilizado en un 19% de los casos y la Polarización Inducida en un 3%.

Los métodos sísmicos han sido utilizados en un 19% de los casos, fundamentalmente la sísmica de reflexión.

En cuanto a los métodos de campos potenciales se observa que han sido utilizados en un 26% de los casos, siendo más utilizada la gravimetría (16%) que la magnetometría (10%).

El restante 3 % corresponde a otros métodos tales como Potencial espontáneo.



7.1.3 Análisis de los resultados

A continuación se hace una clasificación por métodos señalando las aplicaciones para las que ha sido empleado cada uno de ellos, así como una descripción más detallada de cada uno de los artículos.

estudiados ilustrado con figuras representativas en cada caso. Cabe señalar que en la mayoría de los casos el estudio se realiza combinando varios métodos. Incluso podemos encontrar comparativas entre distintos métodos para la resolución de un problema concreto.

7.1.4 Métodos Eléctricos

Estos métodos han sido utilizados por Dodds A.R et al. 1990, Gwaze, P. 2000, Meekes, J.A. et al. 1991, Meju et al. 1999, Olivar A.L. de Lima, 1993, Rocha, R. 2002, y por Van Overmeeren, R.A. 1989, para determinar:

- Distribución de acuíferos, estructura, características, cartografía
- Topografía y profundidad del basamento
- Localización de zonas de fractura
- Cartografía de capas superficiales
- Permeabilidad
- Salinidad del agua

Como ya se ha dicho, junto con los electromagnéticos, son los métodos más utilizados para este tipo de estudios. Se observa que casi siempre que se utilizan estos métodos se completan o se contrastan resultados con los obtenidos con métodos electromagnéticos.

Van Overmeeren, R.A. 1989. Aquifers boundaries explored by geoelectrical measurement in the coastal plain of Yemen. A case of equivalence.

Se trata de un estudio realizado en la República árabe de Yemen (en una zona de fosa tectónica rellena de sedimentos marinos Terciarios) a base de SEV. El objetivo era determinar la distribución de acuíferos, acuitados, rocas impermeables y salinidad del agua.

La profundidad de investigación está en torno a 400 m.

Una interpretación cualitativa de las curvas da una impresión general sobre la localización y límites del acuífero.

Con una más detallada interpretación cuantitativa se llega a la conclusión de la posibilidad de dos modelos de resistividad. Uno en el que el espesor de las capas es fijo y otro en el que la resistividad es la que permanece fija.

Apoyado por datos de diagráffas, además de evidencias hidrogeológicas, se llega a la conclusión de que el modelo válido es aquel en el que el espesor es fijo y la resistividad variable.

Interpretación cualitativa de curvas SEV

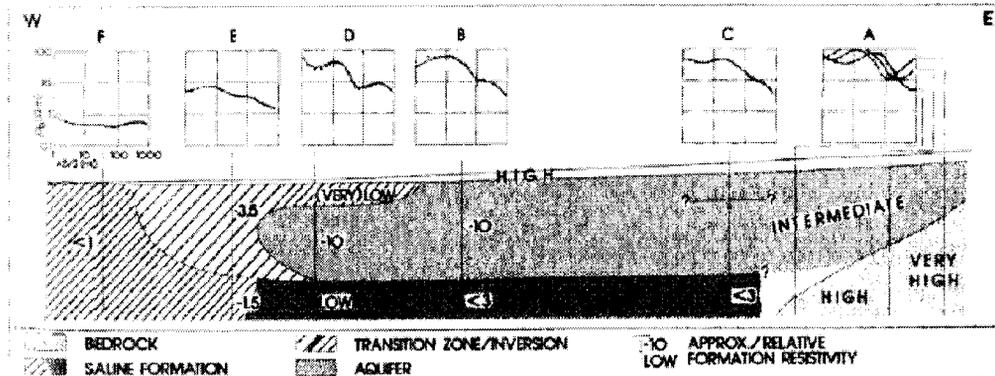


FIG. 2. Sketch profile made by qualitative interpretation of characteristic VES curves.

Dodds A.R. and Ivic, D. 1990. Integrated geophysical methods used for groundwater studies in the Murray Basin, South Australia.

En este artículo se hace una integración de métodos geofísicos eléctricos (SEV), electromagnéticos (TEM, FEM), gravimétricos y magnéticos para realizar un estudio de aguas subterráneas en la Cuenca Murray (cuenca Terciaria poco profunda) en el sur de Australia para localizar acuíferos salinos y delimitar el basamento.

La profundidad de investigación está en torno a 300 m.

Se puede concluir que el método TEM es particularmente útil para cartografiar zonas resistivas cualitativa y cuantitativamente.

Las medidas así obtenidas se contrastan con datos de SEV y FEM.

El estudio con gravimetría está limitado en esta zona por contrastes de densidad intra-basamento.

Meekes, J.A. and Will, M.F.P. 1991. Comparison of seismic reflection and combined TEM/VES methods for hydrogeological mapping.

En este artículo se hace una comparativa de métodos para un estudio de cartografía hidrogeológica en una zona de Holanda. Las formaciones a investigar consisten en sedimentos marinos de edad Terciaria y Cuaternaria. Por un lado se utiliza una combinación de SEV y TEM, y por otro sísmica de reflexión. El objetivo es comprobar la validez de estas dos técnicas para profundidades mayores de 300 m y ver qué tipo de información se saca con cada método.

Ambos métodos proporcionan buenos modelos aunque la resolución, tanto lateral como vertical, es mayor en el caso de la sísmica. Con SEV/TEM, aunque la resolución es inferior, se obtiene un perfil de resistividades que puede ser directamente interpretado hidrogeológicamente. Además proporciona información de las heterogeneidades.

Comparativa SEV / TEM / SÍSMICA / SONDEOS

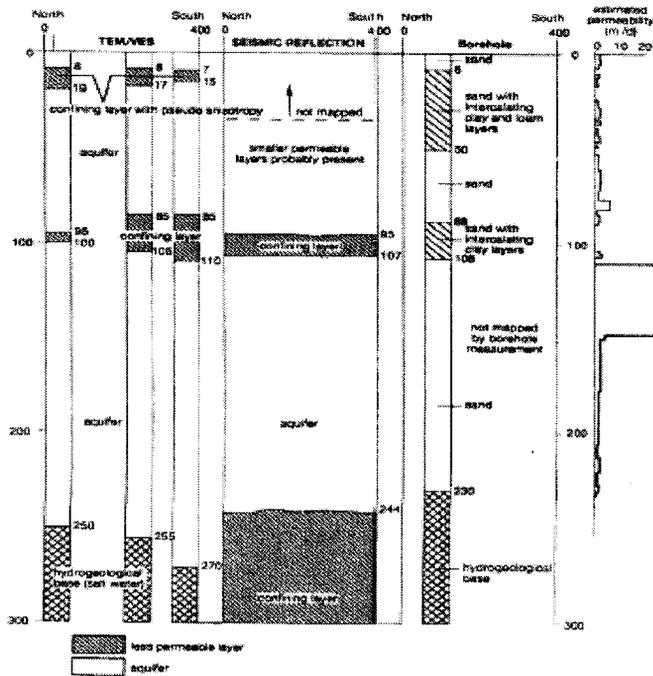


Fig. 7. Overview of results obtained from VES-TEM, seismic reflection and borehole data: schematic profile, lithology and estimated permeability (after Meekes et al., 1999).

Olivar A.L. de Lima, 1993. Geophysical evaluation of sandstone aquifers in the Reconcavo - Tucano Basin, Bahia - Brazil.

Se trata de un estudio de un acuífero multicapa del Jurásico (1000 m aprox.) realizado en la cuenca Reconcavo Tucano, Bahia - Brazil. La cuenca sedimentaria forma parte de un rift asimétrico relleno de sedimentos continentales clásticos de edad Jurásico superior - Cretácica.

Los objetivos del estudio son:

- Determinar la geometría del acuífero, mediante SEV.
- Determinar la porosidad y permeabilidad a partir de diagraffias de 0
- Calcular la velocidad de flujo mediante diagraffias térmicas.
- Determinar la calidad del agua mediante diagraffias de potencial espontáneo con el fin de evaluar la contaminación del agua causada por las industrias petroquímicas. Se encontró alguna pluma de contaminación.

Se muestra interpretación litológica. Los datos de resistividad muestran que la salinidad del agua crece con la profundidad y con la dirección de flujo.

Cambios de resistividad con la profundidad

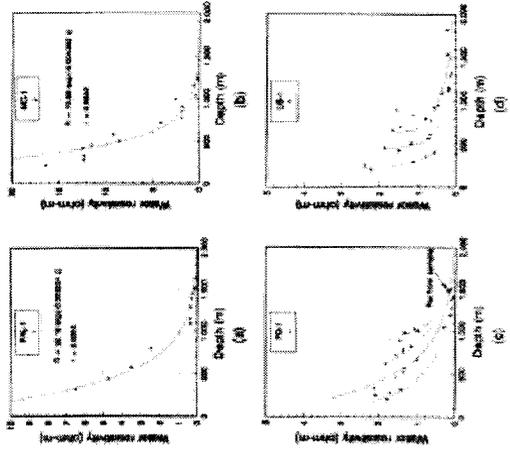


Fig. 12. Typical patterns of water potential change with depth in the various profiles.

Composición de LOG con Estratigrafía

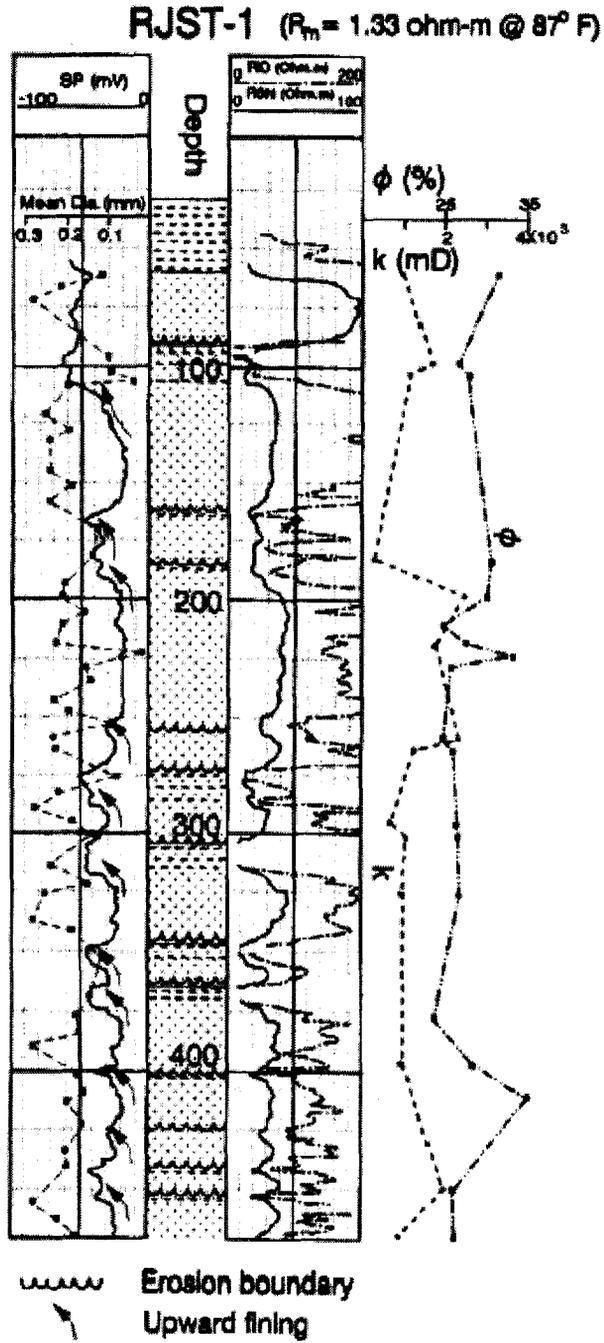


FIG. 5. Composite log of the upper 500 m of the stratigraphic well RJST-1-BA.

Electrical Well Logs

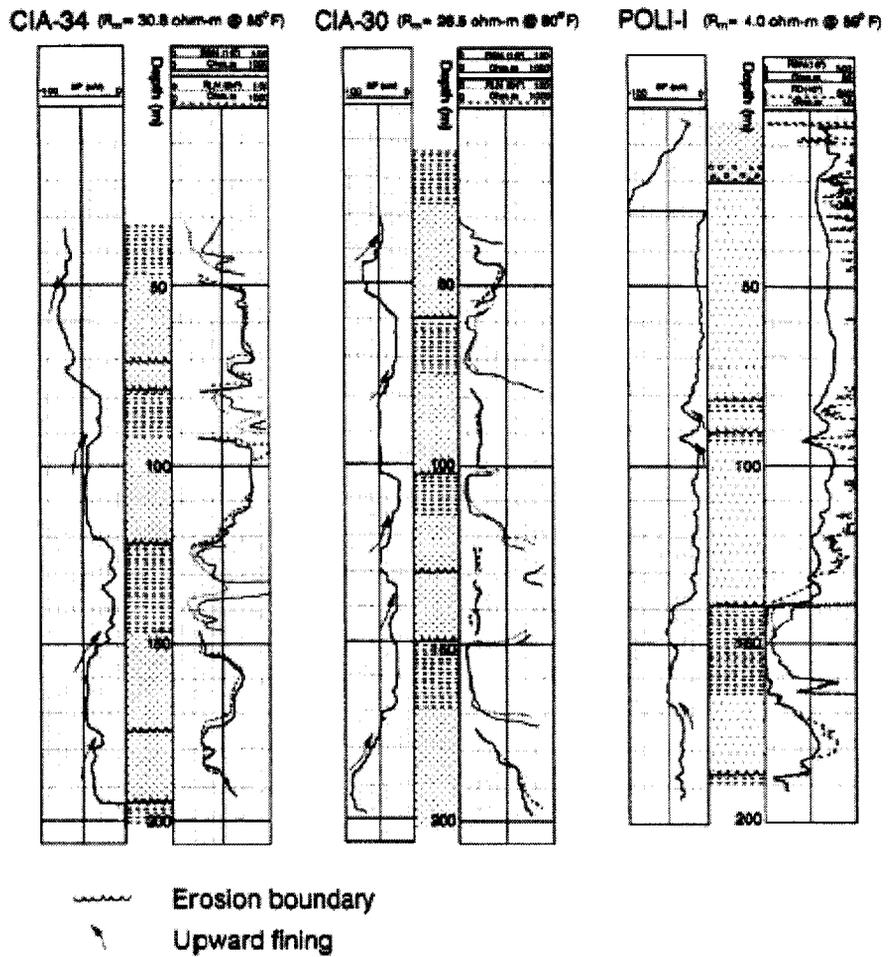


FIG. 6. Representative electrical well logs of the studied areas. Same legend as on Figure 5.

LOGS de Temperatura

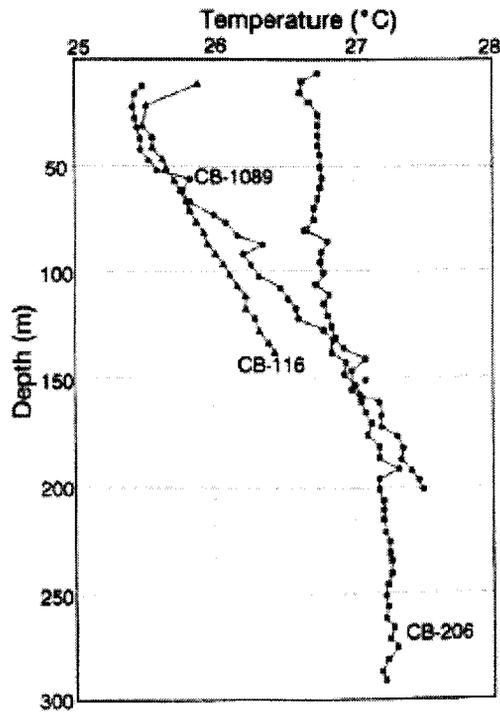


FIG. 10. Temperature logs in wells of the Camaçari area.

Sección Geológica a partir de LOG y Sondeos eléctricos

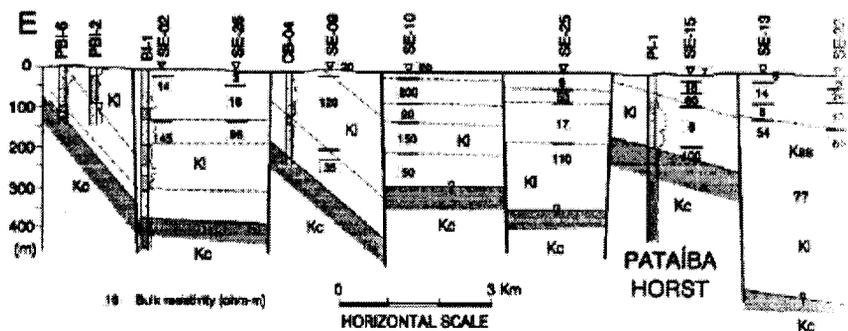


FIG. 16. Geologic profile across the Biritinga-Pataiba area constructed from well log and electrical sounding logs. Same legend as on Figure 7.

Meju, M.A., Fontes, S.L., Oliveira, M.F.B., Lima, J.P.R., Ulugerli E.V. and Carrasquilla, A.A. 1999. AMT/EMAP methods in the semiarid eastern margin of Parnaiba Basin, Brazil.

Estudio hidrogeológico realizado en Brasil para cartografiar un acuífero, como parte de un programa para evaluar la utilidad de la integración de métodos geoelectricos (SEV- TEM- AMT/EMAP) en investigaciones de aguas subterráneas.

En la zona de estudio domina una estratificación geológica interrumpida por fallas e intrusiones ígneas de pequeño tamaño. El basamento compuesto por esquistos, filitas, granitos y gneises se encuentra directamente sobre una secuencia alternada de formaciones arenosas y clastos.

La profundidad de investigación supera los 1000 m.

Los resultados obtenidos muestran que esta integración de métodos es muy efectiva y los mismos están de acuerdo con la geología de la zona y con la interpretación aeromagnética.

INVERSIÓN SEV / TEM / AMT

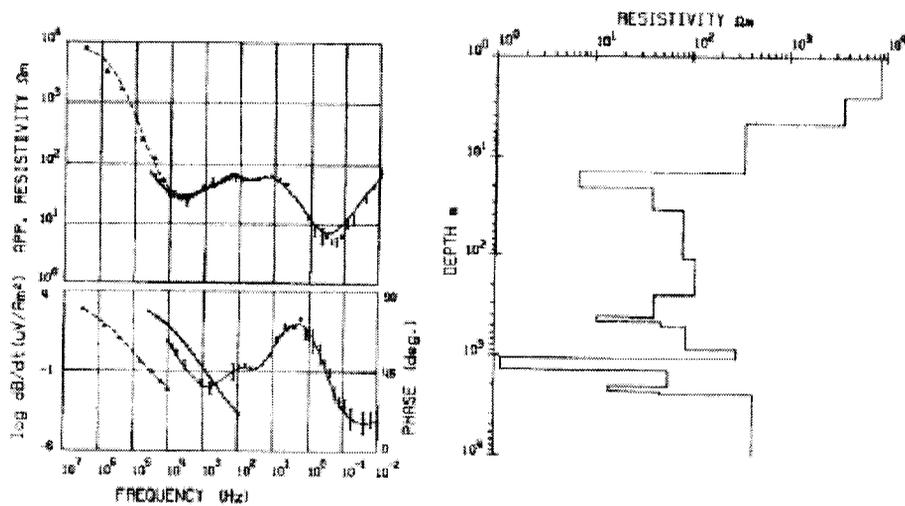
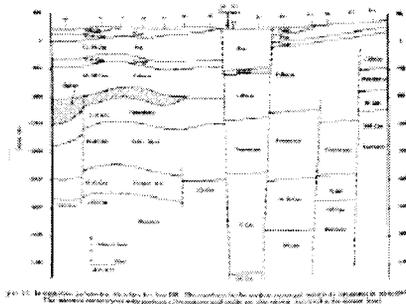
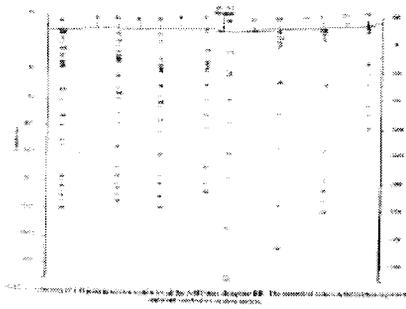


FIG. 11. Sample result of joint VES-TEM-AMT inversion. The symbols have the same meaning as for Figure 10.

AMT / Interpretación



Gwaze, P., Dahlin, T., Owen, R., Gwavava, O. and Danielsen, J. 2000. Geophysical investigations of the Karoo Aquifer at Nyamandhlovu, Zimbabwe

Se describe la investigación geofísica llevada a cabo en el acuífero Karoo en Nyamandhlovu, en Zimbabwe con el objetivo de identificar acuíferos para suministro de agua debido a la necesidad en la zona. Los métodos utilizados para ello son TDEM, SEV, gravimetría y magnético.

El área de estudio se encuentra en el borde de la Cuenca sedimentaria Kalahori.

Mediante perfiles de resistividad se realiza un modelo y a partir de ahí se llega a una interpretación litológica (principalmente basaltos y arenas).

La profundidad de investigación está en torno a los 300 m.

Los métodos utilizados proporcionan una valiosa información para localización de fallas y determinar la estratigrafía, pero es necesario perforar en sitios específicos para confirmar la interpretación.

Rocha, R. 2000. Hydrogeological implications of Beja Fault Location using geoelectrical methods.

Se trata de un estudio realizado en la zona de la falla de Beja, Portugal utilizando SEV y dipolo – dipolo.

El área de estudio se localiza en la Unidad Tectónica de Ossa Morena. Las formaciones predominantes están formadas por rocas gabro – dioríticas. Es una zona en la que existe contaminación del agua subterránea por nitratos debido al uso de fertilizantes, por lo cual se han de buscar alternativas.

La profundidad de investigación está en torno a los 500 m.

Se detectaron dos zonas con circulación de aguas subterráneas; una superficial contaminada y otra más profunda, asociada a la falla de Beja, menos vulnerable a la polución.

SEV

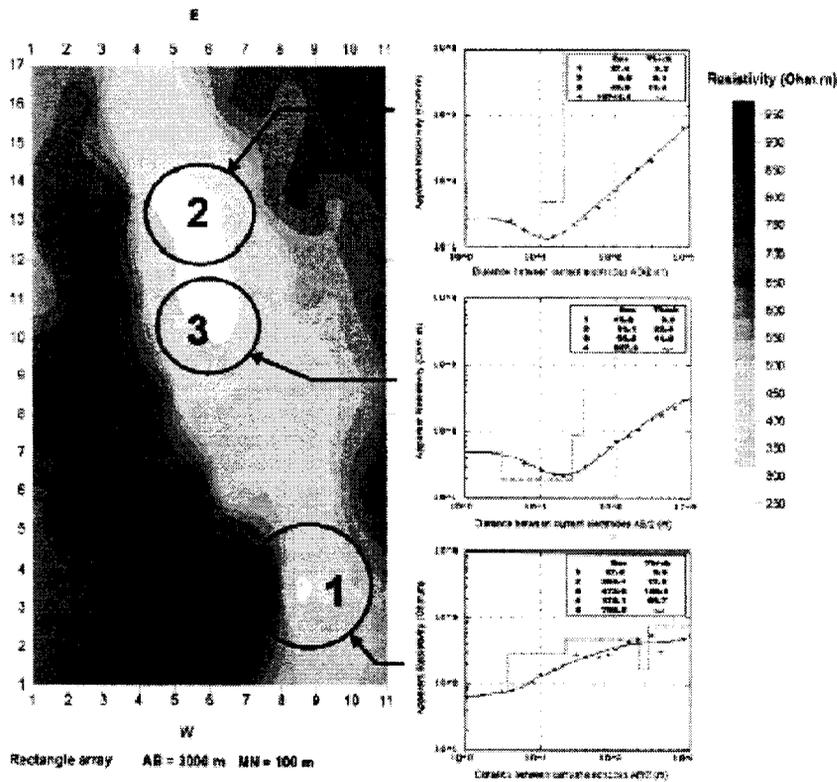


Figure 4 - Rectangular Array and VES 1, 2 and 3 (adapted from Rocha, 2001).

DIPOLO-DIPOLO

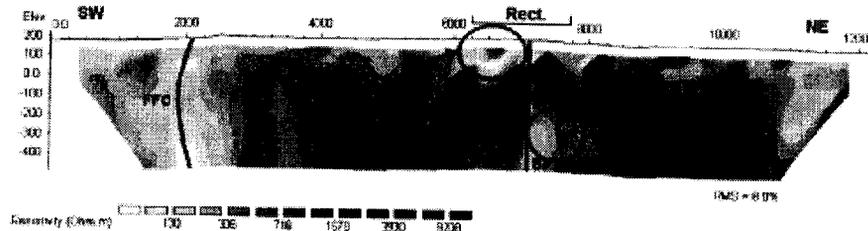


Figure 3 – Inverse Model Resistivity Section of the Dipole-Dipole Array. Rect. = Zone with Rectangle array survey in fig. 4; BF – Beja Fault; FFO – Ferreira-Ficalho Overthrust; DLRZ – Deep Low Resistivity Zone; SLRZ – Shallow Low Resistivity Zone (adapted from Rocha, 2001).

7.1.5 Electromagnéticos

Estos métodos han sido utilizados por Danielsen, J. E. 2003, Dodds A.R et al. 1990, Fitterman D. V. et al. 1986, Goldman et al 1991, Gwaze, P. 2000, Meekes, J.A. et al. 1991, Meju et al. 1999, y por Krivochieva, S. 2002 para determinar:

- Características del acuífero, topografía y profundidad del basamento
- Cartografía de zonas resistivas
- Cartografía de rellenos aluviales y zonas de grava sobre la roca base
- Litologías (interpretaciones)
- Permeabilidad
- Salinidad del agua
- Superficie de separación agua dulce / salada

Fitterman D. V. and Stewart, M. T. 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater.

Se describe el uso del método TDEM para el estudio de aguas subterráneas; basándose de los fundamentos físicos del método se ve como puede ser empleado para: localización y geometría de acuíferos, profundidad y cartografía de rellenos aluviales y zonas de gravas sobre la roca base, detección de sal, calidad del agua (basándose en la resistividad), cartografía de arenas y gravas.

Caso particular: Acuífero Batucatu en Sudamérica, en el que se determina la profundidad de la roca base. Se trata de un acuífero formado por areniscas Triásico – Jurasicas cubiertas en algunas partes por flujos de basalto. Por debajo hay limolitas y areniscas del Pérmico. La profundidad de investigación supera los 300 m.

Sondeos TEM

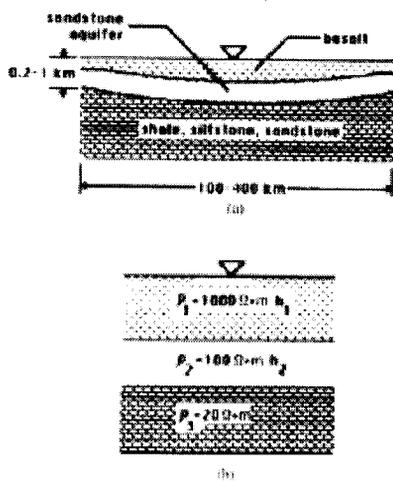


FIG. 15. Schematic drawing (a) and geoelectrical section (b) of a large regional aquifer.

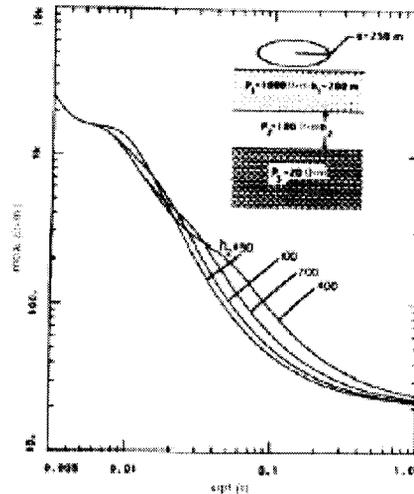


FIG. 17. Transient sounding curves over a regional aquifer showing the effect of varying the aquifer thickness.

Goldman, M., Gilad, D., Ronen A. and Melloul, A. 1991. Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the domain electromagnetic method.

Se trata de un estudio realizado en un acuífero en Israel con objeto de evaluar el método TDEM para detección de intrusiones marinas en el acuífero, así como otros problemas hidrogeológicos. La secuencia litológica se compone fundamentalmente de areniscas calcáreas de edad Pleistocena intercaladas con arcillas y/o limos de origen continental bajo capas de margas de origen marino.

La profundidad de investigación es 200 m en un caso y 500 m en otro.

Se encuentran unos valores de resistividad muy bajos. Se detecta la superficie de separación agua dulce/salada y se delimitan las intrusiones marinas. Se presenta una interpretación litológica.

TDEM

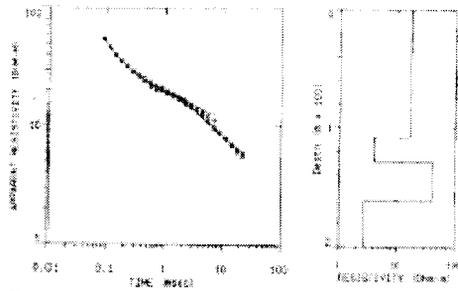


Fig. 5. TDEM data collected at Station No. 35 and resistivity vs depth section obtained in the inversion.

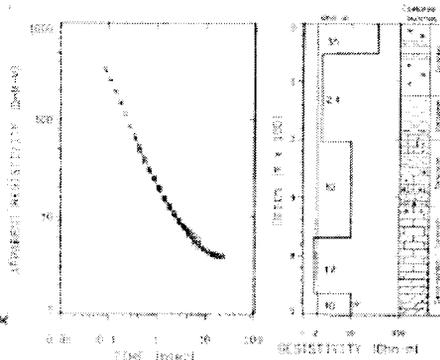


Fig. 6. Correlation of TDEM and borehole data from Caesarea-3 deep borehole

Krivochieva, S. and Chouteau, M. 2002 Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico).

Se trata de un estudio en el acuífero Santa Catarina, México, como una segunda parte del artículo de Chouteau, mediante integración de métodos TDEM y magnetotelúrico. El objetivo es determinar la geometría del acuífero, la superficie de separación agua dulce/salada y la continuidad de los basaltos entre la zona volcánica y la cuenca sedimentaria. Con el método magnetotelúrico se determina la profundidad de la roca base en torno a 800 – 1000 m. La integración de métodos resuelve los principales objetivos del estudio.

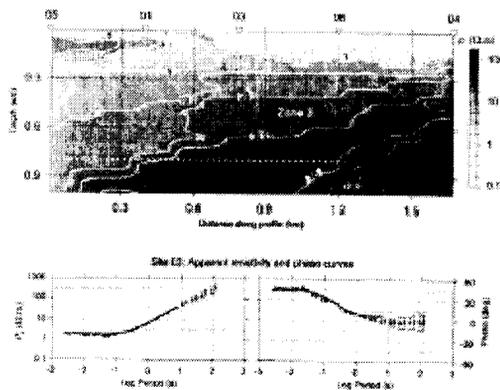


Fig. 7. Resistivity model obtained from TDEM inversion for depth 0.1 km. This figure also shows the observed (black circles) and computed (solid line) apparent resistivity and phase curves from the TDEM model for 100 m.

Magnetotelúricos

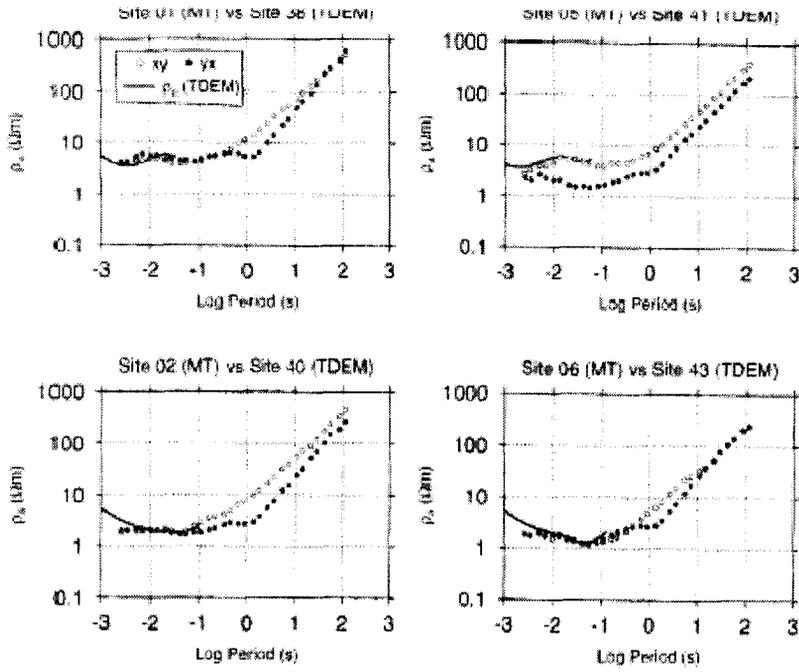


Fig. 6. Comparison of MT and central loop TDEM apparent resistivity sounding curves for a few selected stations in the sedimentary basin.

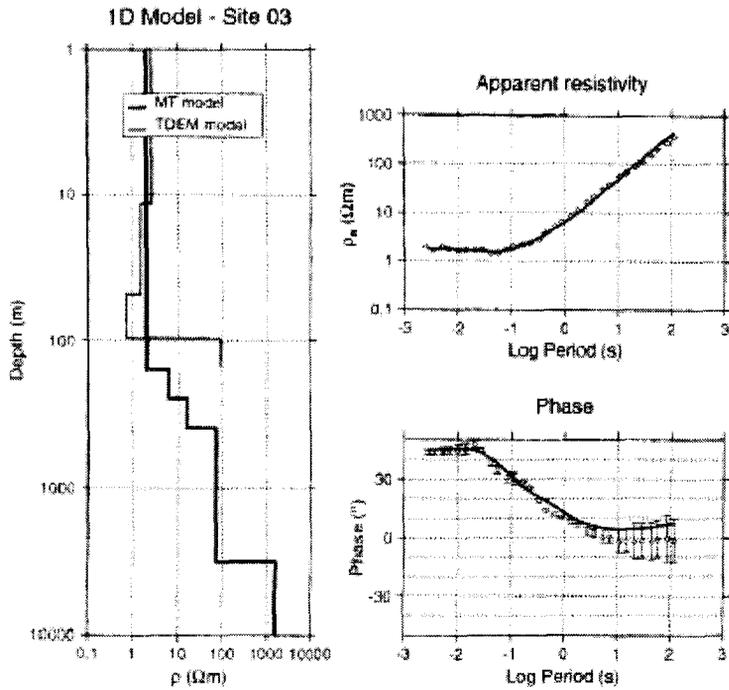


Fig. 10. 1D layered inversion of sounding curves ρ_{xy} and ϕ_{yx} from MT site 03. The observed data are plotted with symbols and the computed values from the 1D modelled data are plotted with solid lines.

Danielsen, J.E., Auken, E., Jorgensen, F., Sondergaard, V., Sorensen, K.I. 2003

The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys.

En este artículo se estudia la importancia que tiene el uso del método TEM en investigaciones hidrogeofísicas.

Se trata su aplicación principalmente para la cartografía de acuíferos, su extensión, ilustrándolo con un caso práctico en el valle Skjod en Dinamarca. El valle está relleno de sedimentos arenosos sobre una base de arcillas Terciarias.

La profundidad de investigación está en torno a los 200 m.

7.1.6 Sísmica y Gravimetría

El método Sísmico de reflexión ha sido utilizado por French, R.B. et al. 2003, Geissler, P.E. 1989, Liberty, L. 1998, y Roselli, A. et al. 1998, junto con gravimetría para:

- Localización, cartografía y profundidad del acuífero
- Localización de fracturas
- Distribución litológica
- Profundidad y continuidad de la secuencia de basalto y riolitas

Shapiro et. al 2002, y Audigane et al 2002, introducen el uso de la microsismicidad inducida.

Geissler, P.E. 1989. Seismic reflection profiling for groundwater studies in Victoria, Australia.

En este artículo se analizan los resultados obtenidos de perfiles de sísmica de reflexión llevados a cabo en Victoria, Australia, en una zona de fosas tectónicas rellenas de sedimentos marinos Terciarios no consolidados.

Se trata de determinar la conveniencia de la zona para realizar una propuesta de suministro de agua que incluye recarga de acuíferos. Lo que se busca es determinar la cartografía y profundidad del acuífero. La profundidad de investigación es de 400 m.

A la vista de los resultados obtenidos se concluye el buen funcionamiento del método para la consecución del objetivo.

Interpretación Física e Hidrogeológica de Sísmica de Reflexión

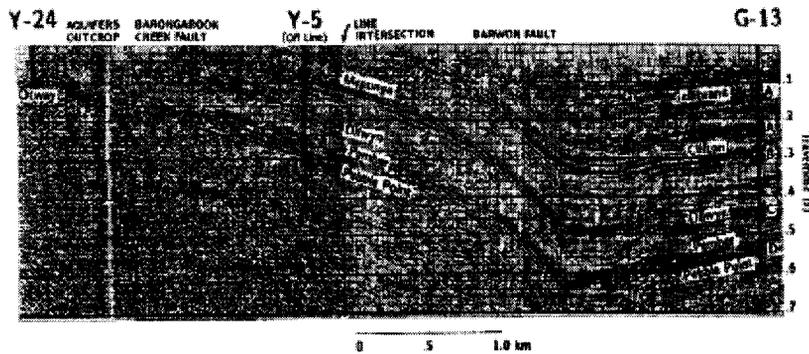


FIG. 6. Seismic survey physical interpretation. Amplitude normalization and 3X vertical exaggeration were performed to emphasize structure in this section across the Barwon Downs graben. Horizons labeled A through D correspond to the events analyzed in the data of Figure 5.

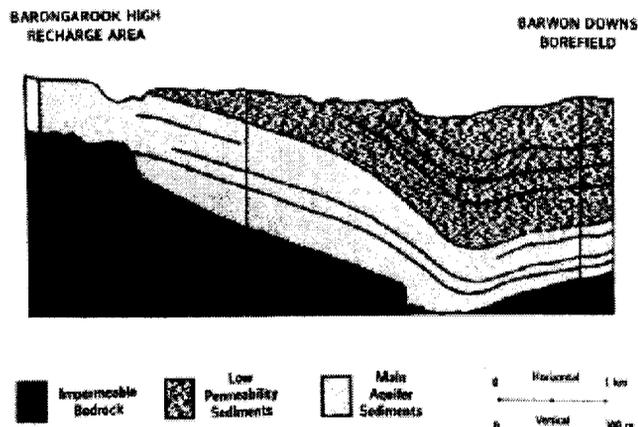


FIG. 7. Seismic survey hydrogeologic interpretation. The basal Tertiary aquifer system, confined between a calcareous aquitard cap and impermeable bedrock, is shown to be continuous between the recharge and extraction areas.

Liberty, L. 1998. Seismic reflection imaging of a geothermal aquifer in an urban setting.

Se trata del estudio de un acuífero geotérmico en un asentamiento urbano mediante sísmica de reflexión con el fin de estimar la profundidad y continuidad de la secuencia de basalto y riolita. Se trata de una zona de fallas en la que el agua geotérmica está confinada entre basaltos y una secuencia de rocas sedimentarias del Mioceno.

Se compara también la influencia de cómo se ha generado la señal, si por fuente explosiva o implosiva. La implosiva genera una señal con menor ancho de banda pero con más calidad.

Se localiza el basalto a unos 470 m y la riolita a ~ 635 m.

Se concluye que los métodos sísmicos funcionan a la hora de determinar la profundidad de acuíferos y localizar zonas de fractura para estudios hidrogeológicos y ambientales.

Roselli, A., Olivier, R., Veronese, G. 1998. Gravity and seismic reflection applied to the hydrological research in a large alpine valley.

Se trata de un estudio realizado en el Valle Adige en Italia mediante combinación de métodos gravimétrico y sísmica de reflexión.

Es un valle alpino en forma de U caracterizado por la presencia de formaciones que van desde areniscas cuarzosas del Pérmico a dolomitas del Retiense.

El objetivo del mismo es la determinación de la profundidad de la roca base.

Mediante modelos de perfiles de gravedad, realizados con información obtenida en pozos, y con apoyo de los resultados de la sísmica de reflexión, se determinaron las estructuras hasta una profundidad de 600-650 m.

Gravimetría, Modelo 2.5 D

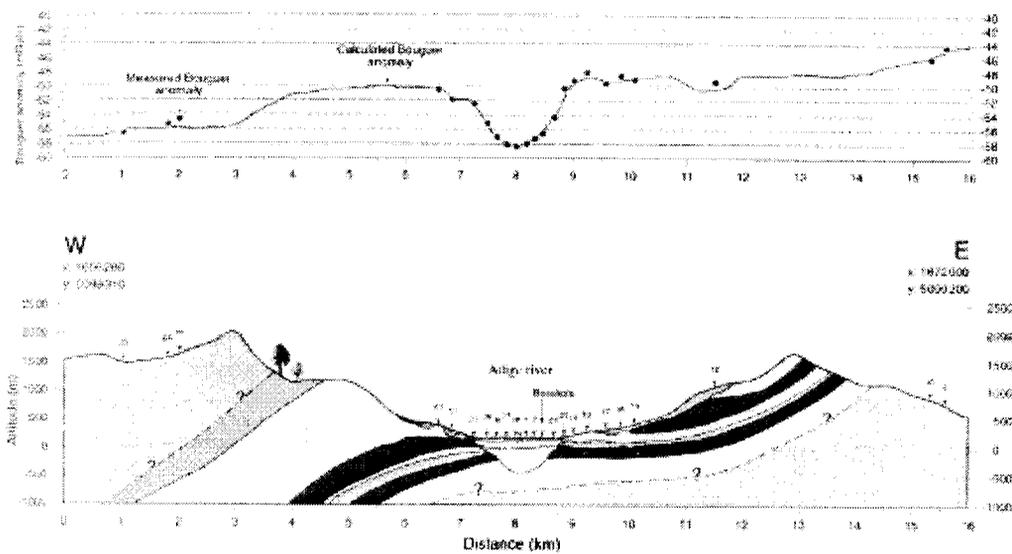


fig. 3 : gravity profile n° 1 - 2.5 D modeling

Audigane, P., Royer, J.J., and Kaieda, H. 2002. Permeability characterization of the Soultz and Ogachi large – scale reservoir using induced microseismicity.

La microsismicidad es un método innovador que ha sido utilizado por Audigane, et al.2002, y por Shapiro, S. A. et al. 2002 para caracterización de la permeabilidad de un reservorio

En este artículo se trata de determinar la permeabilidad a partir de la difusividad hidráulica isótropa estudiando la microsismicidad inducida por la inyección de fluidos a alta presión. Es un estudio llevado a cabo en dos localizaciones geotérmicas una en Soultz (Francia) y la otra en Ogachi (Japón). La profundidad de investigación sobrepasa los 1000 m.

El método empleado consiste en el estudio espacio/temporal de la microsismicidad. Representando la distancia entre el punto de inyección y el hipocentro frente al tiempo de ocurrencia de los eventos sísmicos se obtiene una curva cuadrática

$$R = \sqrt{4Dt/t}$$

donde D es la difusividad, R la distancia entre el punto de inyección y el hipocentro y t el tiempo transcurrido entre la inyección y el sismo.

Una vez obtenida la difusividad, se puede hacer una estimación de la permeabilidad en el marco de la teoría poroelástica mediante la relación:

$$D = \frac{N}{\eta} K$$

Donde k es la permeabilidad y η la viscosidad dinámica poro- fluido. N depende de la porosidad fundamentalmente. Los valores de permeabilidad así obtenidos coinciden con las medidas realizadas in situ.

Microsismicidad, Difusividad

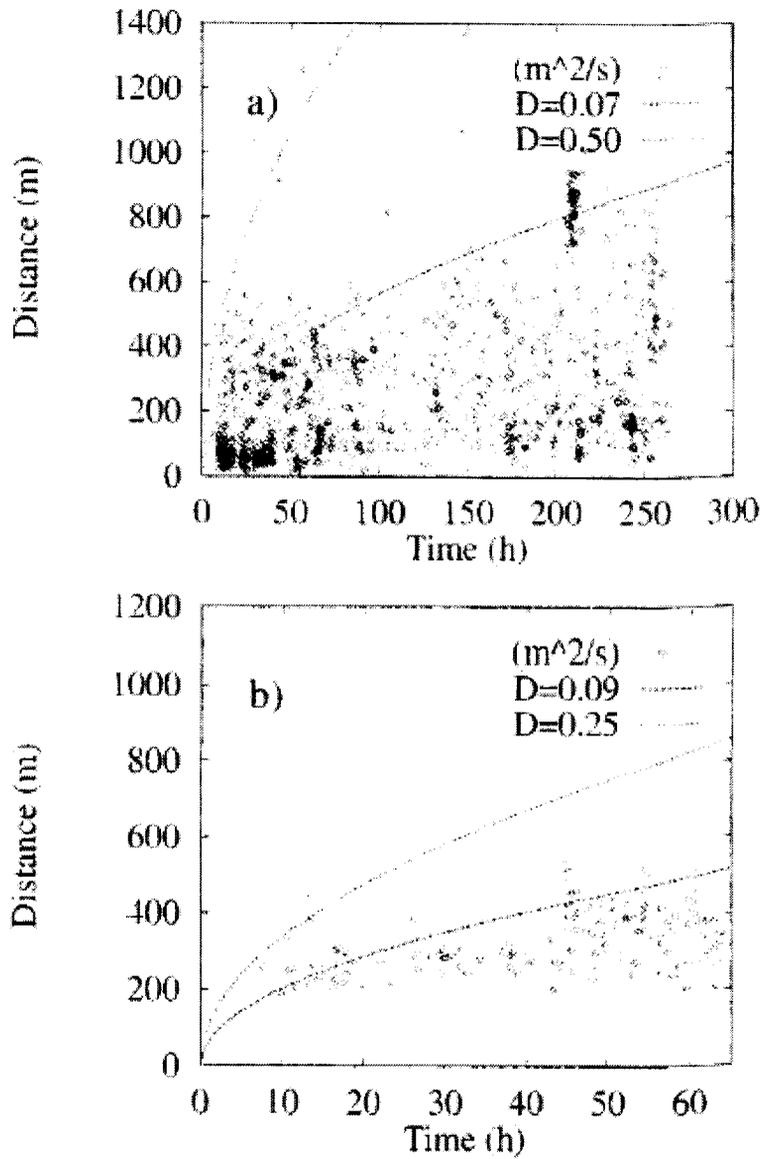


FIG. 4. Distance from the injection source point versus the occurring time of the micro-earthquake measured at the Ogachi site (Japan) during the hydro-fracturing test performed in 1991 (a) and in 1992 (b) at the injection well IPU1.

Shapiro, S. A., Rothert, E., Rath, V. and Rindschwentner, J. 2002. Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity.

En este artículo se desarrolla una técnica SBRC (Seismicity based reservoir characterization) con la que se pretende estimar la permeabilidad de un reservorio (en una localización geotérmica) a partir de microsismicidad inducida por inyección de fluidos, basándose en la hipótesis de que esta sismicidad se propaga como un proceso difusivo en un medio saturado homogéneo e isótropo. (La forma de hacerlo es la misma que en el artículo anterior).

Además se hace una generalización a 3D y para medios heterogéneos isótropos y anisótropos de la distribución de la permeabilidad. Se observa que para medios heterogéneos anisótropos sólo es posible representar en el dominio espacial en 3D el módulo del tensor de permeabilidad efectiva.

French, R.B., Jenks, M.D. and Connard, G.G. 2003 Geophysical investigations for groundwater in the lower Klamath lake basin, Oregon.

En este artículo se comenta una investigación geofísica de aguas subterráneas en Oregón.

Se trata de una zona de fallas. La cuenca es una fosa tectónica. El objetivo es cartografiar el basamento, formado por rocas volcánicas fracturadas, así como la localización de fallas.

La profundidad de investigación es de 500 m. Aproximadamente.

Los métodos utilizados para ello son: Gravimetría, sísmica de reflexión y magnético. A partir de la interpretación de un modelo 3D de gravedad se determina la profundidad del basamento y se muestra una sección 2D interpretada a partir de datos sísmicos, magnéticos y gravimétricos. Aunque mediante los datos sísmicos no se puede establecer la profundidad del basamento, éstos indican la configuración general de la cuenca y coinciden bastante bien con los obtenidos a partir de los datos gravimétricos y magnéticos.

Sísmica, Gravimetría y Magnetometría

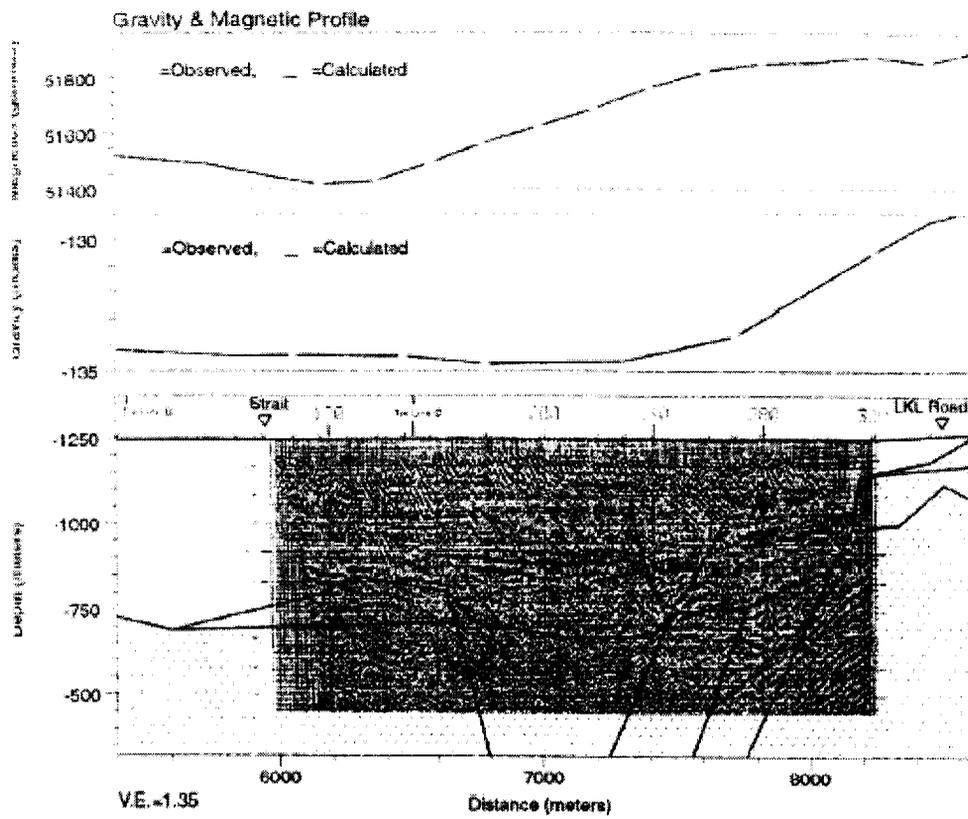


Figure 3: Interpreted Cross Section with Seismic Data (Line B)

7.1.7 Telúricos, Magnetotelúricos

Estos métodos han sido utilizados por Álvarez. R. 1990, Bourgeois, B. et al. 1993, Chouteau, M. et al. 1993, Giroux, B. et al. 1997, Krivochieva, S. et al. 2002, Meju et al. 1999, y por Ritz, M. et al. 1997 para determinar:

- Geometría, profundidad del acuífero
- Estructura de cuencas sedimentarias
- Estratificación de la resistividad con la profundidad
- Porosidad

Álvarez. R. 1990. Geophysical determination of buried geological structures and their influence on aquifer characteristics.

Se trata de un estudio realizado en el Valle de Guaymas, en el noroeste de México, con el fin de localizar acuíferos. Dicho valle se encuentra flanqueado al Este y al Oeste por dos formaciones de composición granítica, y al Sur está limitado por el mar de Cortez. Se pueden distinguir dos formaciones acuíferas: el acuífero inferior formado por conglomerados de gravas, areniscas y arcillas, sobre rocas ígneas y metamórficas, y el acuífero superior: por estratos con lentejones de gravas, areniscas y microfósiles.

Se consideraron tres tipos de datos: de pozos, líneas telúricas y datos gravimétricos.

La profundidad de investigación supera los 1000 m.

Se realizan dos modelos, uno a partir de las líneas telúricas y otro a partir de los datos gravimétricos, y se observa cómo en la parte central del valle las rocas del basamento se encuentran cerca de la superficie, mientras que el valle está flanqueado por dos depresiones enterradas mucho más profundas. Así se explica que el agua que se extrae en la parte central sea de menor calidad que la extraída en los flancos.

Telúricos

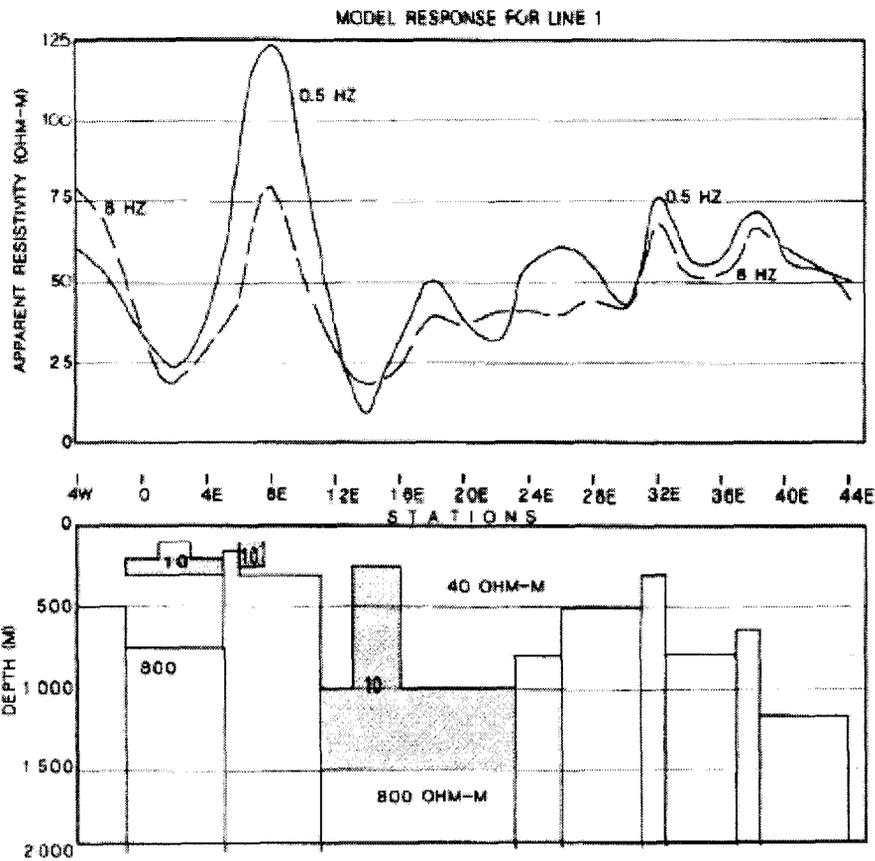


Fig. 6. Electrical model of the telluric measurements of Line 1 and its computed response.

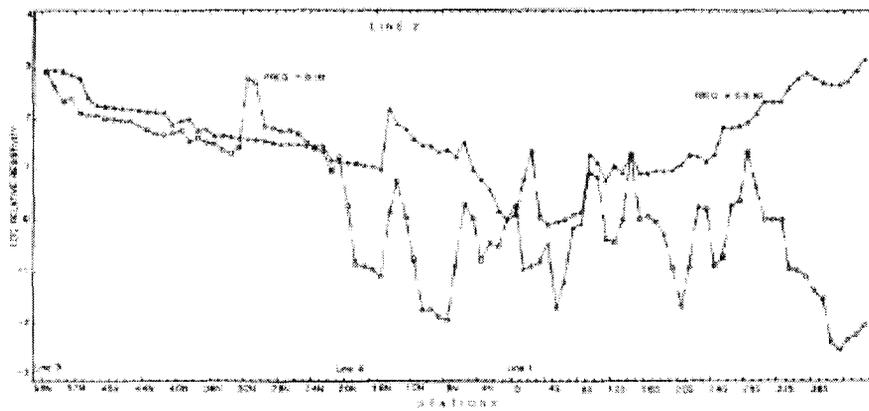


Fig. 7. Telluric results obtained along the longest line of the survey (Line 2), for the frequency bands of 0.5 and 8 Hz.

Modelo Gravimétrico

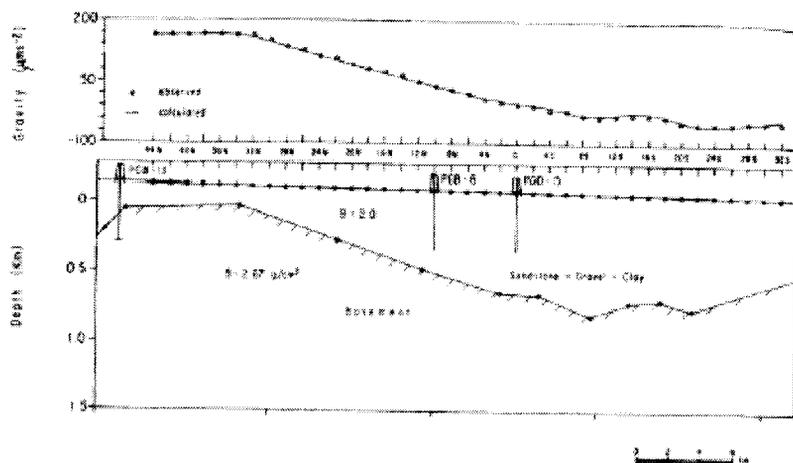


Fig. 15. Gravimetric model along Line G2. Wells PGB-15, PGB-6, and PGB-3 provide references for the model only; only the former one intersected basaltic layers from 162 m down. Compare to Fig. 8. The gravimetric response is given in gravity units.

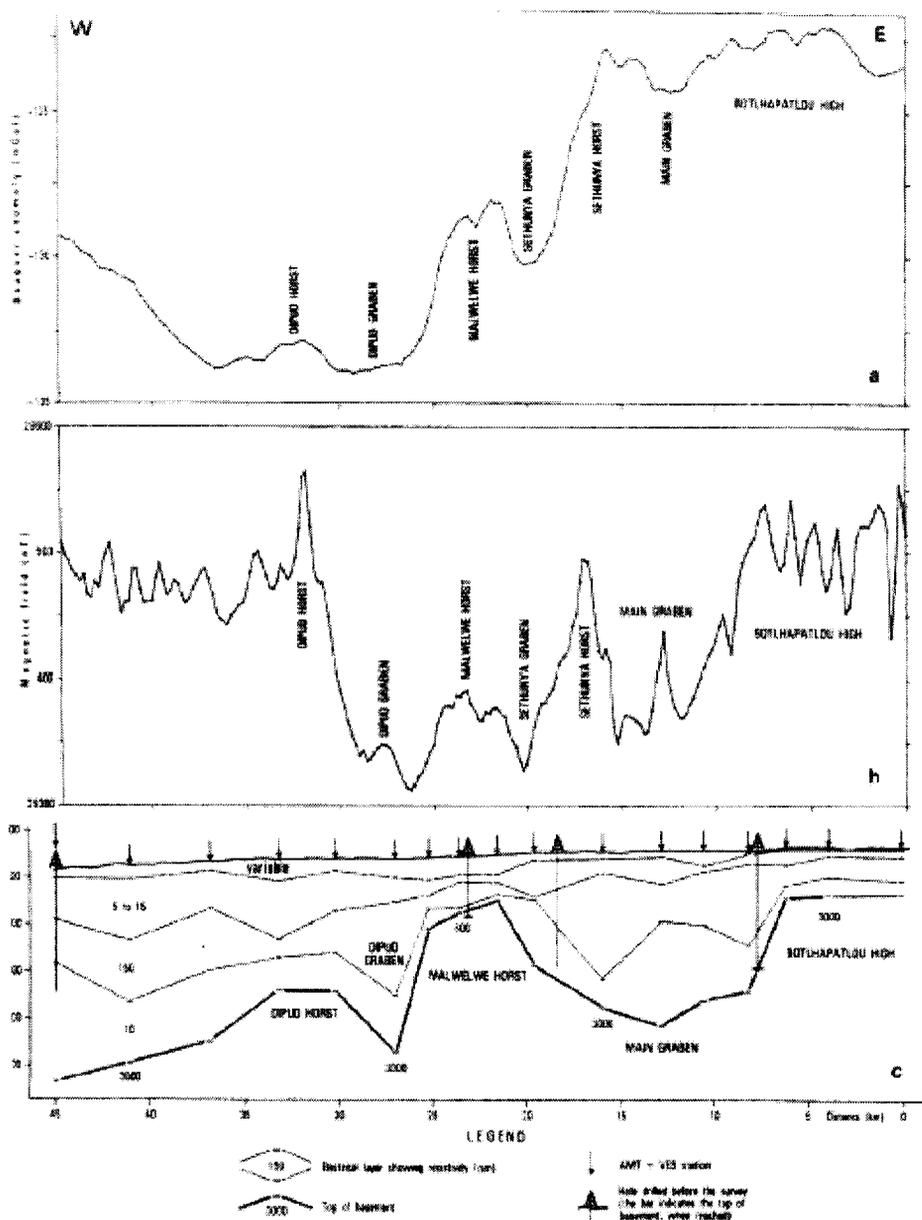
Bourgeois, B., Mathieu, B., Vachette C., and Vaubourg, P. 1993. AMT measurements compared with gravimetry and magnetometry for structural study of a sedimentary basin. Letlhakeng – Botlhapatlou groundwater project, Botswana.

Se analiza un estudio de una cuenca sedimentaria en Bostwana, cuyo objetivo es determinar la estructura de dicha cuenca. Se trata de una zona de rocas sedimentarias sobre basamento cuarzítico. La profundidad de investigación está en torno a 400 m.

Para ello se utilizan medidas AMT comparadas con datos gravimétricos y magnéticos.

Los resultados obtenidos con los distintos métodos coinciden bastante bien aunque se puede decir que el método AMT es el más efectivo a la hora de cartografiar la cuenca.

AMT comparado con Gravimetría y Magnetometría



Chouteau, M., Krivochieva, S., Castillo, R., Moran, T.G. and Jouanne, V. 1993. Study of the Santa Catarina aquifer system (Mexico, Basin) using magnetotelluric soundings.

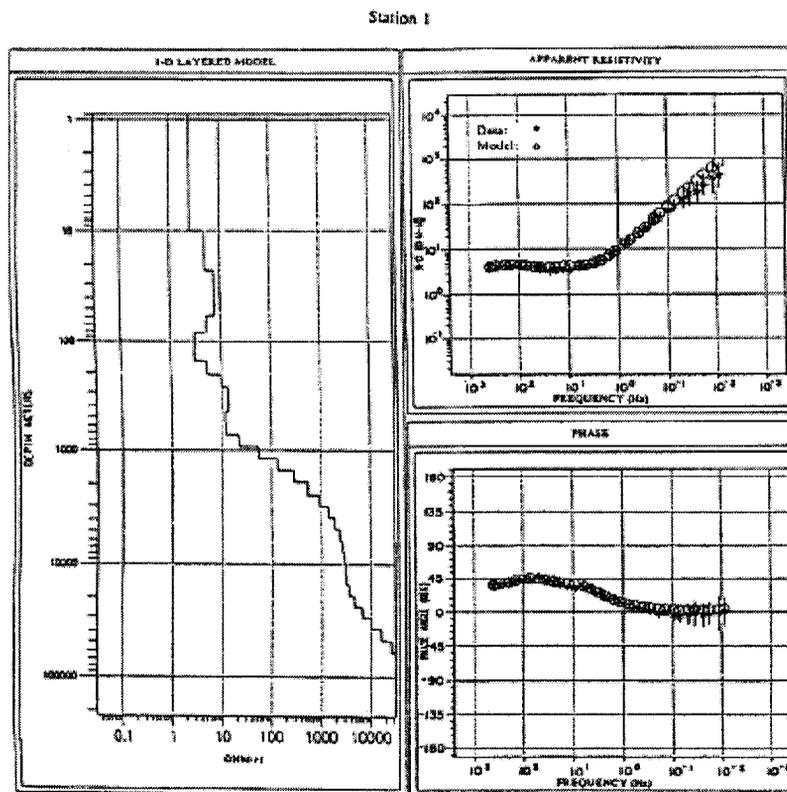
Este estudio realizado con sondeos magnetotéluricos en el acuífero de Santa Catarina en México se lleva a cabo con el fin de definir la estratificación, profundidad y geometría del acuífero.

La zona de estudio se encuentra en una cuenca que al Norte limita con una zona de lazas y tobas basálticas del Plioceno y rocas cuaternarias, y al Sur con lavas volcánicas del Cuaternario. El acuífero presenta una zona de muy baja permeabilidad, una parte granular, y una unidad permeable profunda compuesta por rocas volcánicas fracturadas.

La profundidad de investigación supera los 1000 m.

Se establece un modelo y posteriormente una interpretación litológica. Se llega a la conclusión de que para acuíferos (de más de 200 m) los sondeos magnetotéluricos y audiomagnetotéluricos MT/AMT representan el método con mejor relación coste – efectividad posible.

Sondeos Magnetotéluricos



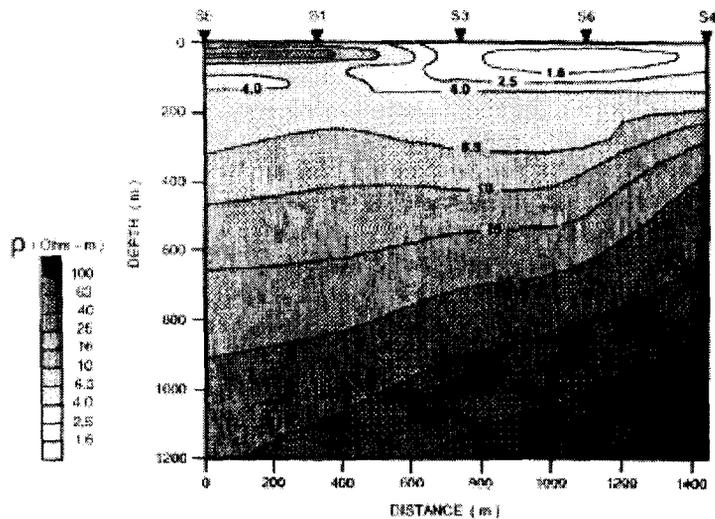


Fig. 15. 2-D resistivity model, from 0 to 1300 m, obtained by stitching the results of 1-D Occam's inv

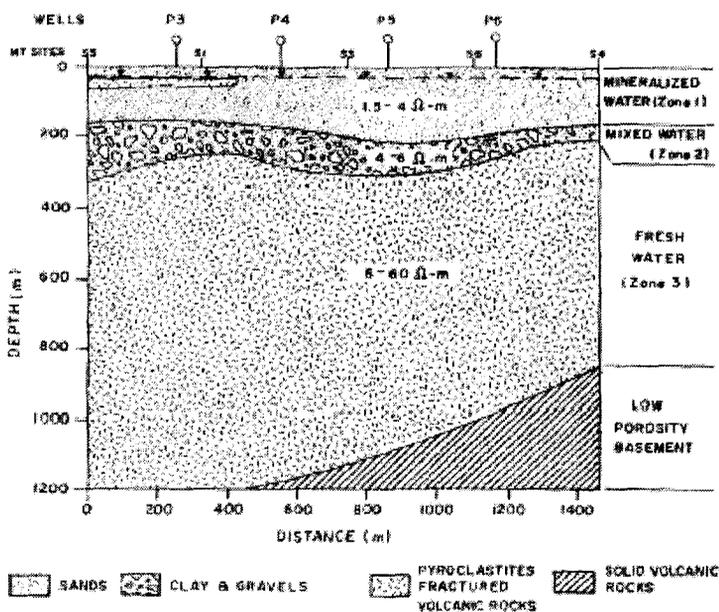


Fig. 16. Geological-hydrogeological section of the Chalco sub-basin below the MT profile modelled from interpretation of the MT data.

Giroux, B., Chouteau, M., Descloutres, M. and Ritz, M. 1997. Use of the magnetotelluric method in the study of the deep Maestrichtian aquifer in Senegal.

Se trata de un estudio realizado mediante sondeos magnetotelúricos en un acuífero profundo en Senegal. El acuífero está confinado en arenas del Maastrichtiense, que a su vez están incrustadas en capas sedimentarias conductoras de la cuenca Mauritania – Senegalesa.

Los resultados obtenidos muestran que el método empleado da buenos resultados sobre la geometría del acuífero, y que se pueden utilizar para hacer una estimación de la porosidad efectiva mediante la fórmula de Archie (a partir del contenido en sal).

Se realiza una interpretación litológica y se determina el límite de la superficie de agua dulce.

La profundidad de investigación está en torno a los 1000 m.

No se pudo establecer el límite superior del acuífero; normalmente este dato se puede determinar por pozos de agua.

Sondeos Magnetotelúricos

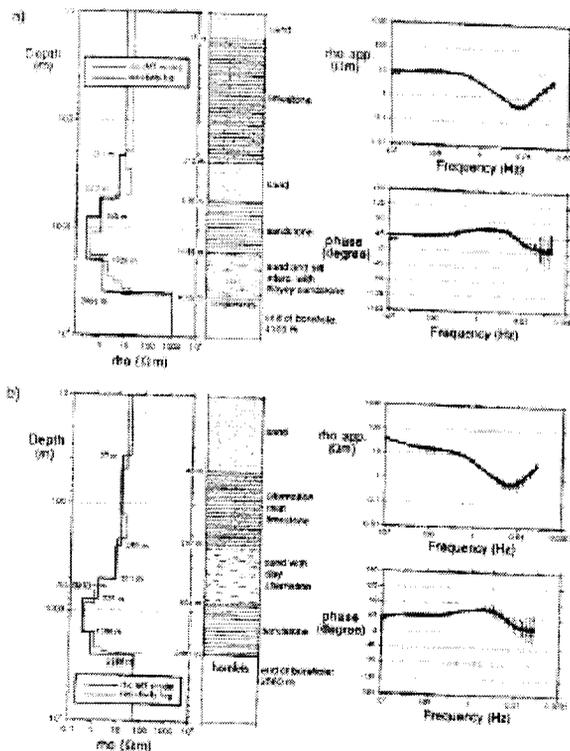


Fig. 7. Magnetotelluric inversion of admittance impedances for (a) 013 (Diarbel) and (b) 014 (Kotobane). On the left is the magnetotelluric model (thick line) and the resistivity (rho) and conductivity (sigma) recorded in oil wells close to the MT soundings; the thin lines are the depths to the layer boundaries. A schematic representation of the lithology is included for comparison. On the right, the fitting between the measured apparent resistivity and phase (crosses) and the model response (solid line) is displayed.

Ritz, M., Descloutres, M., Robineau, B. and Courteaud, M. 1997. Audiomagnetotelluric prospecting for groundwater in the Baril coastal area, Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island.

Se trata de un estudio realizado en la zona del volcán Piton de la Fournaise, en el suroeste del océano Índico mediante sondeos audiomagnetotelúricos AMT. Es una zona volcánica situada entre dos escudos volcánicos formados durante los últimos 5 millones de años.

El objetivo del estudio es la determinación de la estratificación de la resistividad con la profundidad, así como delimitar las intrusiones marinas.

Se presenta un modelo de resistividades, y una interpretación hidrogeológica de la zona.

MT / AMT

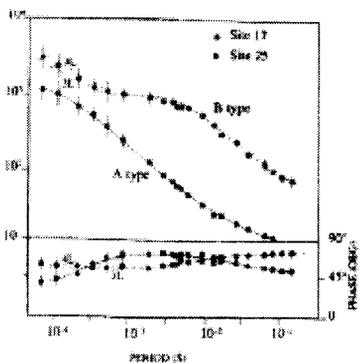


FIG. 2. Typical AMT results at sites 17 and 25 (Figure 1). The solid and dashed lines are the responses to the models in 1-D inversions. The models are defined in Figure 3. Resists 3L and 4L refer to three- and four-layer models from site 17, respectively. The error bars in some cases are smaller than the symbol.

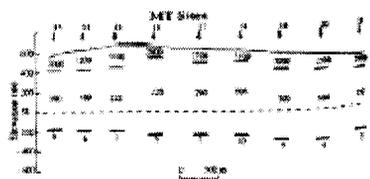


FIG. 4. Single site resistivity models calculated by 1-D inversion for profile AB (Figure 1). Numbers denote resistivity in $\Omega\cdot m$. At the top of the figure, the solid line is the topographical variation at sea level.

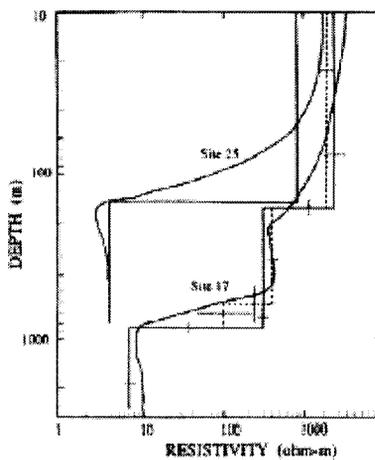


FIG. 3. 1-D layered and smooth inversion results for typical sites 17 and 25. The solid and dash lines are three- and four-layer models for site 17, respectively. Uncertainties on the layer boundaries and estimates of resistivities are 90% confidence limits (not shown when too small, in particular for site 25).

7.1.8 Gravimetría

Este método ha sido utilizado por Álvarez, R. 1990, Anecchione et al. 2001, Bourgeois, B. et al. 1993, Dodds A.R. et al. 1990, French, R.B. et al. 2003, y por Roselli, A. et al. 1998 para determinar:

- Topografía de la roca base para el estudio del flujo de agua subterránea.
- Cartografía y estudio estructural del basamento
- Localización de zonas de falla

Anecchione, M.A., Chouteau, M., Keating, P. 2001. Gravity interpretation of bedrock topography : the case of Oak Ridges Moraine, southern Ontario, Canada.

Se trata de un estudio llevado a cabo en Oak Ridges Moraine en Ontario, Canadá. El área se compone de capas discontinuas de sedimentos Pleistocenos de origen glaciar (arcillas, tills, arenas y gravas) sobre una roca base caliza del Ordovícico. Se realiza un procesado e interpretación de datos gravimétricos del Servicio Geológico de Canadá con el fin de obtener la topografía de la roca base. La profundidad de investigación está en torno a los 400 m.

Tras separar la anomalía residual, se realiza una inversión siguiendo dos métodos:

- considerando bloques infinitos y un contraste uniforme de densidad
- inversión 3D para distribución de densidad mediante un algoritmo

La topografía encontrada por ambos métodos es similar en estructura, y además los resultados se corresponden con datos sísmicos.

7.1.9 Magnético

Este método ha sido utilizado por Bourgeois, B. et al. 1993, Dodds et al. 1990, French, R.B. et al. 2003, y por Gwaze, P et al. 2000 para determinar:

- Topografía, profundidad, cartografía del basamento
- Localización de zonas de falla

7.1.10 Polarización Inducida

Este método ha sido utilizado por Yousefi, 1991 para detección de agua salada.

Yousefi, E. Et al. 1991. First application of IP method in Iran to boundary detection of deeply buried salty and sweet water aquifers.

Se trata del estudio de un acuífero en Irán (en una zona en la que el agua es necesaria para la agricultura y la industria), utilizando el método de la Polarización Inducida, cuyo objetivo es la determinación de la zona de transición agua dulce / salada.

Se establecen los siguientes límites en profundidad:

- 80 m - 170 m: agua dulce
- 170 m- 320 m: la salinidad aumenta con la profundidad
- 320 m-500 m: agua salada

Se puede establecer que la aplicación de este método da buenos resultados y se piensa su aplicación en otras partes del país con el mismo fin.

7.1.11 Otros métodos

Potencial Espontáneo, RSN

Estos métodos han sido utilizados por Olivar A.L. de Lima, 1993 para determinar:

- Calidad del agua
- Flujo vertical mediante datos de temperatura

7.2. Recopilación y análisis de información geofísica

7.2.1. Síntesis del trabajo efectuado

El trabajo realizado ha consistido en la búsqueda y selección de la información geofísica existente sobre la superficie de la hoja 1/20000 n° 48 (Vinaroz) [hojas 1/50000 n° 519, 520, 544, 545, 546, 569, 570, 571, 593, 594, 616].

Para ello se ha utilizado la base de datos del Área de Geofísica del IGME, efectuada en Knosys, y que contiene todos los trabajos de Geofísica realizados por o para el IGME a través del Área.

La información recogida se presenta ordenada por métodos geofísicos principales utilizados en los diferentes Informes. El número de Informe es el interno del archivo del Área de Geofísica. De cada Informe seleccionado y consultado se ha preparado una ficha indicando:

- Número y nombre del Informe
- Descripción del objetivo del trabajo
- Área de estudio
- Metodología aplicada
- Datos disponibles

En esta primera fase, los documentos (planos de posición, resultados de la prospección, interpretaciones, etc) que se han seleccionado como de posible interés para el Proyecto HIPROMA, han sido reproducidos mediante scanner.

Así mismo, cuando se dispone de información en forma digital (datos de campo), se han recuperado los correspondientes ficheros a través de la aplicación SIGEOF. En cada documento se indican todos los ficheros digitales preparados, bien de imágenes escaneadas, bien de datos numéricos.

Se han preparado igualmente ficheros de posición de esta información, en ocasiones mediante cálculo sobre mapa de las coordenadas correspondientes a los límites que abarca cada trabajo, procediendo a su conversión a coordenadas UTM en los husos 30 y 31.

En el momento de preparar esta información no se disponía de una base geológica referenciada, por lo que, a efectos de visualizar su situación, se ha preparado el mapa adjunto sobre una reproducción escaneada, y posteriormente referenciada de forma aproximada en SURFER, de parte de la hoja geológica 1/200.000 n° 48 Vinaroz.

Finalmente, se indica cuál puede ser el plan de trabajo para continuar el análisis de esta información, y las posibilidades de derivar documentos de mayor interés para el proyecto HIPROMA.

7.2.2. Fichas de la documentación seleccionada .

Sondeos eléctricos verticales SEV

Informe nº 265: Investigación Geoeléctrica de los Acuíferos de la Cuenca Baja y Media del Júcar. IGME (1984)

1.DESCRIPCIÓN: El objetivo de este proyecto es mejorar el grado de conocimiento sobre varias áreas de los sistemas acuíferos nº 50 (Zona Sur) y 55 (Javalambre- Maestrazgo), para ubicación de sondeos de abastecimiento a núcleos urbanos de la zona.

2.ÁREA DEL ESTUDIO: Las áreas a investigar se distribuyen en una amplia zona dentro de la Cuenca Baja y Media del Júcar. Para el Proyecto del Maestrazgo sólo tienen interés aquellos datos que pertenecen a las áreas que quedan incluidas en las hojas topográficas 1/50000 nº 571 y 594.

3.METODOLOGÍA: Campaña de investigación geofísica con métodos geoeléctricos de resistividad en su modalidad de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) con AB/2 entre 500 y 1000 m.

4.DATOS DISPONIBLES:

Plana de Vinaroz-Peñíscola (Hoja 1/50000 nº 571)

- fichero de posición Excel: 265_7posicion.xls (X,Y,Z (blanco), SEV)
- 58 SEV (hojas de campo en papel bilogarítmico en el informe) de la Plana de Vinaroz Peñíscola distribuidos en 11 perfiles. Ficheros 265_7vp_xx.rpd (AR/2, ro)
- Interpretación geoeléctrica de esos 11 perfiles. En Planos nº 16 y 17 escaneados: 265_p16 y 265_p17
- Ficheros con la interpretación: 265_7vp_xx.mdl (z,ro)

Plana de Oropesa-Torreblanca (Hoja 1/50000 nº 594)

- fichero de posición Excel: 265_8posicion.xls (X,Y,Z (blanco), SEV) UTM huso 4
- 14 SEV ((hojas de campo en papel bilogarítmico en el Informe) de la Plana Oropesa-Torreblanca distribuidos en 3 perfiles. Ficheros 265_8op_xx.rpd (AR/2, ro)
- Interpretación geoeléctrica de esos 3 perfiles. Plano nº 18 escaneado 265_p17
- Ficheros con la interpretación: 265_8op_xx.mdl (z,ro)

Informe nº 391 Investigación Geofísica mediante SEV en la zona de San Mateo (Castellón). ITGE. 1990.

1.DESCRIPCIÓN Campaña Geofísica mediante sondeos eléctricos SEV integrada en el proyecto “Apoyo Geofísico a Investigaciones Hidrogeológicas 1989-1992”.

2.ÁREA DEL ESTUDIO La zona de estudio ocupa una gran extensión, y se encuentra ubicada dentro de las hojas del Mapa Topográfico nacional a escala 1/50000 nº 616, 593, 570, 571 y 546.

3.METODOLOGÍA

Sondeos Eléctricos Verticales (SEV).

El número de SEV realizados fue de 45 con un AB/2 normalmente de 1000 m.

4.DATOS DISPONIBLES:

- Curvas de campo 53 SEV (45 + 8 repetidos) ficheros 391_xx.rpd (AB/2-ro)
- Plano de situación nº 1 (fichero 391posicion.xls) X,Y,Z,SEV
- Cortes geoelectricos 1 a 14. (Planos nº 2, 3, 4 y 5) (escaneados)391_px
- Descripción en texto de las litologías de sondeos mecánicos de la zona. Anexo 1
- Fichero de posición de sondeos sondeosm_391.xls

Informe nº 462: Campaña Geofísica Mediante SEV en Alcora (Castellón).IGME. 1993

1.DESCRIPCIÓN El objetivo de los SEV realizados en el borde Occidental de la Plana de Castellón, es la obtención de datos geofísicos que sirvan de confirmación y complementen las interpretaciones realizadas en la campaña geofísica de 1971.La zona de trabajo se encuentra integrada dentro del subsistema acuífero de Javalambre y constituye una cubeta, con materiales de relleno terciarios y cuaternarios, que son los aflorantes en toda la zona, bordeada de materiales del Cretácico. El objetivo de este trabajo es estudiar el espesor de estos materiales de relleno y la morfología del sustrato cretácico.

2.ÁREA DEL ESTUDIO La zona está comprendida en las hojas topográficas 1/50000 640, 615, 616 y 641.Para el proyecto del Maestrazgo sólo nos interesaría la hoja 616; además los SEV se sitúan fuera de los límites considerados para el acuífero, pero los tomaremos por proximidad.

3.METODOLOGÍA: Se trata de una campaña de 27 SEV. 18 SEV de AB/2 1000 m, 3 SEV de AB/2 800 m, 2 SEV de AB/2 630 m, 3 SEV de AB/2 500 m y 1 SEV de AB/2 250 m

4.DATOS DISPONIBLES

- Plano de situación. Figura 1 Fichero 462posicion.xls (X,Y,Z,SEV).
- 27 Curvas de campo (ficheros 462_xx.rpd, AB/2-ro)
- Cortes geoelectricos 1 a 7. Figuras 2, 3 y 4 (escaneadas).
- interpretación: ficheros 462_xx.mdl, z-ro

Informe nº 465: Campaña Geofísica Mediante SEV en Villafamés (Castellón). IGME. 1993

1. DESCRIPCIÓN La zona de trabajo se encuentra integrada dentro del subsistema de Maestrazgo, y constituye una cubeta, con materiales de relleno mayormente cretácicos, terciarios y cuaternarios, aunque estos dos últimos con poca entidad, si bien son los aflorantes en toda la zona, bordeada por afloramientos de materiales del Cretácico y Jurásico. El objetivo de este trabajo es estudiar el espesor de estos materiales de relleno y la morfología del sustrato.

2. ÁREA DEL ESTUDIO La zona está comprendida en la hoja topográfica 1/50000 nº 616.

3. METODOLOGÍA: Campaña de 16 SEV. AB/2 1000 m

4. DATOS DISPONIBLES

- Plano de situación. Figura 1. Fichero 465posición.xls (X,Y,Z,SEV)
- 16 Curvas de campo. Ficheros 465_xx.rpd (AB/2-ro)
- Cortes geoeléctricos 1 a 7. Figuras 3, 4, 5 y 6. (escaneados) 465_Fx
- Interpretación. Ficheros 465_xx.mdl (z-ro)
- Descripción en texto de las columnas de sondeos mecánicos. Anexo 2
- Fichero de posición de sondeos sondeosm_465.xls

Gravimetría

Informe nº 492 : Mapa gravimétrico de Cataluña 1:500000. Servicio Geológico de Cataluña. 1986.

1. DESCRIPCIÓN Mapa gravimétrico de Cataluña, a escala 1:500000, realizado por el Servei Geològic de Catalunya y el Departamento de Prospección Geológica de la Universitat de Barcelona, durante el periodo 1981 – 1985, elaborado mediante el procesado de 2366 estaciones apoyadas en 35 bases gravimétricas. El 65% de las observaciones fueron medidas específicamente para ese proyecto, mientras que el resto son datos disponibles de organismos públicos y compañías privadas. La influencia del relieve en las observaciones ha sido corregida hasta una distancia de 167 km de los puntos de medida, considerando una densidad media del terreno de 2.67 g/cm³.

2. ÁREA DEL ESTUDIO

Cataluña.

Para el Proyecto de El Maestrazgo, únicamente son válidas 34 medidas dentro de la hoja 1/50000 nº 521 y 32 medidas en la nº 546.

3. METODOLOGÍA: Gravimetría.

4. DATOS DISPONIBLES:

- Mapa de anomalías de Bouguer de Cataluña (1:500000), escáner 492_mapa
- Listado de datos (posición, gravedad observada, gravedad teórica, anomalía de Bouguer) (Hojas 1:50000 nº 521 y 546), pasado a fichero digital: 492_521.txt y 492_546.txt, sumados en el fichero 521+546

Informe nº 515: Recopilación de datos gravimétricos para el proyecto de ENAGAS .1996

1. DESCRIPCIÓN Se trata de un informe de la recopilación efectuada por el IGME en los archivos de REPSOL, que recoge, entre otras cosas, la gravimetría existente en la hoja 1:200000 nº 48, en la cual se localizan 6 campañas gravimétricas pertenecientes a investigaciones petroleras. No se dispone de los datos digitales de estas campañas. Siguiendo la clasificación de dominios estructurales existentes en la Hoja 48, figura 2, los datos gravimétricos se localizan en los siguientes dominios:

Área subtabular central, cubierta por las campañas:

- Estudio Gravimétrico (1) en el Maestrazgo realizado por INI Coparex en el año 1965,
- Estudio Gravimétrico (2) en el permiso Cañada realizado por Auxini en el año 1974, con igual extensión que (1).

Área meridional: Estudio Gravimétrico (3) en las zonas de Vistabella del Maestrazgo y Cuevas de Vinroma realizado por CGG para Campsa.

Área de horst y Fosas orientales:

- Estudio Gravimétrico (4) San Carlos 1 y 2 realizado por CGG para Campsa en el año 1979.
- Campañas Estudio gravimétrico (5) en la zona de San Mateo, realizado por CGG para CAMPASA

2. ÁREA DEL ESTUDIO: Hoja 1/20000 nº 48 (Vinaroz).

3. METODOLOGÍA : Gravimetría.

4. DATOS DISPONIBLES

Mapas escaneados:

- Mapa de situación de las campañas gravimétricas (figura 1). fichero 515_F-1
- Mapa geológico simplificado del área de estudio (figura 2). fichero 515_F-2
- Mapas de Anomalías de Bouguer pertenecientes a:
 - (1) Estudio Gravimétrico en el Maestrazgo 1963 (figura 3). fichero 515_F-3
 - (2) Estudio Gravimétrico en el permiso Cañada 1974 (figura 4). fichero 515_F-4
 - (3) Estudio Gravimétrico en las zonas de Vistabella del Maestrazgo y Cuevas de Vinroma (figura 5). fichero 515_F-5
 - (4) Estudio Gravimétrico San Carlos (1 y 2) (figura 6). fichero 515_F-6 (existe un fichero delta.dxf con las anomalías de San Carlos 1)
 - (5) Estudio Gravimétrico en la zona de San Mateo (figura 7).

Se han preparado ficheros de posición de las esquinas de todos los mapas anteriores:

- 1- Estudio Gravimétrico en el Maestrazgo. (Polígono Maestrazgo.txt)
- 2- Estudio Gravimétrico Permiso Cañada. (Polígono Cañada.txt)
- 3- Estudio Gravimétrico en las zonas de Vistabella del Maestrazgo y Cuevas de Vinroma. (Polígono Vistabella.txt)
- 4 - Estudio Gravimétrico San Carlos (1 y 2). (Polígono S.Carlos.txt)
- 5 - Estudio Gravimétrico en la zona de San Mateo. (Polígono S.Mateo.txt)

Se han escaneado las columnas litológicas de los sondeos recopilados en este Informe:

Bobalar-1, Bobalar-2, Tauste este-1, Arija-1, Maestrazgo-1, Hontomin SW1, Maestrazgo-2, Trashedo, Mirambel y Salsadella. Estos sondeos son los mismos que se encuentran correlacionados en los Informes 507 y 523, realizados por Gessal sobre el Maestrazgo en 1990 y 1995.

Aeromagnético

Informe nº 536 Estudio Aeromagnético Centro y Nordeste de España” CGG 1972

Informe nº 328: Proyecto de recopilación de datos Gravimétricos y Aeromagnéticos de España. 1º Fase. IGME. 1987.

1.DESCRIPCIÓN El Informe nº 536 es un “Estudio Aeromagnético Centro y Nordeste de España” CGG 1972 (tomado del archivo de ENIEPSA), que cubre toda la Cuenca del Ebro. Se voló con altitud respecto al nivel del mar de 1700 y 2500 m, y espaciado entre líneas de 5 km. Se utilizó un magnetómetro de vapor de Cesio. Los 63 mapas originales de campo magnético a escala 1/100.000 no existen. La información a escala 1/200.000 fue recogida en la síntesis efectuada en el Proyecto del Informe 328. Se dispone de un listado de datos de parte de los perfiles volados (líneas de los bloques E y D), en el que aparece el día de vuelo, hora, número del perfil, trazo(ζ), coordenadas x e y Lambert en hectómetros, valor del campo residual en décimas de nT, y la compensación en centésimas de nT. En este trabajo se efectuó una interpretación del vuelo, presentando un mapa de las estructuras y de la profundidad (isobatas) del basamento magnético a escala 1/200.00, que tampoco existen, pero se encuentran recogidos en el informe 523 (planos M12 y M13). El listado se ha trasladado al fichero I_536.xls, donde las coordenadas Lambert están en metros, se han añadido las coordenadas UTM en los husos 30 y 31, y los valores de campo magnético están en nT.

El Informe nº 328 se refiere a los trabajos de recopilación de cartografía geofísica (gravimétrica y magnética) realizados por la sección de Geofísica del IGME durante 1986, en base a la documentación existente en los archivos de Hispanoil y del archivo de hidrocarburos de la dirección General de la Energía del MINER. Se trata de campañas gravimétricas y aeromagnéticas que cubren el sedimentario peninsular, con extensión muy variable para cada campaña. Se utilizaron las escalas 1/50.000 para los trabajos gravimétricos, y la 1/200000 para los aeromagnéticos.

Las campañas gravimétricas fueron realizadas a lo largo de itinerarios por caminos según una planificación típica de trabajos estructurales. La densidad de estaciones es variable, generalmente entre $\frac{2}{0.5}$ y $\frac{3}{2}$ estaciones/km, lo mismo que la densidad de reducción, comprendida entre 2.0 y 2.6 g/cm³. y sobre ellas no existe ningún plano ni listado de valores sobre la zona del Maestrazgo, que sólo se encuentran reflejadas en un mapa general de posición (figura 1), y son las referidas en el Informe 515. De las campañas aeromagnéticas, recopiladas y representadas en mapas, según se indica en la Figura 5, se ha extraído la información pertinente al Maestrazgo, que es el campo magnético de la hoja 48 Vinaroz. Esta información es parte de la registrada en el trabajo 536 de CGG, y se encuentra además en el Informe 523 sobre el Maestrazgo, realizado por Gessal en 1990, con una interpretación en los mapas escaneados en los ficheros 523_M12 y 523_M13, y que puede ser la original del 536.

2.ÁREA DEL ESTUDIO: Hoja 1/200000 nº48 (Vinaroz)

3.METODOLOGÍA: Aeromagnético.

4.DATOS DISPONIBLES

- Mapa de campo magnético residual de la hoja 1/200000 nº48 VINARAZ scaneado en fichero 328_mapa. (cada bloque está a una altura de vuelo)
- Áreas cubiertas por campañas gravimétricas del archivo de Hispanoil. Figura 1 escaneada en fichero 328_f1
- Hojas 1/200000 de la síntesis de trabajos aeromagnéticos. Figura 5, escaneada en fichero 328_f5

- datos X,Y, campo magnético de varias líneas del vuelo (fichero I_536.xls)
- datos X,Y, campo magnético de sólo las líneas de interés para la zona del Maestrazgo (fichero I_536reducido.xls, de parte del bloque D)
- se ha generado en Surfer el mapa de anomalías magnéticas del fichero reducido, fichero MagneticoD.srf .

Testificaciones

Informe nº 471

Testificación Geofísica de Sondeos Mecánicos, divulgación y desarrollo metodológico de esta Técnica. ADARO/ITGE. (1990).

1.DESCRIPCIÓN Informe de recopilación de las testificaciones realizadas hasta 1990 en toda España.

2.ÁREA DEL ESTUDIO Solamente existen datos sobre el Maestrazgo en la Hoja 1/50000 nº 594.

3.METODOLOGÍA: Testificaciones.

4.DATOS DISPONIBLES

Existen las testificaciones en soporte de papel vegetal de cuatro sondeos, muy próximos entre si y de poca profundidad, testificados de gamma natural y de densidad.

DOC	SONDEO	AREA	PR.	HOJA	X	Y	Z	TESTIF.	SONDAS	INVEST.	CLIENTE	FECHA
160	S-1136	GAVIA	CS	594				123.00	GR-D	LIGNITO	HC	IV-82
161	S-1126	GAVIA	CS	594				100.00	GR-D	LIGNITO	HC	IV-82
162	S-956	GAVIA	CS	594				65.00	GR-D	LIGNITO	HC	VII-81
163	S-1116	GAVIA	CS	594				75.00	GR-D	LIGNITO	HC	IV-82
163	S-1026	GAVIA	CS	594				54.8	GR-D	LIGNITO	HC	XI-91

Pueden ser de utilidad para la interpretación de los SEV 17-3 y 17-4 del Informe 265.

Sísmica

Informe nº 523 Documentos sobre la Geología del subsuelo de España. Tomo IV. Maestrazgo. GESSAL. 1990.

1. DESCRIPCIÓN Información recopilada procedente de trabajos de prospección de Hidrocarburos y de Geología del Subsuelo, y que generó un informe de GESSAL para ENRESA (plan REA, de 1987 a 1989), parte del cual fue recogido en los tomos de Geología del Subsuelo de 1990.

2. ÁREA DEL ESTUDIO Hojas 1/50000 nº 517, 518, **519, 520**, 521, 542, 543, **544, 545, 546**, 547, 568, **569, 570, 571, 592**, 593, **594** y **616**.

3. METODOLOGÍA: Sísmica de Reflexión (campañas de 1973 a 1988), Testificación de 1963 y 1975, Aeromagnético (de 1971). Correlación estratigráfica de los sondeos profundos y otros muchos más. Produce un mapa de isopacas e isobatas del Muschelkalk II, así como numerosos cortes estratigráficos.

4. DATOS DISPONIBLES

Formato papel (scaneados):

- (M- 01, PL- 091) – Plano Geológico de la Zona del Maestrazgo. 1:200000, con posición de líneas sísmicas y sondeos mecánicos. Fichero 523_M01
- (M- 02, PL- 092) – Diagrafías GR y Neutron, interpretación del Sondeo Bobalar 2, 1:500. Fichero 523_M02
- (M- 03, PL- 093) – Diagrafías sónico y calibre, interpretación del Sondeo Salsadella 1, 1:500. Fichero 523_M03
- (M- 04, PL- 094) – Correlación de sondeos en la zona del Maestrazgo. 1:15000 (ver 507_p2). Fichero 523_M04
- (M- 05, PL- 095) – Ensayo de correlación columnas estratigráficas del Muschelkalk – (I). H.:1:200000. V.:1:3500. Fichero 523_M05
- (M- 06, PL- 096) – Ensayo de correlación columnas estratigráficas del Muschelkalk – (II). H.:1:200000. V.:1:3500. Fichero 523_M06
- (M- 07, PL- 097) – Ensayo de correlación columnas estratigráficas del Muschelkalk – (III). H.:1:200000. V.:1:3500. Fichero 523_M07
- (M- 08, PL- 098) – Ensayo de correlación de las columnas estratigráficas del Jurásico. H.:1:200000. V.:1:4000. Fichero 523_M08
- (M- 09, PL- 099) – Ensayo de correlación de las columnas estratigráficas del Cretácico Inf. H.:1:200000. V.:1:4000. Fichero 523_M09
- (M- 10, PL- 100) – Ensayo de correlación de las columnas estratigráficas del Cretácico Sup. H.:1:200000. V.:1:4000. Fichero 523_M010
- (M- 11, PL- 101) – Ejemplos de líneas sísmicas interpretadas en la zona del Maestrazgo: MA16, MA22 y MA4. (ver 507_f2). Fichero 523_M011
- (M- 12, PL- 102) – Estudio aeromagnético (1) (interpretación con profundidad del basamento en km b.n.m). 1:200000 (ver 507_p3). Fichero 523_M012
- (M- 13, PL- 103) – Estudio aeromagnético (2) (interpretación con profundidad del basamento en km b.n.m). 1:200000 (ver 507_p4). Fichero 523_M013
- (M- 14, PL- 104) – Mapa de Isobatas M – II. 1:200000. Fichero 523_M014
- (M- 15, PL- 105) – Mapa de Isopacas M – II. 1:200000. Fichero 523_M015
- (M- 16, PL- 106) – Cortes estructurales basados en líneas sísmicas, Zona del Maestrazgo. 1:50000. Fichero 523_M016

Además, se dispone de los ficheros de posición de líneas sísmicas, obtenidos por SIGEOF (procedentes del archivo de Hidrocarburos).

Informe nº 507 (parte de este Informe se complementa con el nº 523)

Consideraciones exploratorias sobre la investigación de formaciones y estructuras geológicas de interés para almacenamiento de gas en la hoja 48 Vinaroz (sector oriental de el Maestrazgo). ITGE. GESSAL para ENAGAS. 1995.

1. DESCRIPCIÓN El objetivo de este estudio es la investigación del subsuelo de la serie estratigráfica mesozoica en la hoja 48 Vinaroz del Mapa Geológico de España a escala 1:200000, con objeto de delimitar las formaciones geológicas de interés para la inyección y almacenamiento de gas natural.

2. ÁREA DEL ESTUDIO: Hoja 1/200000 nº 48 (Vinaroz)

3. METODOLOGÍA : Sondeos mecánicos y Líneas sísmicas de 1973 (CA), 1975 SM y C), 1978 (MA), 1987 (MA) y 1988 (CT). Produce un mapa de isobatas de un horizonte próximo al techo del Keuper y otro al techo de Muschelkalk II.

4. DATOS DISPONIBLES

Formato papel (scaneados):

- Correlación de sondeos Maestrazgo-1, Salsadella-1, Bobalar-1, Maestrazgo-2, Mirambel-1 (Plano nº 2). Fichero 507_p2. Las columnas de estos sondeos se encuentran escaneadas en el Informe 515 de Gravimetría. (ver también figura 523_M04, con correlación de los mismos sondeos)
- Cortes geológicos del subsuelo a partir de la interpretación de líneas sísmicas MA-22 y MA-16 con el sondeo Maestrazgo2 (Figura nº 2). Fichero 507_f2 (ver también figura 523_M11 y 523_M16)
- Columnas del triásico en el sondeo Mirambel-1, con registro de Gamma natural y sísmico. (Figura nº 3). Fichero 507_f3
- Líneas sísmicas interpretadas (SM 20 Fig. 12, SM 14 Fig. 11, SM 7 Fig. 10), en ficheros 507_SM7, 507_SM14, 507_SM20
- Isobatas de un horizonte próximo al techo del Keuper (próximo a la base del Jurásico) (Plano nº 3). Fichero 507_p3. Ver también 523_M14.
- Isobatas de un horizonte próximo al techo del Muschelkalk (M-III) (Plano nº 4). Fichero 507_p4. Ver también 523_15.

Formato digital:

- Fichero de posición de los extremos de las líneas sísmicas (507posicion.xls)
- Ficheros de posición de las líneas sísmicas:

Fuera de zona: MA 16.txt CT 8704.txt CT 8705_1.txt CT 8822.txt

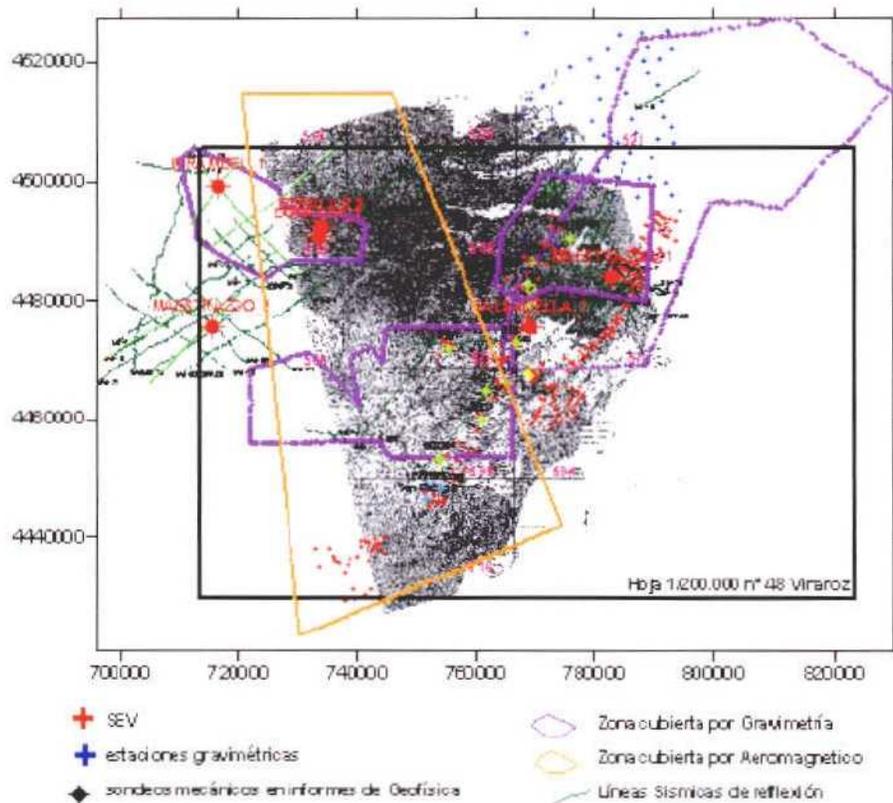
Dentro de zona: CT 8705_2.txt CT 8810.txt CT 8815.txt SM 7.txt SM 14.txt SM 20.txt (Excepto la SM20 y SM14, estas líneas no se encuentran en la base SIGEOF, y se han obtenido por digitalización de los mapas de este Informe)

- Fichero de posición de los sondeos Mirambel-1, Bobalar-1, Bobalar-2, Maestrazgo-1, Maestrazgo-2, Salsadella-1 (Sondeos_Informe507.xls).

Base de datos SIGEOF:

Se ha extraído los ficheros de posición de líneas sísmicas de las hojas 1/50.000 que comprende la hoja 1/200.000 n° 48. De estos ficheros se ha tomado la información de posición X,Y en UTM30, componiendo un solo fichero TodasMarTierraSigeo.xls y otro con sólo las líneas de tierra LineasSigeofTierra.xls.

7.1.2. Mapa de posición aproximada de los trabajos



7.2.4. Esquema de plan de trabajos a realizar

Una vez finalizado el trabajo de recopilación y primer análisis de la información geofísica disponible, durante el cuál ya se ha llevado a cabo cierta labor de preparación de la información en la forma más adecuada para su posterior utilización, se contempla el siguiente plan de trabajo, encaminado a convertir esta información básica en información de interés para los objetivos del Proyecto HIPROMA.

7.2.4.1. Respetto de la información suministrada por SEV

Todos los SEV están realizados en zonas de recubrimiento cuaternario. Puede ser de utilidad recuperar de su interpretación la potencia de materiales detríticos hasta las calizas cretácicas o jurásicas, dando la morfología detallada del basamento calizo en las zonas cubiertas. Por otra parte, se contempla obtener una tabla de rangos de variación de las resistividades de los materiales investigados en estas prospecciones, como orientación a la planificación de campañas de prospección geoelectricas de mayor poder penetrativo, como son los Sondeos Electromagnéticos en el Dominio del Tiempo (SEDT) y método Magneto Telúrico (MT)

Para ello hay que obtener conclusiones generalizadas de los Informes recopilados, realizando un corte geoelectrico tipo o columna electro-estratigráfica y electro-litológica, con codificación de resistividades uniforme, apoyándose en la mayor información de sondeos mecánicos disponibles actualmente, parte de los cuales son posteriores a las campañas geofísicas.

7.2.4.2. Respetto de la información suministrada por la Gravimetría

La información gravimétrica cubre una buena porción de la parte oriental del acuífero Jurásico. Las anomalías de Bouguer contienen información sobre las estructuras del subsuelo. Es bastante probable que exista un contraste de densidad entre los materiales triásicos y calizos; menos seguro es que pueda diferenciarse la densidad de las rocas pertenecientes al Jurásico de las del Cretácico. Por lo tanto puede intentarse utilizar la gravimetría para confeccionar modelos que permitan una cartografía, en rasgos regionales el muro del Jurásico, así como de los grandes accidentes del zócalo. Estos modelos pueden partir de la interpretación dada a las secciones sísmicas con las que se ha obtenido el mapa de isobatas del horizonte próximo al techo del Keuper en el informe 507.

Puesto que toda la información gravimétrica disponible sobre el área del acuífero Jurásico del Maestrazgo está solamente en forma de mapas en papel, es preciso proceder a su digitalización, para convertirla en información utilizable en aplicaciones informáticas. Los mapas proceden de diversas campañas, siendo necesaria su homogeneización.

Previamente, a la modelización hay que llevar a cabo una campaña de recogida de muestras en campo para análisis de densidad en laboratorio.

7.2.4.3. Respetto de la información suministrada por la Magnetometría

La magnetometría cubre toda la hoja 1/200.000 nº 48. Los mapas interpretados por CGG en el documento 523 se refieren sólo al sector suroccidental, e incorporan la profundidad del basamento, que no puede ser otro que el Paleozoico, salvo algunas anomalías intrasedimentarias que pueden provenir de las ofitas del Triás. Este documento puede servir de base para la preparación de modelos a interpretar con gravimetría, planteando una inversión conjunta de datos gravimétricos y magnéticos. La posible detección de fallas en el basamento Paleozoico tiene además interés por su posible traslación a la tectónica que afecta al Jurásico.

Para ello hay que proceder a digitalizar el mapa de isobatas del documento 523, de muy mala calidad. Por otra parte, sólo se dispone de los valores en listado del campo magnético según las líneas de vuelo, por lo que es preciso convertir este listado en un fichero digital mediante su introducción en teclado (12000 estaciones). La recuperación mediante digitalización del resto del mapa de anomalías podría ser de menor interés, al corresponder a una zona volada a altura distinta y presentar graves problemas su unión con la zona occidental.

Las mismas muestras que se tomen para gravimetría podrían analizarse de susceptibilidad, recogiendo además en campo muestras de los afloramientos del Paleozoico.

7.2.4.4. Respetto de la información suministrada por la Sísmica

La cobertura sísmica existente es escasa dentro del área de interés, y la interpretación existente fue realizada con objetivos dentro de las formaciones del Triásico. La información proveniente de las líneas sísmicas que resulta de utilidad para el proyecto HIPROMA es el mapa de isobatas del horizonte próximo al techo del Keuper, del que sólo se dispone en formato de papel. Es posible que de las líneas sísmicas pudiera extraerse además la información referente al techo del Jurásico, pudiendo así calcular su potencia como formación acuífera. De todas formas, esto sólo cubriría una pequeña porción de área de estudio; para extender esta información al resto, habría que utilizar la gravimetría, con apoyo de nuevos estudios por métodos eléctricos (SEDT, MT) en las áreas no cubiertas por datos gravimétricos.

Se necesita obtener en formato digital las isolíneas del horizonte próximo al techo del Keuper, del mapa Plano 3 del informe de GESSAL para ENAGAS. También se contempla el solicitar al servicio de Hidrocarburos líneas sísmicas complementarias para ver si su calidad permitiría trazar el techo del Jurásico. La verificación de las líneas sísmicas pedidas puede valer para decidir sobre la conveniencia de plantearse la ejecución de nueva sísmica.

7.2.4.5. Respetto de la información suministrada por la Testificación

Los sondeos de Gavia (Informe 471) quizá puedan ser de utilidad para obtener algún valor de interés para la densidad, ya que disponen de información gamma-gamma, pero de muy poca profundidad.

De las testificaciones de los sondeos de hidrocarburos, quizá pueda obtenerse alguna información sobre permeabilidad del Jurásico, de forma indirecta a través del registro de neutrón.

Puede contemplarse la conveniencia de efectuar nuevas testificaciones en sondeos seleccionados adecuadamente, especificando antes sus objetivos, al ser la testificación un dato puntual de posible escaso valor en un proyecto de cobertura regional.

Según se vaya avanzando en la realización del análisis final de la información se podrá especificar la forma más conveniente de llevar a cabo el Plan mencionado. En una primera instancia, es posible que se efectúen con los medios propios del Área de Geofísica del IGME las tareas correspondientes a los métodos de SEV, Gravimetría y Magnetometría, aunque es posible que haya que contar con Asistencias externas para tareas puntuales. Será con toda probabilidad necesario preparar Asistencias Técnicas para los complementos de tratamiento de la información Sísmica. La ejecución de campañas geoelectricas por SEDT y MT tiene que llevarse a cabo mediante contratación, al no disponer el IGME de los medios necesarios para su realización.

7.2.5. Referencias

- Álvarez, R. 1990. Geophysical determination of buried geological structures and their influence on aquifer characteristics. *Geoexploration*. Vol 27. Pag 1 – 24.
- Annechione, M.A., Chouteau, M., Keating, P. 2001. Gravity interpretation of bedrock topography : the case of Oak Ridges Moraine, southern Ontario, Canada. *Journal of Applied Geophysics*. Vol 47. Pag 63-81.
- Audigane, P., Royer, J.J., and Kaieda, H. 2002. Permeability characterization of the Soultz and Ogachi large – scale reservoir using induced microseismicity. *Geophysics*. Vol 67. Pag 203-211.
- Bourgeois, B., Mathieu, B., Vachette C., and Vaubourg, P. 1993. AMT Measurements compared with gravimetry and magnetometry for structural study of a sedimentary basin. Letlhakeng – Botlhapatlou groundwater project, Botswana. *Journal of Applied Geophysics*. Vol 31. Pag 7-25.
- Chouteau, M., Krivochieva, S., Castillo, R., Moran, T.G. and Jouanne, V. 1993. Study of the Santa Catarina aquifer system (Mexico, Basin) using magnetotelluric soundings. *Journal of Applied Geophysics*. Vol 31. Pag 85-106.
- Danielsen, J.E., Auken, E., Jorgensen, F., Sondergaard, V., Sorensen, K.I. The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *Journal of Applied Geophysics*, Oct 2003. Volume 53. Pag 181 – 198.
- Dodds A.R. and Ivic, D. 1990. Integrated geophysical methods used for groundwater studies in the Murray Basin, South Australia. Del libro (GG58): Geotechnical and environmental geophysics. *Soc. Expl. Geophys.* Vol 2 303 – 310.
- Fitterman D. V. and Stewart, M. T. 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics*, Vol 51 (1986-1), 995 – 1005.
- French, R.B., Jenks, M.D. and Connard, G.G. Geophysical investigations for groundwater in the lower Klamath lake basin, Oregon. SAGEEP-002. 9 th European Meeting of Environmental and Engineering, Geophysical Society, 2003.
- Geissler, P.E. 1989. Seismic reflection profiling for groundwater studies in Victoria, Australia. *Geophysics*, Vol 54 (1989), 31 – 37.
- Giroux, B., Chouteau, M., Descloutres, M. and Ritz, M. 1997. Use of the magnetotelluric method in the study of the deep Maestrichtian aquifer in Senegal. *Journal of Applied Geophysics*. Vol 38. Pag 77-96.
- Goldman, M., Gilad, D., Ronen A. and Melloul, A. 1991. Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the domain electromagnetic method. *Geoexploration*. Vol 28. Pag 153-174.
- Gwaze, P., Dahlin, T., Owen, R., Gwavava, O. and Danielsen, J. Geophysical investigations of the Karoo Aquifer at Nyamandhlovu, Zimbabwe. HY04. 6 th Meeting of Environmental and Engineering Geophysics. 2000.
- Liberty, L. 1998. Seismic reflection imaging of a geothermal aquifer in an

urban setting. *Geophysics*. Vol 63. Pag 1285-1294.

Krivochieva, S. and Chouteau, M. Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico). *Journal of Applied Geophysics*, Volume 52, Issue 1, January 2003, Pages 23-43.

Meekes, J.A. and Will, M.F.P. 1991. Comparison of seismic reflection and combined TEM/VES methods for hydrogeological mapping. *First Break*, Vol 9 (1991), issue 12, 543– 551.

Meju, M.A., Fontes, S.L., Oliveira, M.F.B., Lima, J.P.R., Ulugergerli E.V. and Carrasquilla, A.A. 1999. Regional aquifer mapping using combined VES-TEM-AMT/EMAP methods in the semiarid eastern margin of Parnaiba Basin, Brazil. *Geophysics*. Vol 64. Pag 337-356.

Olivar A.L. de Lima, 1993. Geophysical evaluation of sandstone aquifers in the Reconcavo - Tucano Basin, Bahía – Brazil. *Geophysics*, Vol 58. 1689 – 1702.

Plata, J.L. 2000. Técnicas convencionales de Geofísica de superficie aplicadas en Hidrogeología. Del libro “Actualidad de las técnicas geofísicas aplicadas en Hidrogeología”

Ritz, M., Descloitres, M., Robineau, B. and Courteaud, M. 1997. Audiomagnetotelluric prospecting for groundwater in the Baril coastal area, Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island. *Geophysics*. Vol 62. Pag 758-762.

Rocha, R. Hydrogeological implications of Beja Fault Location using geoelectrical methods. 8 th Meeting of Environmental and Engineering Geophysics. 2002. En la sección de Poster: pag 367.

Roselli, A., Olivier, R., Veronese, G. Gravity and seismic reflection applied to the hydrological research in a large alpine valley. IV Meeting of Environmental and Engineering, Geophysical Society. 1998. Pag 225.

Shapiro, S. A., Rothert, E., Rath, V. and Rindschwentner, J. 2002. Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity. *Geophysics*. Vol 67. Pag 212-220.

Van Overmeeren, R.A. 1989. Aquifers boundaries explored by geoelectrical measurements in the coastal plain of Yemen. A case of equivalence. *Geophysics*, Vol 54 (1989), 38 – 48.

Yousefi, E. and Kimiaghalam, J. 1991. First application of IP method in Iran to boundary detection of deeply buried salty and sweet water aquifers. (C/2) 53 rd Mtg Ein. Asso. Exp. Geophys Abstracts; E. Asoc. E. Geophy 328 – 329.

8. Teledetección y SIG

Autores:

Carmen Antón-Pacheco Bravo

Juan Carlos Gumiel

Gutiérrez

8. Teledetección y SIG

8.1. Teledetección

8.1.1. Imágenes Landsat

Las imágenes registradas por los satélites Landsat presentan resoluciones espaciales y espectrales suficientes para la detección de estructuras y litologías, y son muy adecuadas en estudios geológicos regionales, como es el caso del estudio geológico que se plantea en este proyecto. La visión sinóptica que proporcionan estas imágenes permite la detección de las direcciones principales de plegamiento, y de las fallas y accidentes tectónicos mayores.

Se ha adquirido una imagen Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM) con objeto de proporcionar una base georreferenciada que sirva tanto para integrar sobre ella los distintos tipos de datos disponibles, como para proporcionar un documento base de trabajo para las actividades de geología. Para ello se ha seleccionado una imagen del sensor ETM+ del satélite Landsat 7, más avanzado que los anteriores sensores Thematic Mapper (TM) de la serie Landsat. Este satélite registra el mismo tipo de información en las 6 bandas espectrales del rango del visible e infrarrojo próximo y la misma resolución espacial de 30 m. Sin embargo, presenta una importante mejora al introducir una banda adicional pancromática en el visible, con una resolución de 15 m. La utilización combinada de ambos tipos de información permite no solo obtener imágenes adecuadas para visualizar grandes áreas y reconocer los grandes rasgos geológicos y estructurales, sino también para generar imágenes que permiten realizar interpretaciones a escalas más detalladas. La corrección geométrica de la imagen Landsat se ha realizado utilizando la base topográfica digital del IGN a escala 1:25000, adaptada para el proyecto.

8.1.2 Actividades a desarrollar, Vuelo IR Térmico

Se plantea la adquisición de imágenes en infrarrojo térmico (IRT) con objeto de detectar y localizar con precisión las salidas del acuífero al mar. Para ello se deberá planificar una campaña de vuelos con el sensor Daedalus ATM o alternativamente con el sensor AHS del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA). Ambos instrumentos permiten adquirir imágenes IRT. El calibrado y tratamiento de las mismas permite detectar diferencias de temperatura de las superficies observadas del orden de 0,1° C.

Los costes de preparación y ejecución de una campaña de estas características serían del orden de 40000 Euros, incluyendo dos pasadas diurnas y dos pasadas nocturnas de 20 km a lo largo de la línea de costa. Una pasada a 9000 pies de altitud (2753 m), 7 m de resolución y 5000 m de cobertura lateral; la otra a 4500 pies de altitud (1376 m), 3,5 m de resolución y 2500 m de cobertura lateral. La posibilidad de hacer coincidir la fecha de la campaña con otras previstas por el INTA en áreas próximas permitiría abaratar los costes del orden de un 30% a un 40%.

En la fecha de realización del presente informe, se está pendiente de decidir la fecha del vuelo para ajustar el presupuesto y formalizar el consiguiente convenio con el INTA.

8.2 Sistema de información geográfica

8.2.1 Objetivos del proyecto SIG

El proyecto SIG consistirá en crear un Sistema de Información Geográfica en el entorno informático de ArcGis, que integre tanto la información existente como la generada a lo largo del proyecto. Este proyecto, una vez realizado, será susceptible de ser implementado en la red local del IGME (INTRANET) y accesible a los usuarios del proyecto. La información de tipo raster (imágenes, fotos aéreas, mapas escaneados, etc...), vectorial y puntual será reproyectada a un mismo sistema de proyección cartográfico: la proyección UTM en huso 30.

8.2.2 Construcción de la base de datos

La precisión de la base de datos determina la calidad del análisis y de los mapas resultantes. Los pasos en el desarrollo de la base de datos digital serán:

Diseño de la base de datos: delimitación del área de estudio, sistema de coordenadas a usar, capas o coberturas necesarias y elementos en cada una de ellas, etc.

Automatización de los datos: trasladar los datos espaciales a la base de datos (digitalizar o convertir datos desde otros sistemas), depurar la información para crear las topologías e introducir la información de los atributos en la base de datos.

Administración de la base de datos: trasladar la información espacial a las coordenadas reales, enlazar coberturas adyacentes y mantener la base de datos.

Las fuentes básicas de información ,en principio,serán:

- **Mapas Topográficos**
 - Base Cartográfica Provincial del IGN, escala 1:200000
 - Cartografía básica continua 1:50000 generada a partir de la base cartográfica nacional del IGN escala 1:25000. Esta base incluye planimetría, hidrografía y altimetría
- **Geología**
 - Mapa geológico continuo y de integración de los Magnas
 - Mapas estructurales
- **Geofísica**
 - Mapas gravimétricos
 - Mapas sísmicos
 - Mapas de magnetometría
 - Puntos de sondeos eléctricos verticales
- **Hidrogeología e Hidroquímica**
 - Mapa hidrogeológico previo de síntesis 1:100.000
 - Puntos análisis químicos e isotópicos
 - Redes de piezometría y calidad
 - Mapa de isolineas
- **Imágenes de satélite**
 - Imagen Landsat ETM georreferenciada del 29 de Mayo de 2003
- **Imágenes térmicas ATM/AHS**
 - Imágenes a adquirir durante el verano de 2005

8.2.3 Confección de mapas

Se realizarán las salidas graficas con la integración y combinación de distintas capas de información que se requieran a lo largo del proyecto.

9. Conclusiones y recomendaciones

9. Conclusiones y recomendaciones

En el presente epígrafe se recoge un resumen de las conclusiones, recomendaciones y actividades a realizar en cada una de las especialidades técnicas que integran este informe.

• GEOLOGÍA

Como conclusión de la primera fase de trabajo, que concluye con un mapa geológico provisional a escala 1:50.000 del Proyecto, se puede avanzar:

- La leyenda provisional, es aceptable para todas las unidades litoestratigráficas salvo para el Jurásico y el Cretácico Inferior en facies Purbeck (Berriasiense a Valanginiense). Una vez obtenidos los cuadros de correlación entre las unidades cartográficas de las diferentes hojas MAGNA que componen el mapa y su equivalencia con las unidades litoestratigráficas, definidas con posterioridad, debe procederse a la definición de la leyenda definitiva. La leyenda ideal debería reflejar estas unidades litoestratigráficas pero los trabajos necesarios para su aplicación desbordan ampliamente los fines y necesidades del proyecto actual.
- La información estructural reflejada en los mapas, y más concretamente los buzamientos de las capas, es muy pobre imposibilitando la correcta lectura de los mismos.

Se propone:

- a nivel de unidades cartográficas el concentrar los esfuerzos en mejorar la cartografía del Jurásico y Cretácico Inferior en facies Purbeck.
- Revisar (en el año actual) la cartografía y ampliar sensiblemente la información estructural en una franja E-O entre el anticlinal de Bovalar y la Sierra de Irta.

• Estratigrafía

El conocimiento estratigráfico es bastante desigual:

- El basamento varisco parece sensato pensar que, en su totalidad pertenecería al Carbonífero en facies Culm (afiorante en el Desierto de Las Palmas). La presencia de rocas graníticas no puede descartarse.
- El conocimiento estratigráfico del Triásico es muy desigual aunque, a los efectos del Proyecto, la información existente es suficiente. Se trata de un Trías germánico, con unas facies Bundsandstein que en su parte inferior pertenecen al Pérmico, un Muschelkalk inferior carbonatado, un Muschelkalk medio terrígeno y evaporítico (muy potente, siendo el principal nivel de despegue tectónico regional), un Muschelkalk superior carbonatado, un Keuper terrígeno y evaporítico, menos potente que el M2, y una Formación Imón carbonatada, con espesores homogéneos. El rasgo más sobresaliente es la aparente laminación tectónica de la parte superior del Triásico en el Bajo Maestrazgo.
- El Jurásico está insuficientemente conocido para las necesidades del Proyecto. A pesar de que la estratigrafía del Jurásico en la Ibérica y en las Costero Catalanas es bien conocida, en el Maestrazgo presenta diversas incógnitas. El Jurásico Inferior y Medio no se conoce, probablemente está laminado tectónicamente y algunos de sus materiales residuales pueden estar dolomitizados. La estratigrafía del Jurásico superior está suficientemente conocida aunque este hecho no se refleja en la cartografía.

- El Cretácico Inferior está, por lo menos a nivel de litoestratigrafía, suficientemente definido. Los mayores problemas se localizan en la falta de reflejo de la litoestratigrafía propuesta para el Berriasiense – Hauteriviense y Valanginiense con la cartografía, la pobre definición existente de los cambios laterales de facies y de las variaciones laterales de espesor.
- El Cretácico Superior está bien conocido a nivel regional (Cordillera Ibérica) y hay una buena información de base procedente de Canérot (1974).
- El Terciario y el Cuaternario están relativamente mal conocidos. Del primero solo se conocen bien los materiales aflorantes. El Cuaternario se conoce fundamentalmente por el reflejo geomorfológico de sus sistemas deposicionales pero está muy pobremente definida su estratigrafía y las discontinuidades existentes.

Actividades propuestas

- Para el Jurásico Inferior y Medio, la revisión de sondeos (especialmente el sondeo Maestrazgo-1) a la luz de la litoestratigrafía regional y con el apoyo de la estratigrafía de los afloramientos mas próximos. Uno de los aspectos mas importantes a resolver es la aparente laminación tectónica (?) de la parte inferior del Jurásico en el Bajo Maestrazgo.
- Para el Cretácico Inferior centrar los esfuerzos en clarificar los cambios laterales, tanto hacia cuenca (SE) como en la dirección perpendicular a la Ibérica (NE-SO). En esta última dirección ver come se producen los cambios de espesor para conocer el significado geológico y la geometría de las discontinuidades y lagunas estratigráficas.
- Integrar los datos geológicos de superficie con los datos geofísicos e hidrogeológicos para mejorar el conocimiento de la geometría de las cuencas terciarias y el relleno sedimentario de las fosas.

● Estructura geológica

Los estudios sobre la estructura deben ir dirigidos a mejorar la caracterización tanto de las fallas cartográficas como de los sistemas de fracturas a distintas escalas que afectan a los niveles acuíferos, ya que estos dos aspectos tienen especial incidencia en el establecimiento del modelo geométrico del acuífero y en el modelo de flujo.

A este respecto, en el estudio de las fallas cartográficas hay dos aspectos especialmente importantes a investigar:

- Caracterización de la geometría y cinemática de las fallas principales, y estudio de su relación con los saltos observados en los niveles piezométricos.
- Relación de las fallas cartográficas con las sustracciones de serie jurasica observadas.

En cuanto a la caracterización de la arquitectura de la fracturación los aspectos a investigar son:

- Modelo geométrico de desarrollo de la misma y su relación con las secuencias deposicionales.
- Conectividad hidráulica por fracturación entre las distintas unidades
- Sellado de las fracturas.

• Historia diagenética. Relaciones con la fracturación

Existen tres aspectos claves para la caracterización del acuífero relacionados con la diagénesis: los procesos de dolomitización y dedolomitización, la karstificación y el sellado de fracturas.

El desarrollo de las dolomitizaciones se conoce bastante bien a partir del trabajo de Nadal (2001). Sin embargo no quedan suficientemente caracterizadas las fracturas que han tenido un papel determinante en las mismas, por lo que un esfuerzo especial debe realizarse en esta dirección.

El desarrollo de la karstificación y su relación con las principales directrices estructurales y, en concreto, con la fracturación es todavía materia de especulación, por lo que igualmente debe ser un aspecto a investigar.

Dentro del área de estudio no conocemos estudios de detalle sobre el desarrollo de sellos en fracturas, por lo que debe ser otro factor a estudiar.

• **HIDROGEOLOGÍA**

Uno de los objetivos básicos a realizar durante la fase de recopilación y síntesis de la información hidrogeológica del proyecto ha sido la revisión y actualización del inventario de los puntos que estuviesen relacionados con el acuífero Jurásico o con el tránsito Jurásico-Cretácico, así como el inventario y muestreo de una serie de manantiales, situados a diferente cota topográfica, que aporten información para el estudio isotópico. Con esto, se establece una base de datos inicial, que se irá modificando y ampliando durante el desarrollo del proyecto, y que va a dar lugar, por un lado, al establecimiento de las redes de piezometría y calidad y, por otro, a una infraestructura hidrogeológica básica para estudios posteriores que se lleven a cabo en la zona.

El establecimiento de esta red de piezometría, a partir de los puntos de inventario y de las tres campañas de campo realizadas hasta la fecha de dicho informe, permitirá mejorar el conocimiento hidrogeológico de la zona. Para dicha red provisional se han seleccionado 41 puntos, distribuidos por el ámbito de la zona de estudio, en la cual está previsto realizar tres campañas anuales de medida de nivel en los meses de marzo, junio y octubre.

Asimismo se observa una importante variabilidad en las medidas obtenidas en diferentes campañas de toma de nivel, con variaciones en algunos piezómetros de hasta 40 m de diferencia entre las campañas de noviembre de 2004 y febrero de 2005 (tabla 5.3), por ello, otra de las actuaciones previstas es la instalación de instrumentación de registro continuo de nivel, preferentemente, en aquellos sondeos que registran oscilaciones muy acentuadas del mismo en cortos períodos de tiempo. La instalación de este tipo de instrumentación vendrá condicionada por las características, situación actual de la perforación y por la disponibilidad del propietario para permitir la instalación de los equipos mencionados.

Otro de los objetivos es de disponer de datos de análisis químicos a la mayor brevedad, con lo cual se ha establecido una red provisional de calidad constituida por 28 puntos de control.

Para obtener una primera evaluación de la descarga submarina del acuífero jurásico del Maestrazo se propone la utilización de dos técnicas novedosas que, en principio, deben aportar datos la mencionada descarga, permitiendo además una comparación entre los valores obtenidos por ambos métodos. Una de las técnicas se base en los isótopos de radio. Se trata de un trazador presente habitualmente en las aguas subterráneas y cuya concentración en el agua de mar es notablemente más baja, y por tanto, es la descarga de las aguas subterráneas en las zonas costeras la que crea anomalías en la concentración de estos trazadores. Dicho contraste permite evaluar las proporciones de mezcla y de ahí, la magnitud de

la descarga, que se pueden reconocer sobre áreas costeras de extensión importante. La estrategia de trabajo implica, además de conocer como se distribuyen espacialmente y en profundidad esos trazadores en la zona costera, otras posibles fuentes de dichas sustancia de otros vías que no sean las aguas subterráneas (descarga de ríos, difusión desde los sedimentos en suspensión o del fondo del mar, etc). Si los resultados confirman la viabilidad de la metodología, se ampliaría la escala de trabajo para hacer una evaluación con un carácter cuantitativo.

Y ,por otra parte, en el ámbito de la teledetección se plantea la adquisición de imágenes en infrarrojo térmico con el objetivo de detectar y localizar con precisión las salidas del acuífero al mar, para esto se deberá planificar una campaña de vuelos con el sensor Daedalus ATM o alternativamente con el sensor AHS del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial

• **HIDROQUÍMICA**

Los datos hidroquímicos e isotópicos obtenidos hasta la fecha han puesto de manifiesto la rápida renovación del agua subterránea en el acuífero Jurásico del Maestrazgo y por tanto, la importancia de la infiltración directa del agua de lluvia y la magnitud de los flujos a través de la zona no saturada. La presencia en concentraciones importantes del ion nitrato, de tritio en concentraciones próximas a los valores de la precipitación reciente y la variabilidad en los contenidos de oxígeno-18 entre campañas próximas en el tiempo en sectores del acuífero cuyo nivel piezométrico supera los 300 m de profundidad, indica la rápida renovación de las aguas y al mismo tiempo, la vulnerabilidad del sistema a fuentes de contaminación superficiales.

Los datos hidroquímicos disponibles indican que las fuentes de contaminación antrópicas han llegado a modificar de forma muy visible la calidad de las aguas subterráneas profundas, llegando hasta valores de 80 mg/L de nitrato y la presencia puntual de nitritos, amonio, fosfato o altos valores de DQO. El uso de estas aguas para abastecimiento debe implicar la realización de estudios específicos para poner de manifiesto las fuentes y vías de contaminación y la posible toma de medidas correctoras.

La rápida renovación de las aguas subterráneas debe afectar posiblemente también a los manantiales analizados hasta la fecha. Por ello se recomienda incrementar el número de puntos de manantiales donde se tomarán muestras para análisis isotópicos, preferentemente en otros sectores del Maestrazgo. Asimismo se recomienda repetir la toma de muestras en los manantiales para estudiar la variación estacional de la composición isotópica y validar la relación encontrada entre la altitud de la zona de recarga y la composición isotópica de las aguas subterráneas.

La toma de muestras a partir de los sistemas de bombeo operativos en la zona parece que sólo permite caracterizar las aguas de la parte más somera del acuífero, dando la impresión que todas las aguas subterráneas del sistema presentan un corto tiempo de tránsito. Sólo la toma de muestras a diferentes profundidades mediante un sistema de toma de muestras específico permitirá conocer con mayor detalle la estratificación de las aguas en términos de dinámica y posiblemente de calidad.

Hasta no disponer de muestras que representen horizontes más profundos del acuífero no se recomienda la datación de las aguas subterráneas mediante carbono-14, ya que los valores de tritio encontrados reflejan que la mayoría de las muestras analizadas corresponden a aguas de renovación muy rápida.

• GEOFÍSICA

Una vez finalizado el trabajo de recopilación y primer análisis de la información geofísica disponible, se contempla el siguiente plan de trabajo, encaminado a convertir esta información básica en información de interés para los objetivos del Proyecto HIPROMA

Respecto de la información suministrada por SEV, todos están realizados en zonas de recubrimiento cuaternario. Puede ser de utilidad recuperar de su interpretación la potencia de materiales detríticos hasta las calizas cretácicas o jurásicas, dando la morfología detallada del basamento calizo en las zonas cubiertas. Por otra parte, se contempla obtener una tabla de rangos de variación de las resistividades de los materiales investigados en estas prospecciones, como orientación a la planificación de campañas de prospección geoelectricas de mayor poder penetrativo, como son los Sondeos Electromagnéticos en el Dominio del Tiempo (SEDT) y método Magneto Telúrico (MT)

Para ello hay que obtener conclusiones generalizadas de los Informes recopilados, realizando un corte geoelectrico tipo o columna electro-estratigráfica y electro-litológica, con codificación de resistividades uniforme, apoyándose en la mayor información de sondeos mecánicos disponibles actualmente, parte de los cuales son posteriores a las campañas geofísicas.

La información gravimétrica cubre una buena porción de la parte oriental del acuífero Jurásico. Las anomalías de Bouguer contienen información sobre las estructuras del subsuelo. Es bastante probable que exista un contraste de densidad entre los materiales triásicos y calizos; menos seguro es que pueda diferenciarse la densidad de las rocas pertenecientes al Jurásico de las del Cretácico. Por lo tanto puede intentarse utilizar la gravimetría para confeccionar modelos que permitan una cartografía, en rasgos regionales el muro del Jurásico, así como de los grandes accidentes del zócalo. Estos modelos pueden partir de la interpretación dada a las secciones sísmicas con las que se ha obtenido el mapa de isobatas del horizonte próximo al techo del Keuper en el informe 507.

Puesto que toda la información gravimétrica disponible sobre el área del acuífero Jurásico del Maestrazgo está solamente en forma de mapas en papel, es preciso proceder a su digitalización, para convertirla en información utilizable en aplicaciones informáticas. Los mapas proceden de diversas campañas, siendo necesaria su homogeneización. Previamente, a la modelización hay que llevar a cabo una campaña de recogida de muestras en campo para análisis de densidad en laboratorio.

La magnetometría cubre toda la hoja 1/200.000 nº 48. Los mapas interpretados por CGG en el documento 523 se refieren sólo al sector suroccidental, e incorporan la profundidad del basamento, que no puede ser otro que el Paleozoico, salvo algunas anomalías intrasedimentarias que pueden provenir de las ofitas del Trías. Este documento puede servir de base para la preparación de modelos a interpretar con gravimetría, planteando una inversión conjunta de datos gravimétricos y magnéticos. La posible detección de fallas en el basamento Paleozoico tiene además interés por su posible traslación a la tectónica que afecta al Jurásico.

Para ello hay que proceder a digitalizar el mapa de isobatas del documento 523, de muy mala calidad. Por otra parte, sólo se dispone de los valores en listado del campo magnético según las líneas de vuelo, por lo que es preciso convertir este listado en un fichero digital mediante su introducción en teclado (12000 estaciones). La recuperación mediante digitalización del resto del mapa de anomalías podría ser de menor interés, al corresponder a una zona volada a altura distinta y presentar graves problemas su unión con la zona occidental.

Las mismas muestras que se tomen para gravimetría podrían analizarse de susceptibilidad, recogiendo además en campo muestras de los afloramientos del Paleozoico.

La cobertura sísmica existente es escasa dentro del área de interés, y la interpretación existente fue realizada con objetivos dentro de las formaciones del Triásico. La información proveniente de las líneas sísmicas que resulta de utilidad para el proyecto HIPROMA es el mapa de isobatas del horizonte próximo al techo del Keuper, del que sólo se dispone en formato de papel. Es posible que de las líneas sísmicas pudiera extraerse además la información referente al techo del Jurásico, pudiendo así calcular su potencia como formación acuífera. De todas formas, esto sólo cubriría una pequeña porción de área de estudio; para extender esta información al resto, habría que utilizar la gravimetría, con apoyo de nuevos estudios por métodos eléctricos (SEDT, MT) en las áreas no cubiertas por datos gravimétricos.

Se necesita obtener en formato digital las isolíneas del horizonte próximo al techo del Keuper, del mapa Plano 3 del informe de GESSAL para ENAGAS. También se contempla el solicitar al servicio de Hidrocarburos líneas sísmicas complementarias para ver si su calidad permitiría trazar el techo del Jurásico. La verificación de las líneas sísmicas pedidas puede valer para decidir sobre la conveniencia de plantearse la ejecución de nueva sísmica.

La testificación de los sondeos de Gavia (Informe 471) quizá puedan ser de utilidad para obtener algún valor de interés para la densidad, ya que disponen de información gamma-gamma, pero de muy poca profundidad.

De las testificaciones de los sondeos de hidrocarburos, quizá pueda obtenerse alguna información sobre permeabilidad del Jurásico, de forma indirecta a través del registro de neutrón.

Puede contemplarse la conveniencia de efectuar nuevas testificaciones en sondeos seleccionados adecuadamente, especificando antes sus objetivos, al ser la testificación un dato puntual de posible escaso valor en un proyecto de cobertura regional.

Según se vaya avanzando en la realización del análisis final de la información se podrá especificar la forma más conveniente de llevar a cabo el plan mencionado. En una primera instancia, es posible que se efectúen con los medios propios del Área de Geofísica del IGME las tareas correspondientes a los métodos de SEV, Gravimetría y Magnetometría, aunque es posible que haya que contar con Asistencias externas para tareas puntuales. Será con toda probabilidad necesario preparar Asistencias Técnicas para los complementos de tratamiento de la información Sísmica. La ejecución de campañas geoelectricas por SEDT y MT tiene que llevarse a cabo mediante contratación, al no disponer el IGME de los medios necesarios para su realización.

10. Anexo I

10. Anexo I.

Estudios similares:

10.1. Acuífero de la Sierra de Crevillente

1.-Localización y marco geológico

El acuífero de la Sierra de Crevillente, con una extensión de unos 100 km², se ubica en su totalidad en las comarcas alicantinas del Medio Vinalopó y Bajo Vinalopó, en el sector suroriental de la provincia de Alicante.

Desde un punto de vista hidrográfico se ubica entre las cuencas del Segura (tercio suroccidental del acuífero) y la cuenca del Júcar (tercios medio y nororiental). Orográficamente consiste en una alineación montañosa principal de dirección NE-SO (Sierra de Crevillente) con cotas que superan los 800 m s.n.m., y una serie de relieves menores (sierras de Frailes, Rollo, Ofra y Ors), ubicado todo el conjunto entre el valle del Vinalopó y la llanura del Campo de Elche.

Desde un punto de vista geológico, este acuífero se encuentra situado en un área estructuralmente compleja dentro de las zonas externas de la Cordillera Bética, ya que es la zona donde el Subbético alóctono se solapa mediante cabalgamiento sobre el Prebético de Alicante, a favor de los niveles arcillosos plásticos del Trías en facies Keuper, que actúa como nivel regional de despegue. El Subbético está constituido básicamente por materiales jurásicos carbonatados, constituidos por más de 500 m de calizas, calizas dolomíticas y dolomías, sobre los que se disponen margas y margocalizas cretácicas (Neocomiense-Senoniense), con una potencia del orden de 100 m. El Prebético para-autóctono está constituido principalmente por margas, calizas margosas, calizas y areniscas que abarcan desde el Neocomiense hasta el Paleógeno. Al sur de la Sierra de Crevillente aflora una serie neógena marina post-orogénica, que configura el sustrato del relleno cuaternario de la depresión del Campo de Elche.

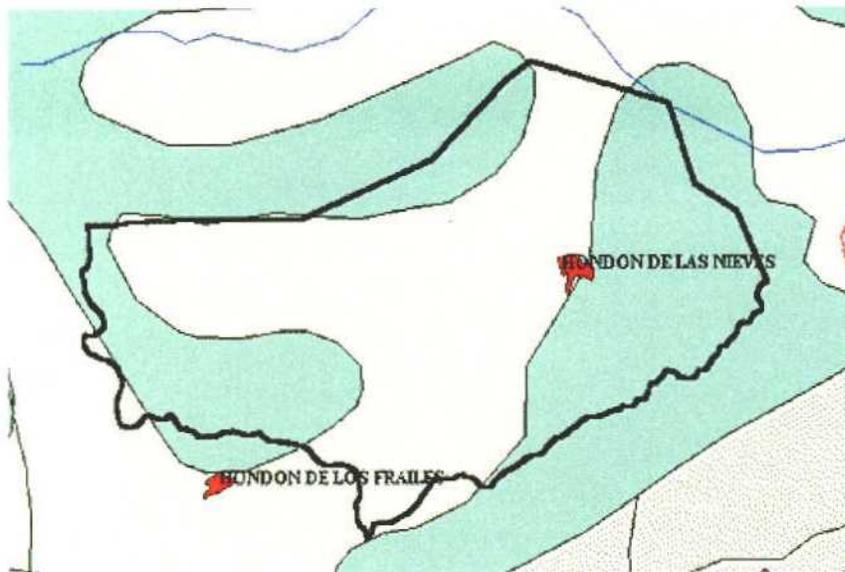
2.- Hidrogeología

Marco hidrogeológico

El Subsistema acuífero 99.01 Sierra de Crevillente se enmarca en el Sistema Acuífero 99 Subbético de Murcia. El acuífero principal lo constituyen las dolomías y calizas del Lías, con una potencia de unos 500 m, que forman parte de una unidad estructural alóctona del Subbético, que se sitúa mediante cabalgamiento sobre el Prebético Meridional, actuando como nivel de despegue las arcillas triásicas en facies Keuper. La superficie de afloramiento del acuífero es de unos 80 km².

El impermeable de base lo constituye el propio Trías, así como los materiales margosos del Prebético autóctono (Albiense-Paleoceno). Existe un impermeable de techo que confina parte del acuífero, que está formado por materiales predominantemente margosos del Jurásico superior y Cretácico así como por sedimentos también margosos del Mioceno y Pliocuatnario, figura 1.

Los límites del subsistema son (ITGE, 1989): por el norte entra en contacto mecánico con las margas y margocalizas del Prebético mediante una falla de dirección ENE-OSO, falla de la Canalosa (Corchón *et al.*, 1989), inyectada por Keuper; al sur y sureste el límite viene dado por el propio Trías de Crevillente; el Trías marca así mismo los límites este y oeste del subsistema; el límite suroeste está marcado por una falla cubierta por el Cuaternario e inyectada por el Trías, la cual entra en contacto con los materiales impermeables del Cretácico Prebético.



- Acuíferos carbonatados generalmente extensos, muy permeables por fisuración y karstificación y productivos
- Formaciones generalmente extensas, en general de baja permeabilidad, que pueden albergar en profundidad acuíferos de mayor permeabilidad y productividad, incluso de interés regional.

Figura 1. Unidad Hidrogeológica 08.52 Crevillente

Por lo tanto se trata de un acuífero carbonatado libre, aunque localmente se encuentra confinado por depósitos miocenos y pliocuaternarios margosos, cuya permeabilidad es por fisuración y/o karstificación. Toda la recarga del subsistema, $1,5 \text{ hm}^3$ como promedio, procede de la infiltración de agua de lluvia, lo que corresponde a un 6% de la precipitación. Las salidas se producen exclusivamente por bombeos, con una tasa anual de extracción de 17 hm^3 . Este desfase entre recarga y extracciones ha llevado en las últimas décadas a una situación de sobreexplotación, con una disminución drástica de las reservas y descensos continuos del nivel piezométrico. Por ello existe en la actualidad una declaración provisional de sobreexplotación, vigente desde 1987 (Aragonés *et al.*, 1989).

Modelo conceptual de flujo

La explotación intensiva que sufre este acuífero, desde la década de los 60 ha provocado una modificación generalizada del flujo natural, existente con anterioridad, por lo que es interesante hacer una revisión de la historia de las extracciones, figuras 2 y 3.

Las primeras explotaciones se iniciaron a principios de los 60, tratándose de pozos poco profundos ubicados en el borde oriental del acuífero (zona del barranco del Tolomó) y próximos a los lugares de mayor uso agrícola potencial (Pulido Bosch, 2000). Simultáneamente, entre 1961 y 1964, se construyó una galería, en el sector occidental, para captación de agua subterránea, de 2.360 m de longitud y 2,5 a 3 m de diámetro, bajo el nivel piezométrico, denominada Galería de los Suizos (a cota 460 m s.n.m.). Inicialmente el nivel freático se encontraba a unos 100 m sobre la galería (cota piezométrica 560 m s.n.m.), lo que provocó un drenaje de 200 l/s por su boca, aunque por poco tiempo. En su interior se perforaron 12 sondeos con un potencial de bombeo superior a 1200 l/s.

ESQUEMA HIDROGEOLOGICO DEL SISTEMA ACUIFERO DE LA SIERRA DE CREVILLENTE

Fig. 2

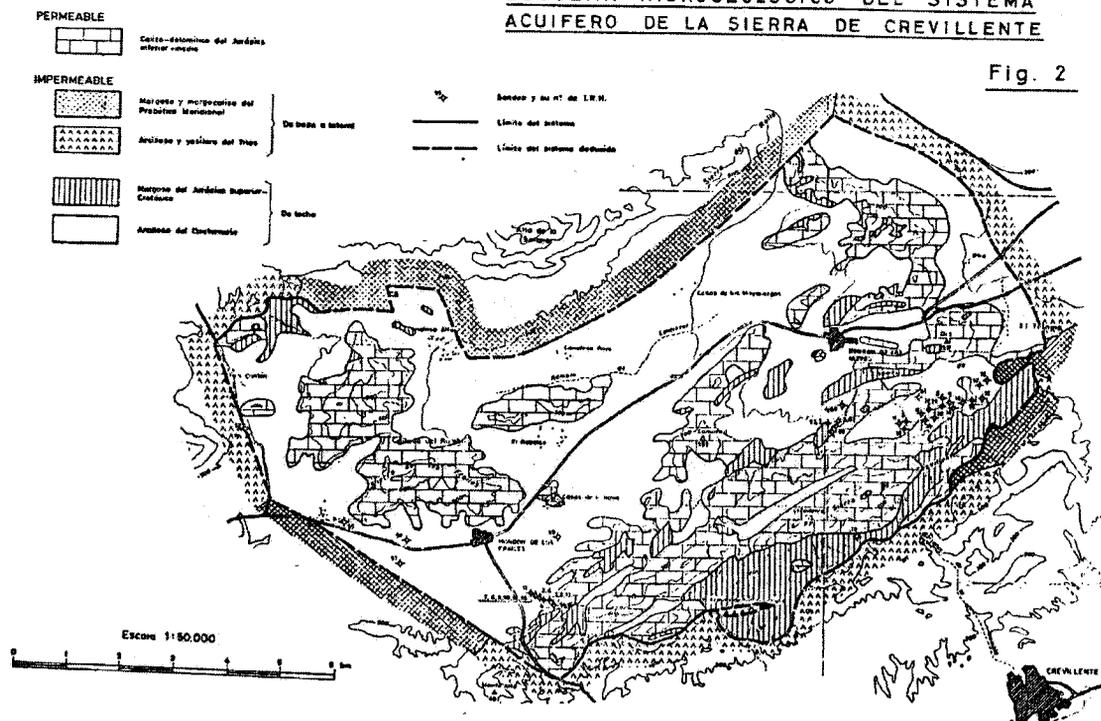


Figura 2. Esquema hidrogeológico del Subsistema acuífero 99.01 Sierra de Crevillente (Solís, et al., 1983)

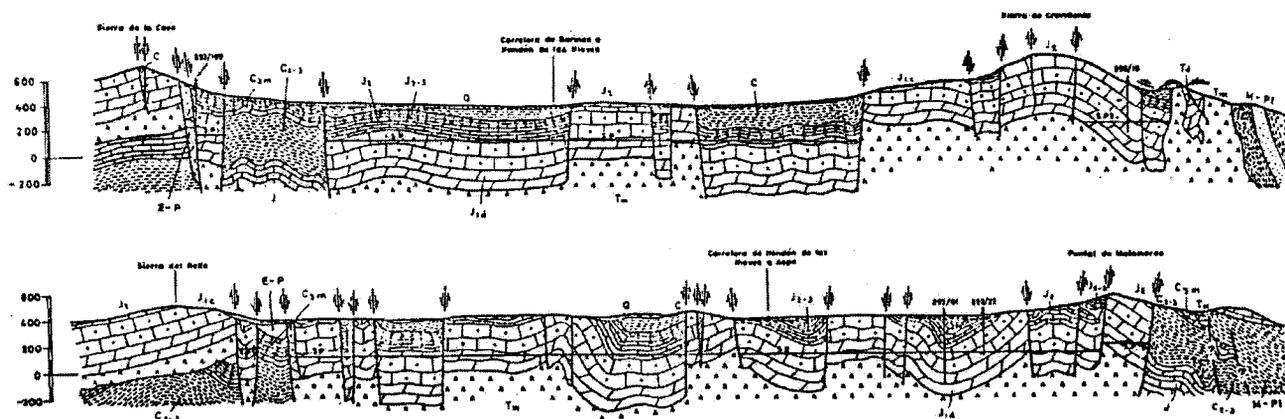
Los sondeos del sector oriental fueron reprofundizados en las décadas de los 70 y 80, buscándose además nuevos emplazamientos con el fin de satisfacer una demanda en crecimiento. Así, las extracciones en 1978 llegaron a alcanzar los 30 hm³/año, lo que unido a una recarga media de 1,5 hm³/año provocó un descenso continuo de los niveles.

En el sector occidental del acuífero, donde se ubica la galería de los Suizos, la piezometría descendió entre 1962 y 1966 de 560 m s.n.m. hasta 240 m s.n.m. y entre 1966 y 1995 de 240 m s.n.m. hasta 60 m s.n.m., de acuerdo con los datos de los pozos existentes en la galería (Corchón *et al.*, 1989). De acuerdo con datos más recientes de pozos de abastecimiento, ubicados 1,5 km al norte de la boca NO de la galería, la cota piezométrica en el año 2000 era de 29 m s.n.m.

En el sector oriental del acuífero la cota piezométrica descendió desde 1966 hasta 1994 de 340 m s.n.m. hasta -25 m s.n.m.

Con anterioridad al año 1981, el sentido de flujo era NE a SO, pero la modificación de la superficie piezométrica ha invertido este sentido, siendo en la actualidad de SO a NE.

Se puede decir en general que la profundidad del nivel piezométrico en gran parte del acuífero se encuentra a profundidades del orden de los 450 m.



S.P. Superficie piezométrica.

SERIE SUBBETICA.

C. Cretácico. Margas.

J2-3. Jurásico medio-inferior. Caliza roja nodulosa, margocalizas y margas.

J2. Jurásico medio. Calizas con sílex e intercalaciones margosas, calizas claras.

J1c. Jurásico inferior. Caliza masiva, oolítica.

J1d. Jurásico inferior. Dolomías.

SERIE PREBETICA.

E-P. Eoceno inferior-Paleoceno. Arenas, areniscas y margas.

C3m. Senoniense. Margocalizas blancas y rojas, margas.

C2-3. Vraconiense. Margocalizas y margas.

J. Jurásico. Calizas.

SERIE POST-OROGENICA S.LTO.

M-PL. Margas, areniscas, conglomerado y calizas.

Figura 3. Cortes hidrogeológicos del Subsistema Acuífero de la Sierra de Crevillente (Solís, et al., 1983).

Hidroquímica

La información sobre las características físico-químicas originales de este acuífero (previas a las extracciones intensivas), es muy escasa, debido principalmente a la ausencia de surgencias naturales (Andreu Rodés *et al.*, 1998). Los primeros datos son de tipo cualitativo e indican que inicialmente ya existía una cierta zonación hidroquímica, siendo las aguas del borde meridional las de mayor mineralización, debido posiblemente a que el acuífero se pone en contacto directo con una bande de Keuper salino.

Las características físico-químicas de las aguas han sufrido un importante proceso de deterioro, como consecuencia de la sobreexplotación, y los descensos piezométricos asociados. La existencia de materiales evaporíticos de las facies Keuper, tanto en el sustrato como en los bordes del acuífero, trajeron aparejado un aumento de la salinidad del agua bombeada, lo que lleva a que en gran parte de los pozos aun activos se extraigan aguas cloruradas sódicas (Andreu, 1997).

En el área del barranco del Tolomó (sector oriental del acuífero), gran número de pozos han sido abandonados debido a la mala calidad del agua. Este sector es el más influido por el deterioro de la calidad. La información de algunas columnas litológicas confirman la presencia de facies Keuper en profundidad (Andreu, 1998). Así las concentraciones en cloruro sódico alcanzan los 3.000 mg/l (Pulido-Bosch, 1991). En este sector la conductividad ha variado desde 1980 hasta la actualidad entre 1.500 a 4.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, siguiendo una pauta paralela a los descensos piezométricos. Por el contrario en la Sierra del Rollo (sector nororiental), las aguas han mantenido las facies originales bicarbonatadas cálcico-magnésicas y una conductividad de 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Ello se puede deber a que los descensos piezométricos han sido menos acusados que en otros sectores, aunque también podría tener importancia el hecho de que los sistemas de circulación captados aporten aguas con menor tiempo de residencia en el acuífero (Pulido Bosch, *et al.*, 1995 y Andreu, 1997), o bien que las rocas evaporíticas se encuentren más distantes (Andreu *et al.*, 1998).

En el sector occidental la salinidad del agua ha variado con los descensos piezométricos (Rodés *et al.*, 1998). Según los análisis realizados durante la construcción de la galería de los Suizos, en 1962, los contenidos en ClNa eran de 350 mg/L, mientras que en 1998 solían superar los 1.000 mg/L. Una característica de este sector es que los contenidos en sulfatos son superiores a los del resto del acuífero, probablemente debido a que las rocas evaporíticas del Keuper en esta área presentan una mayor proporción de yesos frente a halita (Pulido Bosch *et al.*, 1995).

En definitiva, todos los datos parecen indicar que las variaciones piezométricas han provocado una compartimentación hidroquímica del acuífero, evolucionando de forma independiente los distintos sectores. Se pone de manifiesto que las características geológicas y la presencia de materiales evaporíticos han condicionado fuertemente la calidad del agua.

3.-Técnicas de estudio y valoración

Las investigaciones llevadas a cabo en el acuífero de Crevillente desde la década de los 60, han permitido conocer el funcionamiento hidrodinámico y la evolución hidroquímica, siguiendo una metodología hidrogeológica clásica. Desde la construcción de la galería de los Suizos, y los pozos de bombeo situados en su interior, y desde la perforación de los sondeos existentes en el sector oriental del acuífero, se ha seguido la evolución piezométrica y las características químicas del agua, lo que unido a la estimación de la recarga llevó a la conclusión de que existe una situación de sobreexplotación, con una depresión constante del nivel piezométrico, un empeoramiento paralelo de la calidad del agua y una compartimentación hidrodinámica e hidroquímica del acuífero.

No se ha podido constatar la aplicación de técnicas especiales de investigación, (geofísicas o hidroquímicas), a excepción de la introducción de videocámaras en dos pozos del sector de Tolomo, en 1986, que permitió observar más de 20 cavidades de tamaño pequeño y mediano en la zona de vaciado del acuífero (antes de la sobreexplotación se encontraba saturada). Esta observación permitió hacerse una idea de la importancia de los procesos de karstificación en la masa de carbonatos.

La ausencia de estudios especializados se debe posiblemente al desahucio temprano de este acuífero, tras la euforia inicial provocada por los altos rendimientos obtenidos en las mencionadas obras de captación.

4.-Referencias bibliográficas

Andreu, J.M. (1997). Contribución de la sobreexplotación al conocimiento de los acuíferos kársticos de Crevillente, Cid y Cabeço d'Or (provincia de Alicante). Tesis doctoral. Universidad de Alicante.

Andreu Rodés, J.M., Estévez Rubio, A., Morell Evangelista, I., y Pulido-Bosch, A. (1998). La contaminación de acuíferos kársticos ligada a la sobreexplotación. En: Jornadas sobre la contaminación de las aguas subterráneas: un problema pendiente. Valencia 1998. AIH-GE. 355-362 pp.

Aragónés Beltrán, J.M., Corchón Rodríguez, F. y Santafé Martínez, J.M. (1989). Planes de Ordenación de acuíferos sobreexplotados. La experiencia del de la Sierra de Crevillente (Alicante). En: La sobreexplotación de acuíferos. Editores: Antonio Pulido Bosch, Antonio Castillo Martín y Alberto Padilla Benítez. Granada. ISBN: 84-7840-031-1. pp 177-191.

Corchón Rodríguez, F., Rodríguez Estrella, T. y Sánchez-Almohalla Serrano, E. (1989). Datos básicos para la realización del plan de ordenación del acuífero sobreexplotado Sierra de Crevillente. . En: La sobreexplotación de acuíferos. Editores: Antonio Pulido Bosch, Antonio Castillo Martín y Alberto Padilla Benítez. Granada. ISBN: 84-7840-031-1. pp 471-483.

ITGE, (1989). Las aguas subterráneas en la Comunidad Valenciana, uso, calidad y perspectivas de utilización. Colección informe. Ministerio de Industria y Energía. Madrid. ISBN: 84-7840-004-4. 298 p.

Pulido Bosch, A. (1991). The overexploitation of some karstic aquifers in the province of Alicante (Spain). En: XXIII Congreso A.I.H. "Sobreexplotación de acuíferos". Puerto de la Cruz, 191. 557-561 pp.

Pulido Bosch, A., Morell, I., y Andreu, J.M. (1995). Hydrogeochemical effects of groundwater mining of the Sierra de Crevillente Aquifer (Alicante, Spain). *Environmental Geology*, 26: 232-239 pp.

Pulido Bosch, A. (2000). La explotación de las aguas subterráneas y su implicación en la desertización. *Boletín Geológico y Minero*. Vol. 111-5, 3-18 pp. SIN 0366-0176.

Solís García-Barbón, L.A., Rodríguez Estrella, T., y Senent Alonso, M., (1983). Cálculo de la curva de explotación en el sistema acuífero de la Sierra de Crevillente (Alicante). III Simposio de Hidrogeología. Asociación Española de Hidrología Subterránea. Madrid. Tomo IX. p. 345-359.

10.2 Acuífero profundo del Campo Dalías

1.- Localización y marco geológico

El Campo Dalías se sitúa en el extremo SE de Andalucía, al SO de la ciudad de Almería, en el entorno del sector suroriental de las Cordilleras Béticas.

Desde un punto de vista geomorfológico constituye una llanura costera, con una extensión de unos 330 km², que se desarrolla entre la vertiente sur de la Sierra de Gádor y el Mar Mediterráneo. Tiene forma de semielipse y una longitud de línea de costa de unos 50 km. Dicha llanura se forma por el modelado litoral cuaternario que actúa sobre una cuenca sedimentaria originada durante la distensión post-alpina, controlada por fracturas extensionales de dirección bética (ENE-OSO), lo que implica una posible inversión tectónica. Durante dicho periodo extensional, de edad Tortoniense-Messiniense, se produce un hundimiento gradual de la vertiente sur de la Sierra de Gádor, hacia el Mar Mediterráneo, lo que origina una cuenca marina, con un basamento formado por los mismos materiales de la mencionada sierra, figura 1.

El esquema simplificado de la sucesión de materiales en el Campo Dalías se ajusta al modelo de cuencas neógenas de la Cordillera Bética. De acuerdo con el mismo, el basamento de la cuenca está constituido por los materiales triásicos y permotriásicos del manto de Gádor, y el manto de Felix, ubicado este último estructuralmente sobre el de Gádor en algunos sectores de la cuenca, pertenecientes ambos al Complejo Alpujárride, compuesto por una serie carbonatada con una potencia máxima de 1.000 m, y un basamento metamórfico de bajo grado, constituido principalmente por fillitas. Dentro de la serie carbonatada se distingue un tramo inferior de naturaleza calco-esquistosa, un potente tramo intermedio constituido por mármoles dolomíticos masivos, y un tramo superior, con escaso desarrollo, formado por calizas con intercalaciones detríticas.

El relleno postorogénico de la cuenca abarca materiales desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario. Los materiales miocenos están representados por calcarenitas, conglomerados y calizas pararecificales, que a modo de orla afloran como parches en los bordes de la sierra de Gádor. Estos materiales, atribuidos al Tortoniense, pasan hacia el sur a margas, más o menos arenosas, con evaporitas. En la mitad oriental del campo afloran conglomerados de cantos de rocas volcánicas envueltos en una matriz también volcánica. Los materiales suprayacentes, atribuidos al Messiniense-Plioceno, están representados por hasta 700 m de margas marinas que hacia techo presentan mayor proporción de arenas. Culminan con hasta 120 m de calcarenitas.

Tapizando los materiales terciarios aparece un sistema de abanicos aluviales cuaternarios, que jalonan el borde meridional de la Sierra de Gádor, pudiendo alcanzar espesores de hasta 150 m. En el centro del campo aparecen depósitos arcillosos de cantos redondeados de cuarzo (sedimentos distales de los abanicos aluviales, o depósitos de glacia). Hacia la costa se desarrollan distintos episodios de depósitos de playa.

Además de la existencia de una tectónica tangencial alpina, caracterizada por mantos de corrimiento y un metamorfismo que afecta a las unidades internas de las cordilleras Béticas, existe una tectónica de fracturación post-orogénica que continúa en la actualidad, y que afecta a los materiales pliocenos y cuaternarios.

Al nivel del basamento Alpujárride y en el interior del Campo Dalías, se puede seguir mediante datos sísmicos un gran anticlinal de dirección bética ENE-OSO, tradicionalmente denominado horst de Guardias Viejas, que atraviesa toda la cuenca.

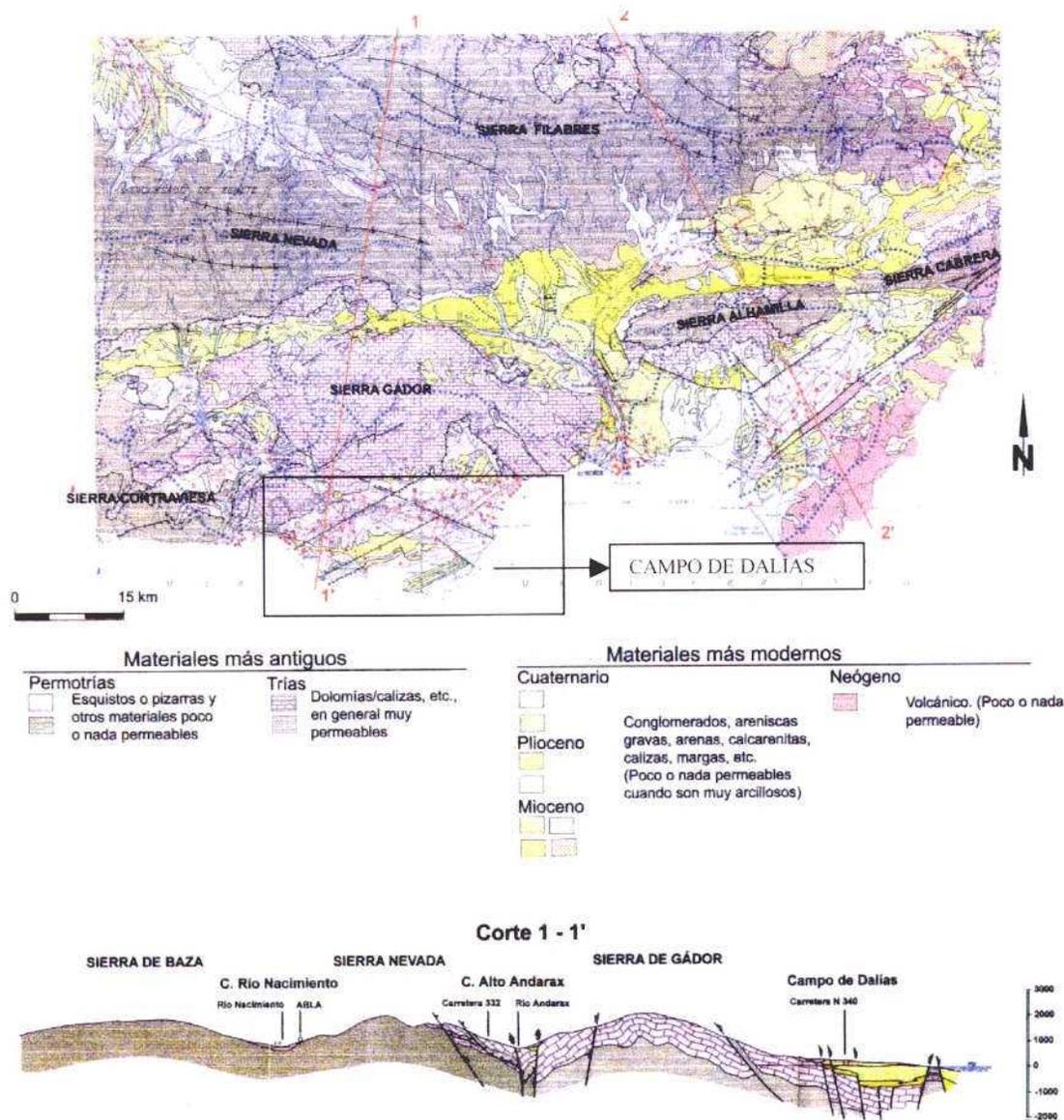
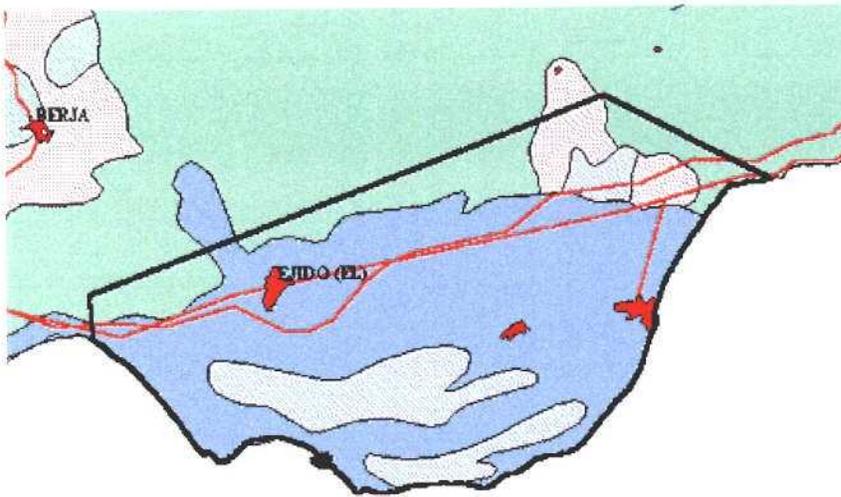


Figura 1. Mapa geológico del sector suroriental de las Cordilleras Béticas. Situación del Campo de Dalías. González Asensio, et al., (2003a).

2.- Hidrogeología

Marco hidrogeológico

El conjunto de acuíferos del Campo de Dalías constituye el "Subsistema Hidrogeológico Sur de Sierra de Gádor - Campo de Dalías", figura 2, el más meridional e importante de los tres que integran el "Sistema Hidrogeológico de Sierra de Gádor y acuíferos de sus cuencas marginales". Consiste en un conjunto de acuíferos de estructura compleja, que en la llanura quedan superpuestos de dos a tres capas, relacionados entre sí y con el mar. Los materiales que tienen comportamiento acuífero son los carbonatos triásicos de la Sierra de Gádor, las calcarenitas del Mioceno, las calcarenitas pliocenas y los sedimentos de los abanicos aluviales cuaternarios. Los materiales que actúan como acuícludos, y eventualmente acuitardos, son las fillitas y calcoesquistos alpujárrides, las margas pliocenas y los limos y arcillas rojas cuaternarias.



- Acuíferos detríticos, generalmente extensos, muy permeables y productivos.
- Acuíferos detríticos extensos, discontinuos y locales de permeabilidad y producción moderadas. (No excluyen la existencia en profundidad de otros acuíferos cautivos y más productivos).
- Acuíferos carbonatados, generalmente extensos, muy permeables y productivos.
- Acuíferos carbonatados, extensos, discontinuos y locales de permeabilidad y producción moderadas. (No excluyen la existencia en profundidad de otros acuíferos cautivos y más productivos).

Figura 2. Unidad Hidrogeológica 06.14 Campo de Dalías.

De forma muy sintética se distinguen dos grupos de acuíferos, figura 3,: acuíferos inferiores y de cobertera (IGME, 1982, ITGE, 1995), dentro de los cuales destacan, por su extensión y/o sus recursos, los siguientes:

Acuífero Superior Central

Ocupa unos 225 km² de afloramientos. Se trata de un acuífero costero, superficial, libre y poroso, que ocupa gran parte de la llanura del Campo. Está formado por una capa con espesor de 100-150 m de arenas, gravas, areniscas y calcarenitas superiores. El impermeable de base lo constituyen margas pliocenas con un espesor variable, desde unas decenas a más de 700 m.

La profundidad del nivel freático oscila entre 80-90 m, en las zonas más altas del llano, hasta sólo unos metros en las costeras. Salvo excepciones siempre se encuentra sobre el nivel del mar. La calidad es mediocre a mala, con contenidos en sales entre 1.000 y 6.000 mg/L.

La recarga de este acuífero procede de la infiltración del agua de lluvia (lluvias directas y ramblas procedentes de la sierra), así como retornos de riegos con aguas procedentes de fuera del acuífero. Los recursos ascienden a 20-25 hm³/año. Las salidas principales corresponden a los bombeos netos, con un volumen de 14 a 15 hm³/año.

Acuíferos Inferiores (Acuífero Profundo)

Se trata de un acuífero con una zona libre, correspondiente a la sierra y borde del Campo, y una zona confinada, bajo las filitas alpujárrides de Balsa Nueva, o bajo margas y arcillas en la zona llana. Es un acuífero fisurado carbonatado (calizas y dolomías de la sierra) con varios centenares de metros de espesor, a veces con un tramo poroso en su parte alta (calcarenitas miocenas). Se pueden distinguir dos subunidades, denominadas **acuífero inferior occidental** y **acuífero inferior noreste**.

En el sector occidental del Campo (acuífero inferior occidental o unidad de Balanegra) tiene una extensión superficial de unos 200 km², de los que algo menos de la mitad se encuentran confinados bajo las margas pliocenas y parte se sitúa bajo el acuífero superior, siendo el impermeable de base las filitas del manto de Gádor. El borde NE está parcialmente jalonado por filitas y por una zona de falla, a lo largo la cual se puede establecer cierta conexión hidráulica con la unidad acuífera de Aguadulce, que ocupa el sector NE del Campo. Las medidas piezométricas a ambos lados de la falla no parecen apoyar esta conexión, aunque desde el punto de vista hidrogeoquímico no se aprecian diferencias entre ambos bloques (Vallejos, 1997; Vallejos *et al.*, 1997). La transmisividad es de 15.000 a 21.000 m²/día. En este sector se detectan procesos de enriquecimiento salino, termalismo y contenido muy elevado en el ión bicarbonato, y un TSD inferior a 600 ppm. Los recursos de esta unidad se estiman en 13,5 a 17 hm³/año, de los que 9 a 11 hm³/año corresponden a infiltración de agua de lluvia, 4 a 5,5 hm³/año proceden del acuífero superior y 0,45 hm³/año a retornos de riego. Los bombeos de esta unidad fueron de 66 hm³/año en 1995, aunque en la actualidad podrían superar esta cifra.

En el sector oriental (acuífero inferior nororiental o unidad de Aguadulce), los materiales del manto de Felix adquieren un amplio desarrollo, dispuestos sobre los materiales del manto de Gádor. El tramo carbonatado de Felix está separado del de Gádor por un tramo basal de filitas, por lo que existen dos niveles acuíferos individualizados. La transmisividad en las dolomías de la sierra de Gádor es de 14.000 a 17.000 m²/día. En la unidad de Aguadulce existen procesos de mezcla con agua de mar, aunque también se detecta un enriquecimiento en sulfatos de origen diferente.

En general, la profundidad del nivel piezométrico en el acuífero profundo es muy variable (de 100 a 1.000 m). Es característico que el nivel en cualquier sondeo que capte este acuífero, tenga una cota de una a dos decenas de metros bajo el nivel del mar.

Modelo hidrogeológico conceptual

Para establecer el funcionamiento hidrogeológico del Campo Dalías en régimen natural y su relación con la Sierra de Gádor habría que remontarse a la situación de los años cuarenta (Pulido Bosch, *et al.*, 2003). En tal situación, el área de alimentación principal sería la Sierra de Gádor, aunque la infiltración de las lluvias caídas sobre el propio Campo también contribuiría a recargar el sistema.

Las únicas referencias de surgencias corresponden al manantial termal de Baños de Guardias Viejas, con un reducido caudal, así como el manantial de Aguadulce, que debería ser el punto principal de drenaje de todo el Campo. También podrían existir surgencias difusas que descargarían directamente al mar o a la zona de humedales existentes tras el cordón litoral de dunas.

Con respecto a los intercambios hídricos verticales, el acuífero superior alimentaría al inferior en todos los sectores donde su nivel piezométrico estuviese por encima, a través de las margas arenosas semipermeables y en periodos de aguas bajas. El manantial de Guardias Viejas sería un punto visible de flujo intermedio y/o regional, alimentado por el agua infiltrada en el tramo de Sierra de Gádor, que recargaría al acuífero inferior occidental.

En el acuífero inferior nororiental el intercambio hídrico en la zona de superposición de materiales acuíferos de distintos mantos y edades podría ser ascendente o descendente en función de los potenciales relativos. Dado que todo el área de alimentación de los materiales más profundos (manto de Gádor) tendría una cota superior a la de los restantes, cabe pensar que el intercambio sería ascendente y posiblemente con agua termal.

En régimen influenciado, el acuífero superior presenta un aumento de recarga con respecto al régimen natural, mientras que el acuífero profundo tiene un marcado déficit bien identificado por la existencia de cotas bajo el nivel del mar en grandes sectores.

El funcionamiento del acuífero inferior nororiental es el que ha sufrido mayor variación. Por medio de isotermas, se ha podido identificar el sector de alimentación preferencial de las calizas y dolomías de Gádor. Por otro lado, la situación hidrodinámica muestra una clara inversión del flujo que se ha producido en Aguadulce y la conexión de las dolomías del manto de Felix con el mar.

Un aspecto de gran interés sería determinar el origen de la desconexión hidráulica del acuífero inferior con el mar (Domínguez, *et al.*, 2001), aun a pesar de estar localmente muy descomprimidos (nivel piezométrico a más de 10 m bajo el nivel del mar).

Hidrogeoquímica

La calidad natural del agua en los acuíferos inferiores es buena en general para los usos de abastecimiento y riego, con concentraciones de sales menores de 500 mg/L y con 600 μ S/cm de conductividad (González Asensio, 1997). Las facies predominantes son bicarbonatadas magnésico-cálcicas, que sufren modificaciones principalmente por mezclas de aguas, con frecuencia potenciadas por el uso.

En los acuíferos de cobertera, las características naturales están influenciadas por una mayor variabilidad de la procedencia del agua de recarga, o en las magnitudes y velocidad del flujo circulante (González Asensio, 1997). Así, las menores salinidades (500-1.000 mg/L) se encuentran las zonas de recarga desde los acuíferos inferiores, o por la infiltración de la escorrentía superficial procedente de la sierra, originando aguas con predominio de facies mixtas bicarbonatado cloruradas o cloruradas cálcico-magnésico-sódicas, mientras que las mayores concentraciones (superiores a 2.500 mg/L) se dan en compartimentos de escasa recarga, áreas más alejadas de la sierra y zonas menos permeables, con predominio de la facies clorurada-sódica (González Asensio *et al.*, 2003 b).

3.- Técnicas de estudio y metodología

La primera investigación hidrogeológica sistemática de los acuíferos del Campo de Dalías se realizó en el marco del Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS), llevado a cabo en la primera mitad de la década de los 70 por el IGME y el IRYDA (IGME-IRYDA, 1977). Desde entonces y hasta la actualidad, la Administración Central y la Junta de Andalucía, han continuado de manera constante la investigación para establecer un modelo conceptual consistente de los acuíferos implicados. En los siguientes apartados se hace una revisión de los trabajos más recientes, realizados o en vías de ejecución, en los cuales se aplican técnicas, en algunos casos, novedosas.

Técnicas Geofísicas

Campaña de sísmica de reflexión (Pulido Bosch, *et al.*, 2003)

METODOLOGÍA

El objetivo esencial de esta investigación es obtener una respuesta a los interrogantes estructurales que pueden tener importantes implicaciones hidrogeológicas. Para ello se realizó una campaña mediante vibrosísmica, con la fuente de energía generada por varias planchas metálicas vibrando y apoyadas en el suelo, en lugar de los explosivos convencionales. Dado que cada punto de registro estaba integrado por un único geófono, la información generada no puede ser tratada en 3D, aunque esto se palió con una gran densidad de perfiles generados.

RESULTADOS

En el momento de redactar este resumen los resultados no están disponibles.

Diagrafías en un sondeo profundo de investigación (Marín *et al.*, 2003)

La Consejería de Agricultura y Pesca de Andalucía financió un sondeo profundo de investigación y seguimiento de la intrusión marina, en el año 2001, denominado "Cañuelo-1200" (Consejería de Agricultura y Pesca, 2001). Este sondeo, ubicado en el área del El Viso, perseguía la investigación del Acuífero Inferior Noreste (Unidad de Aguadulce). Con una profundidad total de 1.220 m (constituye la obra de mayor profundidad en el Campo de Dalías), se perforó a percusión en los primeros 212 m y a rotación con lodos bentoníticos hasta el final del sondeo. Los primeros 430 m fueron aislados, con el fin de realizar distintas pruebas y ensayos a partir de esta profundidad. La columna del sondeo se puede sintetizar de la siguiente manera: 0-418 m, depósitos recientes de relleno de la cuenca neógena (Mioceno-Plioceno) y desde 418 hasta 1.220 m atraviesa los carbonatos triásicos del Manto de Gádor, constituido por una alternancia de dolomías, calizas, calcoesquistos, margocalizas con alguna intercalación importante de argilitas.

Las diagrafías y ensayos de formación con toma de muestras se realizaron con equipos de investigación petrolífera.

Los objetivos de este sondeo fueron:

Estudio de la situación actual de la salinización del Acuífero Inferior Noreste, en el área de El Viso.

Reconocimiento litológico y estructural hasta 1.200 m.

Localización de subniveles acuíferos.

Análisis cualitativo de la distribución de permeabilidades.

Estudio de la composición química e isotópica de los diferentes subniveles.

Aplicación de metodologías de investigación nuevas con posibilidad de utilización práctica en el futuro.

Posibilidad de seguimiento de la evolución temporal futura de la salinidad de los diferentes subniveles.

Se aplicó una metodología de control y seguimiento habituales en sondeos profundos:

Control y seguimiento de las formaciones atravesadas.

Preparación, mantenimiento y control de los lodos de perforación.

Registros y ensayos realizados con tecnología e instrumentación de la empresa Schullumberger.

a) Registros a pozo abierto

METODOLOGÍA

Durante la perforación del sondeo, y a su finalización, se realizaron diversas series de diagrafías.

Para la primera fase, hasta los 420 m de profundidad se hicieron los siguientes registros: inclinación, diámetro de pozo, gamma natural, potencial espontáneo, resistividades y características de fluido.

Para la segunda fase, hasta 970 m, se realizó un registro similar al de la primera fase. A la finalización del sondeo, el tramo 425 a 1.200 m fue registrado con un equipo Schlumberger de investigación petrolífera con las siguientes herramientas:

Resistividad AIT-GR-SP. AIT es un registro de inducción que mide 5 valores de resistividad a distancia de 10'', 20'', 30'', 60'' y 90'' de la pared del pozo. Se complementa con Gamma Ray y Potencial Espontáneo.

Litología-Porosidad, TLD-CNL-GR-HCAL. Litología y neutrón compensado, complementado con Calibre y Gamma Ray.

Microlog, MCFL-Hcal. Medidas de resistividad muy focalizada y cercana a la pared. Permite detectar zona de invasión, y por lo tanto permeables.

CMR-Plus-GR (Combinable Magnetic Resonance). Permite asignar permeabilidades, aunque sus valores no son absolutos, y por lo tanto no asimilables a permeabilidad calculados por ensayos hidráulicos. Se utiliza para seleccionar zonas favorables de producción.

RESULTADOS

Del conjunto de registros realizados se dedujeron las siguientes conclusiones:

1. Primera fase (profundidad 0-418 m)

Las diagrfias de caliper, gamma natural y resistividad permiten distinguir las capas más arcillosas de las detríticas, así como la presencia de materiales volcánicos. En esta primera sección (relleno neógeno-cuaternario), se detecta un cambio brusco al entrar en materiales triásicos, a los 418 m. El análisis del potencial espontáneo permitió la estimación de salinidad en algunos paquetes permeables:

212-235 m 1.900 $\mu\text{S}/\text{cm}$

255-263 m 6.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$

270-295 m 11.700 $\mu\text{S}/\text{cm}$

385-405 m 2.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$

2. Segunda fase (profundidad 418-1.200 m)

El registro de caliper permitió una clara diferenciación de los materiales duros, con un calibre muy próximo al diámetro del tricono (dolomías y calizas), y los materiales blandos, en los que se producen efectos de lavado y excavación por el lodo (calizas margosas, margas y arcillas).

El registro gamma natural tiene muy buena respuesta y buena correlación con la columna geológica levantada con los ripios. Así, hasta los 580 m abundan paquetes con elevados valores de gamma natural (arcillas, calizas margosas, dolomías arcillosas o calcoesquistos). A partir de 580 el cambio es muy nítido por el predominio de dolomías compactas. A partir de 950 y hasta 990 se presenta un material con gamma natural muy elevado correspondiendo con las argilitas de la columna.

El registro de resistividades, analizado conjuntamente con gamma natural, permite separar en los tramos dolomíticos zonas con resistividades muy elevadas (mayor de 300 ohm.m) que representan materiales poco permeables, de otras en las que la resistividad es del orden de 100-150 ohm.m, atribuible a zonas de fisuración o brechificación que contienen agua de baja conductividad.

El registro de litología y porosidad (PEX, según la nomenclatura de Schlumberger), integra las herramientas de densidad, neutrón, gamma natural y un caliper. La combinación de la diagrfia de densidad con gamma natural y caliper permite definir con gran precisión la columna litológica del sondeo, al tiempo que confirma la división de los materiales en dos grandes grupos. El primero, hasta los 540 m, en que se producen alternancias de calizas, dolomías y calcoesquistos. El segundo, de 540 hasta el final, en que predominan los bancos de dolomías, muy masivos de 675 a 800 m. El análisis del registro de porosidad, tras su filtrado y comparación con otras diagrfias, permite seleccionar los tramos de mayor porosidad.

El registro de permeabilidad CMR-Plus presenta las permeabilidades calculadas solo en aquellos tramos en que la estimación es fiable, dejando en blanco tramos con huecos de lavado por lodos, tramos con elevada arcillosidad, etc. Las zonas de mayor permeabilidad coinciden a grandes rasgos con las seleccionadas en los registros convencionales.

b) Ensayos de formación, caracterización hidráulica y muestreos

METODOLOGÍA

Para la estimación de la permeabilidad de diferentes formaciones individualizadas, así como para la toma de muestras de las mismas, se utilizó un MDT (Modular Dynamic Tester), que es una evolución reciente del RFT (Repeat Formation Tester). Se trata de una herramienta múltiple que se desciende con cable por el sondeo sin entubar y que puede muestrear un tramo elegido de la formación, registrando además valores de presión, temperatura y resistividad. Esta herramienta permite la toma de muestras en recipientes, así como hacer estimaciones de la permeabilidad, la presión estática de la formación y discriminar entre el agua de formación y los lodos que pudieran haber invadido la formación durante la perforación. Consta básicamente de un circuito de cámaras, válvulas, tuberías y una minibomba.

RESULTADOS

Se realizaron 14 ensayos, de los que 4 mostraron valores de permeabilidad prácticamente nula, sin producción de fluido. Otros dos puntos presentaban permeabilidades bajas y no fueron muestreados. Cinco puntos mostraron permeabilidad elevada y tres muy alta. La estimación de la permeabilidad se hizo mediante un modelo de flujo esférico, puesto que la extracción de agua de la formación es puntual (extremo de la probeta). Los datos obtenidos en las zonas productoras ($2-10 \times 10^{-3}$ cm/s), son coherentes con los obtenidos en el ensayo de producción, que dio como resultado una transmisividad del orden de 60-90 m²/hora. El espesor total útil de la zona productora, estimado a partir de las diagrfías (inducción, microlog, neutrón y CMR), es del orden de 260 m, por lo que la permeabilidad media estimada en el ensayo de producción es de 8-9 m/día ($8-10 \times 10^{-3}$ cm/s).

Técnicas Hidrogeoquímicas e isotópicas

METODOLOGÍA

La Universidad de Almería lleva a cabo un proyecto para la caracterización hidrogeoquímica e isotópica de los acuíferos del Campo Dalías a partir de los datos obtenidos de muestras tomadas en aljibes, manantiales colgados, manantiales representativos de los niveles con más reservas, agua de sondeos de las distintas subunidades, balsas de riego, así como de las muestras obtenidas en el sondeo profundo "Cañuelo-1200" (Pulido Bosch, *et al.*, 2003). En este sondeo, además de las muestras de formación tomadas con la herramienta MDT, descrita anteriormente, se realizaron muestreos durante la perforación, tanto de la primera fase (relleno neógeno), como de la segunda fase (zonas de pérdidas totales), durante la fase de acidificación, limpieza y desarrollo y finalmente durante el ensayo de producción.

RESULTADOS

Las aguas de los aljibes y de los manantiales que drenan acuíferos colgados presentan un exceso de deuterio, representativo de precipitaciones de origen atlántico, es decir, de frentes que llegan al área muy poco activos. Sin embargo, el agua de los acuíferos del Campo de Dalías tiene un marcado carácter mediterráneo. Este hecho se debe posiblemente a que la alimentación de los sistemas profundos se produce a partir de precipitaciones procedentes de frentes mediterráneos, que son de tipo torrencial (elevada intensidad y baja frecuencia). Las lluvias atlánticas, posiblemente más numerosas, pero cuantitativamente menos elevadas, son identificadas en los acuíferos de escasas reservas. En un futuro se prevé realizar una cartografía cuantitativa de la recarga basándose en esta técnica.

Especial interés adquieren los resultados obtenidos en el sondeo profundo de investigación "Cañuelo-1200":

Todas las muestras tomadas con MDT, pertenecen a una misma familia de aguas bicarbonatadas cálcicas, de baja mineralización, con conductividades eléctricas de 500-700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y concentraciones de cloruros entre 70 y 120 mg/L.

Las muestras de los acuíferos neógenos presentan una clara intrusión marina, puesta de manifiesto por las relaciones iónicas $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Mg}^{2+}$ y $r\text{Cl}^-/r\text{CO}_3\text{H}^-$.

Se realizó una correlación D/ ^{18}O de las muestras analizadas, para lo que se incluyeron datos bibliográficos sobre la composición isotópica del agua de lluvia en la Sierra de Gádor, la recta media mundial (LMM), la recta media del Mediterráneo (LMMe) y la del Mediterráneo Occidental (LMMeO). De acuerdo con esta correlación se estableció que:

Las aguas de los diferentes acuíferos del Triásico carbonatado tienen una composición isotópica muy parecida, situándose muy próxima a la LMMeO, como ocurre con los manantiales de la Sierra de Gádor. La localización de los puntos está muy próxima a las precipitaciones de las cotas más elevadas de la Sierra de Gádor.

La muestra tomada a 100 m de profundidad presenta una clara influencia isotópica marina.

En ninguna de las muestras del acuífero triásico se evidencian signos de evaporación, por lo que la infiltración debe ser muy rápida tras la precipitación.

El gráfico de correlación ^{18}O /altitud para las aguas de precipitación de la Sierra de Gádor permite asignar a las aguas muestreadas en los acuíferos triásicos, una cota de infiltración del orden de 1.600 m para los niveles permeables superiores y próximo a 1.900 m para las formaciones más profundas.

4.- Valoración de las metodologías aplicadas

De acuerdo con los datos expuestos, la tecnología clásica de testificación utilizada en la prospección de petróleo aplicada a un sondeo de investigación hidrogeológica profunda se muestra como definitiva para obtener información sobre los sistemas de flujo, así como para obtener los parámetros hidráulicos del acuífero profundo. Caben destacar como técnicas novedosas, la herramienta CMR-Plus-GR (Combinable Magnetic Resonance), para la estimación de permeabilidades, así como el MDT (Modular Dynamic Tester), para la toma de muestras puntuales de agua y cálculos de la permeabilidad.

Igualmente se ha aplicado con éxito una campaña de vibrosísmica, con el objeto de resolver problemas estructurales puntuales.

Las técnicas isotópicas (isótopos estables), permiten obtener información sobre el funcionamiento del flujo, siempre que se disponga de datos isotópicos previos del agua de lluvia en las posibles zonas de recarga (en este caso Sierra de Gádor), así como del origen de las precipitaciones que recargan el acuífero, por contraste con las rectas isotópicas de las lluvias características. Los resultados obtenidos mediante esta técnica en el Campo de Dalías, han permitido mejorar el modelo hidrogeológico conceptual.

5.-Bibliografía

Consejería de Agricultura y Pesca (2001). Sondeo profundo de investigación y seguimiento de la intrusión marina en el área de El Viso, del AINE del Campo Dalías. Cañuelo-1200. Inédito.

Domínguez Prats, P., González Asensio, A. y Franqueza Montes, P.A., (2001). Situación actual de los acuíferos del Campo de Dalías. Un ejemplo de la necesidad de conocer el estado actualizado del funcionamiento en un sistema complejo intensamente explotado. En: VII Simposio de Hidrogeología. XXIII. Murcia. IGME. Pp. 211-225.

Dominguez Prats, P., Franqueza Montes, P. A., Gonzalez Asensio, A.,y Juarez Garcia, J., (en prensa). Campo de Dalías: Uso intensivo, evolución del impacto y del conocimiento del mismo.

González Asensio, A., (1997). Evolución del conocimiento sobre los aspectos hidrogeológicos de mayor interés para la planificación y gestión de los acuíferos del Campo Dalías-Sur de Sierra de Gádor. Jornadas de debate sobre recursos hídricos y agricultura almeriense. Colección actas del IEA. N°39. pp. 21-43.

González Asensio, A., Domínguez Prats, P., y Franqueza Montes, P.A. (2003a). Resultados del Proyecto sobre conocimientos alcanzados de los Acuíferos del sur de Sierra de Gádor-Campo de Dalías. Edita Instituto Geológico y Minero de España. ISBN: 84-7840-499-6. 26pp.

González Asensio, A., Domínguez Prats, P. y Franqueza Montes, P.A. (2003b). Sistema Costero de Sierra de Gádor. Observaciones sobre su funcionamiento y relaciones con los ríos Adra y Andarax, y con el mar. Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros 2003, Alicante, I, 423-435.

IGME-IRYDA (1977). Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS). Informe técnico V: Campo de Dalías. 2 tomos. IGME. Madrid (informe restringido) y Memoria-Resumen de la Colección informe IGME. Madrid.

IGME (1982). Estudio hidrogeológico del Campo Dalías (Almería). 13 tomos. IGME, Madrid.

ITGE 1989: Síntesis hidrogeológica del Campo de Dalías. Propuesta de Primeras actuaciones de investigación y gestión. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 164 pp (edición restringida).

ITGE, (1995). Situación de los acuíferos del Campo Dalías (Almería), en relación con su declaración de sobreexplotación. En: VI Simp. Hidrogeol. XXI, Sevilla. pp: 443-467.

Marín Marín, A., López Rodríguez, J.L., Sánchez Guzmán, J. y Klopff, W. (2003). Sondeo profundo de investigación y seguimiento de la intrusión marina, en el área de El Viso, del Acuífero Inferior Noreste del Campo Dalías. Cañuelo 1.200. Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros 2003, Alicante, I, 489-498.

Pulido Bosch, A., Molina, L., Vallejos, A., Pulido Leboeuf, P., Navarrete, F., Daniele, L., Pedrosa, B., Jiménez-Robles, F. y Molina-García, J.M., (2003) Los recursos hídricos de la Sierra de Gádor-Campo de Dalías. Problemas y soluciones. Actas del I Congreso Internacional Horticultura Mediterránea Roquetas de Mar. Almería.

Vallejos, A. (1997). *Caracterización hidrogeoquímica de la recarga de los acuíferos del Campo de Dalías a partir de la Sierra de Gádor*. Tesis Doct. Univ. Granada. 264 p.

Vallejos, A. *et al.*, (1997). Contribution of environmental isotopes to the knowledge of complex hydrologic systems. A case study: Sierra de Gador (SE Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 1157-1168.

10.3 Acuífero Terciario Detrítico de Madrid

1.- Localización y marco geológico

El Acuífero Terciario Detrítico de Madrid se desarrolla en una banda de materiales detríticos terciarios adosada al sistema central, en el sector centro septentrional de la cuenca del Río Tajo, con una extensión de unos 6.000 km² repartidos entre las provincias de Madrid, Toledo y Guadalajara, de los que 2.500 corresponden a la provincia de Madrid, 1.600 a la de Guadalajara y 1.900 a la de Toledo. Sin embargo, en sentido estricto, la denominación de Acuífero Terciario Detrítico de Madrid (ATDM) solo se aplica a la parte del mismo que se desarrolla en la Comunidad de Madrid.

Desde un punto de vista geológico, el acuífero se instala en el sector noroccidental de una subcuenca tectónica paleógena-neógena, denominada cuenca de Madrid, dentro de la gran cuenca terciaria del Tajo, constituyendo una cuenca intramontana situada entre el Sistema Central, los Montes de Toledo, y el Sistema Ibérico, cuyo eje principal se alinea según una dirección NE-SO.

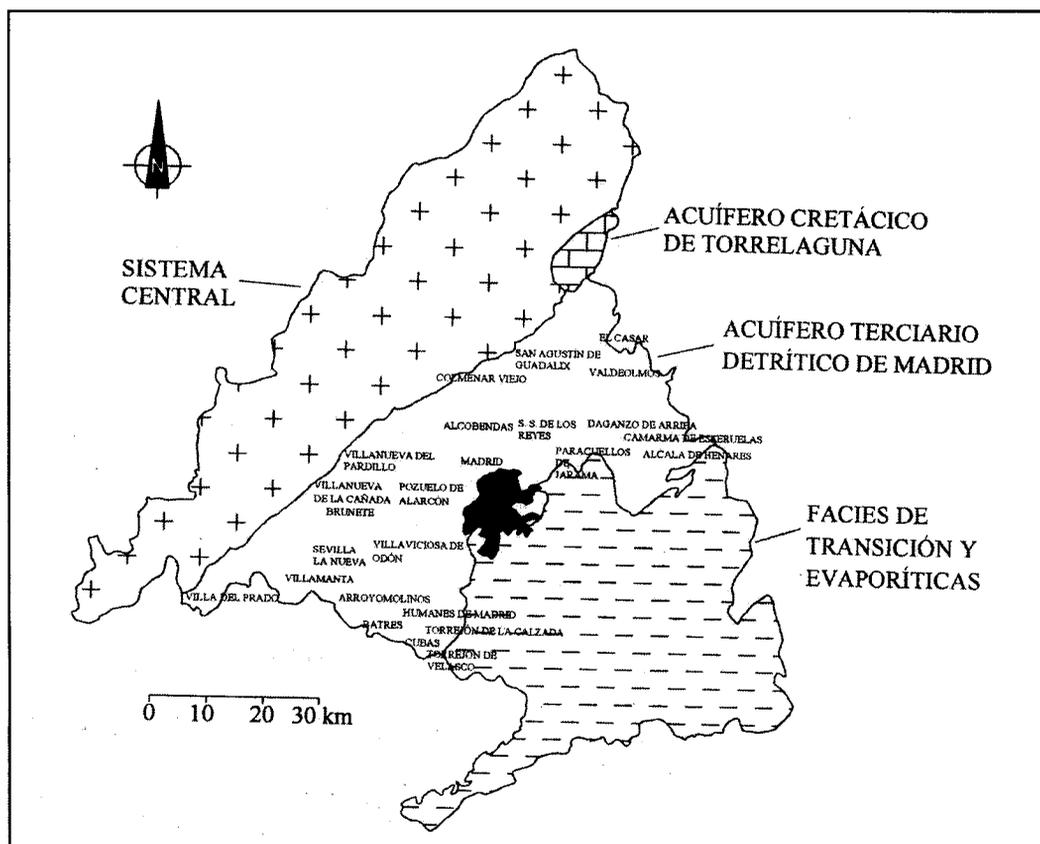


Figura 1. Ubicación del ATDM. (Hernández y Fernández, 2002)

El relleno de la cuenca de Madrid está formado por depósitos de abanicos aluviales, en condiciones de clima semiárido, superpuestos y/o coalescentes, cuyo área fuente son los materiales plutónicos y metamórficos que constituyen los relieves circundantes del Sistema Central, al norte y oeste, y los Montes de Toledo, hacia el sur, y los materiales carbonatados mesozoicos de la Sierra de Bascuñana, al este. De forma sintética, en ella se pueden distinguir un conjunto de tres facies sedimentarias, con frecuentes cambios laterales y verticales, condicionados tanto por la propia dinámica de los sistemas deposicionales (facies proximales a facies distales), como por los movimientos tectónicos de las áreas fuente. De este modo se pueden distinguir:

- Facies detríticas, de borde de cuenca, desarrolladas al pie de los macizos montañosos, y que constituyen el acuífero principal. Se presentan en diferentes subfacies, según las distintas litologías predominantes en las áreas fuente (granitos, gneises, pizarras). Dentro de la facies detrítica se distingue una gradación de textura que va de las más gruesas, que corresponden a las zonas apicales de los abanicos aluviales, a las más finas de las zonas distales. Así, en los bordes de cuenca suele aparecer una formación constituida por bloques de rocas graníticas y metamórficas, de hasta 3 m de diámetro, englobados en una matriz de gravas finas y arenas gruesas, que constituyen cuerpos tabulares. Hacia sectores más interiores de la cuenca, la formación anterior pasa lateralmente a la denominada unidad detrítica intermedia, compuesta por conglomerados, con cantos graníticos y metamórficos, arenas arcósicas, constituidas por clastos de cuarzo, feldespatos y micas, con matriz arcillosa, y cuerpos de arcillas intercalados. En general hay una disminución del tamaño de grano y un aumento de potencia de los niveles arcillosos hacia en centro de la cuenca.
- Facies evaporíticas, constituidas por yesos, arcillas margosas, calizas margosas, margas, margas yesíferas y yesos, que se depositaron en los sectores centrales de la cuenca. Corresponden a depósitos de playa-lake en condiciones semiáridas.
- Facies de transición, entre las dos anteriores, constituidas por depósitos de limos, arcillas, margas y margas yesíferas. Ocupan una posición intermedia en la cuenca.

El paso de unas facies a otras es mediante cambios laterales, aunque también se puede diferenciar una clara secuencialidad vertical, durante el Mioceno, condicionada principalmente por reactivaciones tectónicas de las áreas fuente, durante la orogenia alpina, así como por procesos de subsidencia en el interior de la cuenca.

La edad de estos materiales es Eoceno superior-Neógeno. Entre el Oligoceno y el Mioceno se produjo una ruptura sedimentaria, como consecuencia de la fase tectónica alpina Castellana, a partir de la cual, y durante el Mioceno, las facies proximales progradan claramente sobre las distales. Dentro del Mioceno, se pueden distinguir tres secuencias deposicionales, limitadas por discontinuidades de primer orden, que originan las conocidas como unidades inferior (T1), intermedia (T2) y superior (T3), como consecuencia de las fases tectónicas alpinas Neocastellana e Intramessiniense. La unidad inferior abarca desde la base del Mioceno medio hasta el Aragoniense medio, la unidad intermedia se extiende a lo largo del Aragoniense medio y superior, y la unidad superior desde el Vallesiense hasta el Plioceno medio, culminándose la colmatación de la cuenca.

El Plioceno superior da paso a una etapa de arrasamiento durante la que se desarrolla un extenso glacis, y, en algún momento, entre el Plioceno superior y el Cuaternario, se produce el primer encajamiento de la red fluvial actual (depósitos de Raña), que durante el Cuaternario evoluciona dando lugar a numerosos niveles de terrazas que aparecen en las vertientes de los valles a diferentes cotas.

2.- Hidrogeología

Marco hidrogeológico

Desde un punto de vista hidrogeológico-administrativo, el ATDM está enmarcado en las unidades hidrogeológicas 03.05 Madrid -Talavera y 03.04 Guadalajara, aunque estrictamente esta denominación se aplica al sector de acuífero ubicado en la Comunidad de Madrid (IGME, 1982). A escala regional, este acuífero está formado por un conjunto de lentejones arenosos-arcillosos de pequeño tamaño, distribuidos en una matriz arcillosa, correspondientes a las facies detríticas del relleno neógeno de la cuenca de Madrid. Esta estructura le da al acuífero, en conjunto, un carácter libre de gran potencia, heterogéneo y anisótropo, de baja permeabilidad. La permeabilidad media horizontal (Martínez Alfaro, 1980), de este acuífero es del orden de 0,1 a 0,25 m/día, y la

permeabilidad media vertical equivalente para el conjunto alternan de capas arenosas y arcillosas es de unas 50 a 200 veces inferior a la horizontal. Su baja permeabilidad vertical le confiere un comportamiento hidráulico más parecido a un acuitardo que a un acuífero en sentido estricto. La transmisividad del conjunto adquiere valores que varían entre 1 y 852 m²/día.

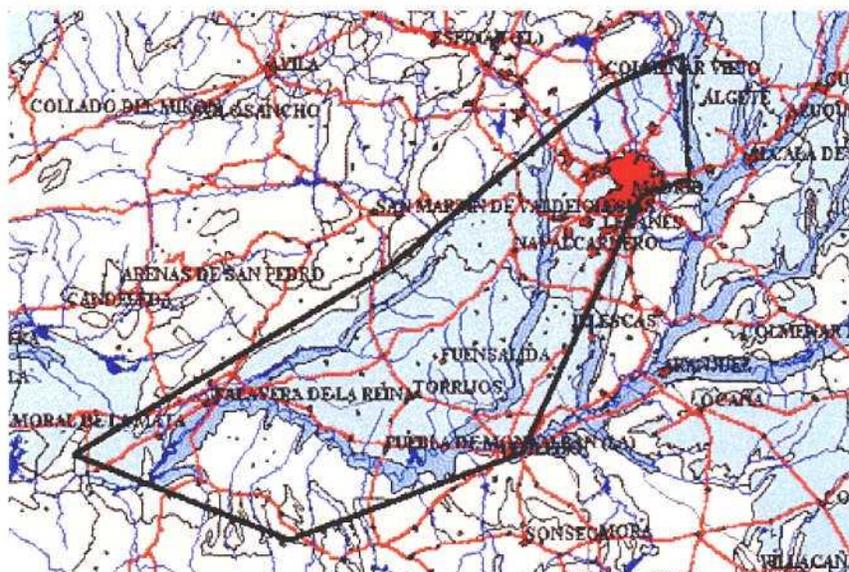


Figura 2. Unidad Hidrogeológica 03.05 Madrid-Talavera

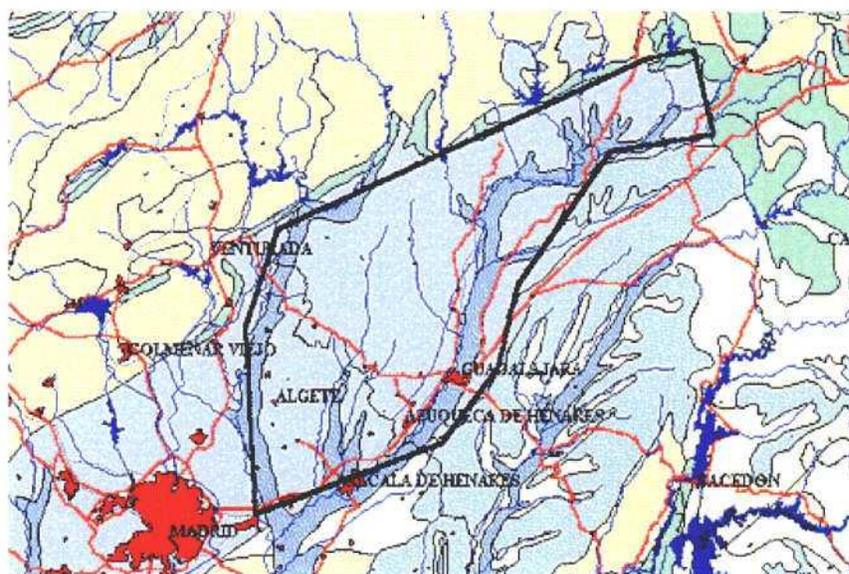


Figura 3. Unidad Hidrogeológica 03.04 Guadalajara

El espesor del acuífero está condicionado por la profundidad del basamento paleozoico-cretácico, aunque se puede hablar de potencias mínimas de 75 m en las zonas de borde, hasta 1.200 m en sectores centrales de la cuenca (López Vera, 1977). Otros autores llegan a asignar una potencia máxima de 3.000 m (Cadavid, 1977).

Modelo conceptual de flujo

Suele admitirse que la recarga se produce principalmente por infiltración eficaz del agua de lluvia sobre la superficie del acuífero, aunque ésta se centra principalmente en las zonas de interfluvios, y en menor cuantía lateralmente desde las montañas circundantes. La cuantía de esta recarga no se conoce con exactitud, aunque normalmente se hacen estimaciones del orden de 150 a 200 hm³/año. La recarga en los interfluvios depende de la geomorfología de la zona. Existen zonas de recarga preferentes, coincidiendo con las depresiones de cabeceras de arroyos, en las que la recarga se efectúa entre los meses de noviembre a abril. Por otra parte hay zonas de recarga difusa, que son el resto de las zonas de interfluvios, que aportan agua al acuífero únicamente en momentos excepcionales y de forma difusa, por lo que es de muy poca cuantía, como se deduce de ensayos con trazadores isotópicos (Araguas y López-Vera, 1995) y López Vera, *et al.*, 1995).

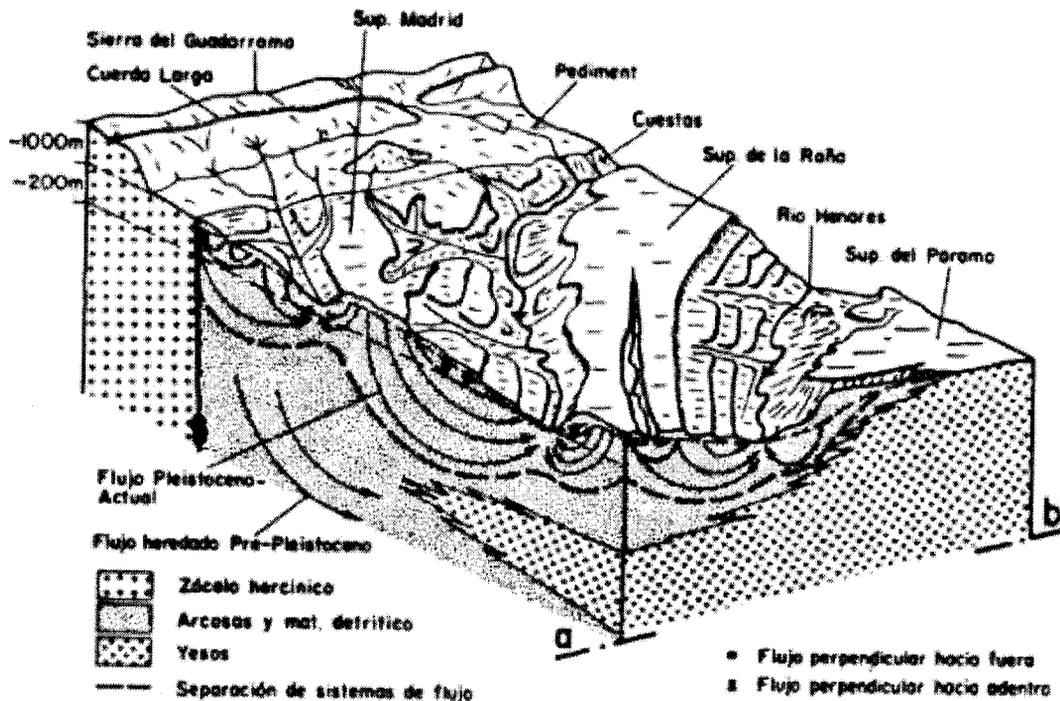


Figura 4. Esquema general del acuífero indicando las zonas de recarga (Lopez Vera, 1994).

La descarga se realiza a los cauces fluviales, dando lugar a dos tipos de flujo: uno local y somero, a cauces fluviales adyacentes al interfluvio, y otro regional o profundo, a cauces más lejanos al interfluvio. Esta descarga se centra principalmente el fondo de los valles, por drenaje directo o a través del Cuaternario, siendo de menor importancia las descargas por evapotranspiración, los arroyos efímeros y los manantiales de pequeño caudal. La descarga también se produce por la extracción de agua de los pozos situados en el Terciario, aproximadamente unos 70 hm³/año.

Los modelos conceptuales de flujo que mejor se ajustan al ATDM son los de Hubbert, (1940) y Tóth (1963). De acuerdo con el primero de ellos, desarrollado para acuíferos libres, homogéneos e isótropos, en los interfluvios el potencial hidráulico disminuye al aumentar la profundidad, es decir, los pozos más profundos tienen sus niveles estáticos más profundos, mientras que en las zonas de descarga, fondos de valle principalmente, el potencial hidráulico aumenta con la profundidad. Asimismo el esquema de Tóth muestra la existencia de flujos locales, intermedios y regionales, por lo que en las zonas de descarga pueden confluir aguas con muy distintos recorridos y por tanto de muy distintos tiempos de residencia en el acuífero.

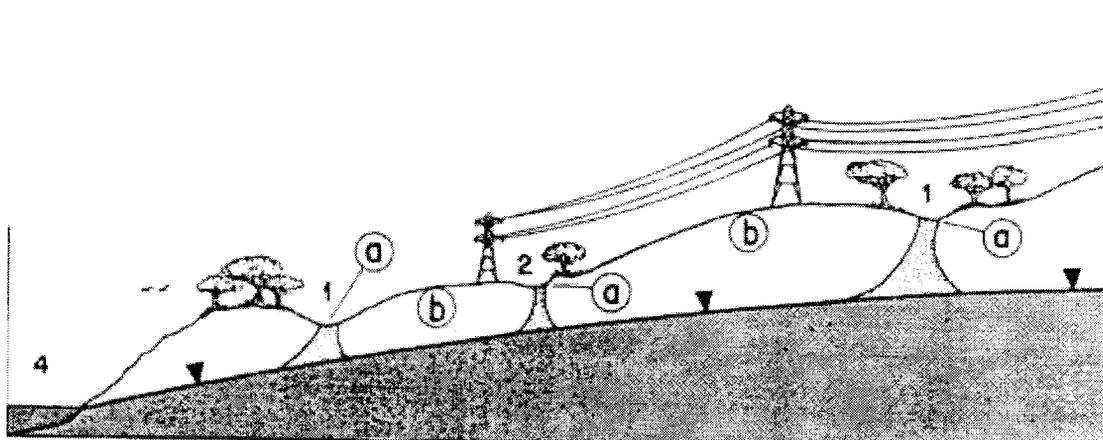


Figura 5. Esquema de la recarga del acuífero neógeno por infiltración en los interfluvios (López vera et al. (1995))

Así, para determinar el tiempo de residencia de las aguas subterráneas, se han realizado dataciones con Tritio, Carbono 14, y Cloruro 36 (López Vera *et al.*, 1980; López Vera, 1980, 1994; Gómez Martos *et al.*, 1980), obteniéndose edades muy variables que oscilan entre los 40 años, para las aguas jóvenes y entre 2.000 a 16.000 años para las más antiguas. Sin embargo, se detectaron al menos dos factores que interfieren en las dataciones:

- La mezcla de aguas jóvenes con aguas antiguas o incluso paleoaguas (más de 10.000 años), induce un error por rejuvenecimiento.
- La presencia de muestras con sobresaturación en calcita, lo que detrae C-14 de la solución al ser precipitado, pudiendo provocar un envejecimiento de varios miles de años.

Aunque existe una gran incertidumbre en las dataciones, se asume el modelo conceptual de Toth (1963), según el cual en las zonas de descarga confluyen aguas con muy distinto recorrido, y por lo tanto con tiempos de residencia también muy distintos.

Hidrogeoquímica

Las características químicas de las aguas del ATDM están influenciadas principalmente por los sistemas de flujo y la litología del acuífero. En zonas de recarga arcósicas, durante el paso del agua de lluvia que se infiltra por la zona no saturada, se produce una hidrólisis de los silicatos (plagioclasa, feldespato potásico, micas, etc), haciendo que aumente su contenido en sílice, así como en elementos alcalinos y alcalinotérreos, dándole una facies química del tipo bicarbonatada cálcica o bicarbonatada magnésica (Moreno *et al.*, 1979). La presencia del anión bicarbonato puede explicarse en términos de reacción del CO₂ con el agua a su paso por la zona edáfica, y/o bien por la disolución de las calcretas existentes en las facies detríticas, desarrolladas durante los periodos de inactividad de los abanicos aluviales. Este último mecanismo supondría además una fuente adicional de calcio.

Sin embargo, cuando el agua entra en la zona saturada sufre una serie de procesos modificadores de su quimismo:

- Intercambio iónico con arcillas. Aumenta el Na⁺ en detrimento del Ca⁺⁺ y /o Mg⁺⁺ (Fernández Uría *et al.* 1985; Hernández García, 1999)
- Hidrólisis de silicatos con precipitación de sílice y neoformación de arcillas. Aumento de Na⁺⁺ (Coletto, 1994; Hernández García, 1999)
- Precipitación de carbonatos. Disminuye el contenido en Ca⁺⁺ y Mg⁺⁺.
- Mezcla entre aguas con diversos tiempos de residencia y grados de evolución distintos.

- Reducción de sulfatos.

La suma de estos procesos modificadores provoca una disminución de los alcalinotérreos, aumento del pH, disminución de SiO_2 y una disminución de T.S.D.

Por lo tanto y en general se puede decir que la evolución hidroquímica de las aguas del ATDM es muy marcada desde las zonas de recarga a las de descarga (López vera, 1977, 1985). Así, la mineralización global del agua del acuífero aumenta desde las zonas de interfluvio de los ríos principales (Manzanares-Jarama y Guadarrama-Manzanares) hasta la zona sur del mismo, donde las arcosas entran en contacto con las facies de transición y evaporíticas. Esta mineralización en sentido sur se debe tanto a la disolución de rocas evaporíticas, incrementándose el contenido en sulfatos, calcio y magnesio, como al envejecimiento de las aguas al haber realizado flujos de largo recorrido a través del acuífero detrítico, lo que le confiere al agua un carácter alcalino.

Por lo general se pueden definir unas características tipo de las aguas en función de que se analicen zonas de recarga o de descarga. Así en las zonas de recarga (interfluvios), el tiempo de residencia es reducido, tratándose de facies bicarbonatadas cálcicas, con pH entre 6,5 y 7,5, con $\text{SiO}_2 > 20$ mg/L y T.S.D. < 300 mg/L. Sin embargo en zonas de descarga (fondos de valle), en las que se sabe que el tiempo de residencia ha sido elevado y por lo tanto el recorrido a través del acuífero ha sido largo, las facies predominantes son bicarbonatadas sódicas, pH entre 7,0 y 8,5, $\text{SiO}_2 < 20$ mg/L y T.S.D. < 400 mg/L (López Vera, 2003).

En lo que respecta a la influencia litológica del acuífero sobre la hidrogeoquímica, se pueden establecer las siguientes características en función de las facies predominantes:

- En las unidades gruesas de borde y detrítica intermedia, las aguas son de tipo bicarbonatado-cálcico con T.S.D. entre 250 y 500 ppm y una dureza entre 10 y 50 °F. Gradualmente las aguas van evolucionando hacia facies bicarbonatadas-sulfatadas cálcico-sódicas, al acercarse a la unidad de transición.
- Las aguas de la formación evaporítica son de carácter mixto bicarbonatadas-sulfatadas cálcico-magnésicas, con altos contenidos en cloruros y sodio. El T.S.D. varía entre 1.000 y 3.000 ppm.
- En la unidad de transición las aguas son de tipo bicarbonatado-cálcico, con alto contenido en magnesio y T.S.D. entre 500 y 1.000 ppm.

3.- Técnicas de estudio y metodología

Básicamente, las técnicas de estudio aplicadas en el ATDM con el objetivo de mejorar el conocimiento de la componente profunda del mismo, han sido de tipo geofísico e hidrogeoquímico.

Técnicas Geofísicas
Geofísica Convencional

METODOLOGÍA

Con el fin de profundizar en el conocimiento geológico del subsuelo productivo de la cuenca miocena de Madrid, a mediados de la década de los 90, el Canal de Y-II y el Departamento de Ingeniería Geológica de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de la U.P.M, establecieron un convenio de colaboración mediante el que se realizó una síntesis de los trabajos geofísicos realizados durante las décadas de los 70 y 80 por diferentes empresas petroleras, y estudios de termalismo realizados por la Junta de Energía Nuclear. La documentación que se estudió fue:

- 500 km de sismica de reflexión de la Cuenca de Madrid.
- 5.000 estaciones gravimétricas.
- Perfiles aeromagnéticos.
- 4 sondeos profundos y sus registros de la Cuenca de Madrid (petróleo y geotermalismo).
- 700 pozos de agua.
- 80 sondeos con testigo continuo procedentes de campañas de investigación para materiales radioactivos.

Los objetivos de este trabajo fueron:

1. Conocer la estructura del acuífero de la Cuenca de Madrid.
2. Conocer la distribución de las facies detríticas en los mil primeros metros (porcentaje de arenas y gravas).
3. Definir los valores de conductividad para el acuífero dulce (facies detríticas neógenas) y el salobre (materiales paleógenos y facies evaporíticas neógenas).

RESULTADOS

- Se definió la geometría de la cuenca de Madrid, así como la distribución del Neógeno productivo, considerándose como tal los sedimentos en los que el porcentaje de los tamaños Grava + Arena superan el 20%. Para ello se realizaron mapas de isocontenidos en dichos tamaños para los intervalos de cotas en metros sobre el nivel del mar de 200-300; 300-400; 400-500; 500-600; 600-700 y 700-800. De acuerdo con ellos, la zona de mayor desarrollo del terciario productivo engloba el oeste de Madrid, Carabanchel, Alcorcón, Leganés y Fuenlabrada.
- La zona de transición entre los depósitos de abanico aluvial (Arenas + Gravas > 20%) y llanura fangosa (Arenas + Gravas < 20%) es una zona muy estrecha (del orden de 2 km).
- La unidad detrítica superior del Neógeno (T3) se caracteriza por tener una conductividad máxima inferior a 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Se pudo estimar que la variación de la conductividad con la profundidad, lejos de la zona de transición, presenta un aumento de 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ cada 100 m de profundidad. La unidad detrítica T2 (Segundo Ciclo del Paleógeno), separada de la anterior por un paquete arcilloso, se caracteriza por tener un alto grado de salinidad 17.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un gradiente de 2.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ cada 100 m de profundidad.

Testificación de sondeos

METODOLOGÍA

Las diagrfias geofísicas convencionales llevadas a cabo en el ATDM han sido: gamma natural, potencial espontáneo, normal corta, normal larga y lateral (log de inducción en sustitución de los tres anteriores) y en ocasiones conductividad del lodo y temperatura (Maldonado y López-Camacho, 2000). Al mismo tiempo se realizaron verticalidad y azimut, y con estos datos, así como

con el estudio de las muestras litológicas que se obtienen con carácter métrico en la perforación, se diseña la colocación de los filtros.

Finalizada la construcción de la captación (terminada la entubación y después de efectuar el aforo), se realizan los registros ópticos de vídeo-televisión (ROVT) y las testificaciones físico-químicas de pH, Eh, y O₂. Los ROVT permiten comprobar la correcta colocación de los filtros y el estado de las soldaduras. Los registros físico-químicos permiten predecir la necesidad de protección catódica así como realizar un seguimiento del posible envejecimiento del pozo.

Los objetivos de los registros geofísicos convencionales realizados en el ATDM fueron: conocer los límites de las capas litológicas, el contenido en arcillas, las resistividades eléctricas en zonas invadidas y vírgenes, la calidad del agua de formación y el gradiente térmico. Estas diagrfias normalmente son:

- Gamma natural (GN): para la identificación de los niveles arcillosos y en el contenido de arcillas.
- Potencial espontáneo(PE): imprescindible para el cálculo de la conductividad del agua de formación.
- Resistividad normal corta, larga y lateral (RNC, RNL, y RL): para la identificación de arenas y muy sensible a la variación del quimismo del agua de formación.
- Resistividad de inducción (IL): imprescindible en el caso de lodos dulces o en pozos de gran diámetro.
- Temperatura (T): necesario para la definición del gradiente térmico e importante para identificar acuíferos y zonas de aporte.
- Verticalidad y azimut (V y A): la extracción de grandes caudales exige bombas potentes que necesitan una gran verticalidad del pozo para que la bomba no se apoye ni roce las paredes del mismo.

Los registros especiales se han realizado una vez construido y entubado el pozo, siendo conveniente llevarlas a cabo una vez realizado el ensayo de bombeo. Las técnicas geofísicas especiales aplicadas fueron:

- Registros ópticos de vídeo-televisión (ROVT): control de la calidad de la construcción.
- Registros de flujo de agua en el sondeo (RF o flowmeter): permiten conocer la hidrodinámica del acuífero, además de la evolución del envejecimiento del pozo.
- Registros químico-físicos (RQF): no se aplican sistemáticamente, aunque presentan un gran futuro desde el punto de vista de la predicción del comportamiento, la evolución del envejecimiento y la evolución biótica del pozo.

RESULTADOS

Se realizaron testificaciones geofísicas en 7 sondeos próximos (con distancias comprendidas entre 500 y 4.000 m), y más de 350 m de profundidad (de 370 a 418 m), en el sector NO de la Comunidad de Madrid (Martín Sánchez, *et al.* 2000), con la finalidad de ubicar correctamente los filtros en la tubería, así como obtener una correlación geofísica que puede servir de base para estudiar los niveles acuíferos locales de la zona y su evolución espacial (teniendo en cuenta que el ADTM es heterogéneo y anisótropo). Los sondeos, emboquillados en los sedimentos detríticos de las facies de borde, se perforaron a rotación con circulación inversa, empleando lodo natural como fluido de perforación, con valores de conductividad entre 114 y 600 $\mu\text{mho/cm}$. Los diámetros de perforación son de 700 mm en tres de ellos y 660 mm en los cuatro restantes.

El equipo de testificación empleado fue un Mount-Sopris 3000 NB, con registrador analógico de dos escalas verticales, con capacidad de registro simultáneo de cuatro parámetros independientes y

control digital de velocidad y profundidad. Se emplearon 3 sondas con las siguientes características:

- Sonda eléctrica para registro de: resistividad lateral (RLAT), resistividad normal corta (RNC), resistividad normal larga (RNL) y potencial espontáneo (PE).
- Una segunda sonda que permite registrar resistividad normal corta, resistencia monoelectrónica, potencial espontáneo y gamma natural (GN).
- Sonda térmica que registra variación de la temperatura a lo largo del sondeo.

Las velocidades medias de registro fueron 3,5 m/min para las sondas radiactivas y temperatura, y de 6 m/min para el resto, con el fin de aumentar la calidad de la diagrafiya y disminuir las oscilaciones de las sondas.

A la hora de establecer las correlaciones entre los distintos sondeos, se tuvo en cuenta el modelo sedimentológico de la cuenca, según el cual las arenas gruesas de las zonas proximales pueden pasar a arenas medias y éstas a finas según se aumenta la distancia desde el área fuente. Se dispuso además de perfiles sísmicos previos, mediante los que se pudo establecer que los sedimentos de la cuenca tienen una disposición horizontal o subhorizontal. De acuerdo con estas consideraciones y a partir de los datos obtenidos en las testificaciones se obtuvieron los siguientes resultados:

- Columna tipo de la zona de estudio, en la que se distinguen 7 tramos geofísicos con diferente grado de permeabilidad, dependiendo de la arcillosidad de los mismos.
- Correlación a escala de cuenca de todos los niveles identificados.
- Asignación de características hidrogeológicas a cada uno de los niveles de forma que se definen de techo a muro: dos acuíferos superficiales en contacto vertical y con características petrológicas distintas, con una potencia total de 150 a 200 m, seguidos de un tramo arcilloso impermeable muy continuo, con una potencia de 15 a 20 m, que lo separa de un acuífero intermedio constituido por 80 a 110 m de una alternancia de arenas medias y arcillas. Por debajo aparece otro tramo arcilloso impermeable de 20 a 25 m de espesor, que separa este acuífero intermedio de otro inferior, formado por potentes niveles de arena gruesa que alternan con niveles arcillosos de igual espesor.

El nivel superior del acuífero superficial se atribuye a la Formación Madrid, con una potencia media de 84 m y el resto de la serie, hasta los 400 m de profundidad, aproximadamente, corresponden a la Fm. Tosco.

Casi todos los estudios llegan hasta una profundidad máxima de 400 m, ya que a partir de esta profundidad los pozos comienzan a producir aguas con muy alta salinidad, en relación posiblemente con su entrada en los materiales del Paleógeno, en los que son frecuentes los depósitos evaporíticos.

Técnicas Hidrogeoquímicas:

METODOLOGÍA

Entre las técnicas hidroquímicas más utilizadas en el ATDM destacan:

- Hidroquímica convencional. Fondo hidroquímico de elementos traza metálicos.
- Estudios isotópicos y dataciones.

La aplicación de hidroquímica convencional permite obtener información sobre las características químicas de las aguas del ATDM, las cuales están muy influenciadas por el sistema de flujo y las

variaciones litológicas del acuífero. El estudio del fondo hidroquímico de elementos traza metálicos (As, Al, B, Br, Co, Cu, Fe, Li, Mn, Be, Sr, Th, Ba, Cd, P, Sb, U) permite diferenciar varias poblaciones, atribuidas a la existencia de capas con diferentes condiciones hidrogeoquímicas (pH, Eh, concentración del metal, flujo) y litológicas (mineralogía, origen, espesor de las capas). Las variaciones de las condiciones de pH y Eh a lo largo del flujo provocan diversas reacciones que van a solubilizar o precipitar estos metales en distintas especies químicas.

El objetivo de los estudios de las variaciones del contenido en isótopos ambientales, como ‰ $\delta^{18}\text{O}$, ‰ δD , es hacer una revisión de los conocimientos sobre la recarga del ATDM y su influencia sobre el sistema de flujo, identificando las aguas que participan en el ciclo hidrológico local. El uso de radioisótopos ambientales (C-14) permite, de forma complementaria conocer el tiempo de residencia del agua en el acuífero.

RESULTADOS

• Hidroquímica convencional y fondo hidroquímico de elementos traza.

- El acuífero de interés, con respecto a fines productivos, se circunscribe a los depósitos de facies detríticas del Neógeno, pues el agua del acuífero paleógeno subyacente es una salmuera.
- La mineralización global del acuífero aumenta desde las zonas de interfluvio de los ríos principales hasta la zona sur del mismo, en contacto con las facies de transición y evaporíticas. Este aumento se debe a la disolución de rocas evaporíticas (aguas con alto contenido en sulfatos, calcio y magnesio), y por envejecimiento de las aguas al haber realizado flujos de largo recorrido a través de los materiales detríticos. Las desviaciones de la configuración tipo se atribuyen a influencias litológicas locales, descargas de flujo de corto recorrido, infiltración en condiciones climáticas diferentes, posición relativa de ciertas captaciones en el sistema de flujo, cambios de gradiente térmico, confluencia de flujos de distinto recorrido que produce zonas de mezcla, reducción de sulfatos y nitritos y presencia de niveles de carbonatos.
- Las variaciones de las condiciones de pH y Eh a lo largo del flujo provocan diversas reacciones que van a solubilizar o precipitar metales en distintas especies químicas. Así, en un campo de pozos en zona de recarga hay mayor concentración en fondo geoquímico de As, Al, B, Br, Co, Cu, Fe, Li, Mn, Be, Sr y Th, y menor concentración de Ba, Cd, P, Sb, y U que en la zona de descarga, destacando la diferencia de B, Be, Th y Sr (más del triple) y la del Ba y P (menos de la mitad).

• Isótopos estables.

- El acuífero neógeno tiene una recarga múltiple (a través de diversas zonas y mediante diversos mecanismos). La recarga se produce: 1) Lateralmente desde la Sierra de Guadarrama y las calizas cretácicas del borde la sierra. Este agua se caracteriza isotópicamente por $-8,97$ ‰ $\delta^{18}\text{O}$; $-57,7$ ‰ δD y $13,4$ de exceso de D, valores que coinciden con las aguas profundas del acuífero neógeno. 2) Recarga por infiltración de agua de lluvia en los interfluvios (noviembre a abril). La composición isotópica de este agua es similar a la de las precipitaciones locales $-7,85$ ‰ $\delta^{18}\text{O}$, $-56,6$ ‰ δD y $9,8$ de exceso de deuterio. Coinciden con el agua de los arroyos, manantiales en depresiones de cabeceras de arroyos (zonas de recarga preferente) y pozos poco profundos.

- Las múltiples fuentes de recarga provocan flujos complejos y mezcla de aguas con diferente quimismo y composición isotópica, por lo que no es aplicable un modelo de flujo de tipo pistón. La mezcla de aguas se evidencia por los valores isotópicos intermedios que presentan los pozos con grandes tramos ranurados.
- A partir del análisis de los valores de las relaciones isotópicas obtenidos, se deduce que al bombear los pozos ubicados en zonas de valle se produce una mezcla con aguas más recientes, mientras que en los pozos de las zonas de interfluvio la tendencia es inversa, con predominio de aguas más antiguas.

- **Dataciones.**

- El principal problema que surge para la datación de las aguas del ATDM es la mezcla de aguas de distinta procedencia. Existen aguas menores de 40, con tritio al límite de detección como uno de los componentes de la mezcla, en una proporción que puede variar de <5% a un 55%. Hay que tener en cuenta que una mezcla de un 20% con agua moderna introduce un error (por rejuvenecimiento) de 1.000 años. Además son frecuentes en las columnas de los sondeos niveles de arcillas y margas con materia orgánica, cuya actividad en C-14 es cero. También existen en algunas muestras sobresaturación en calcita, lo que detrae C-14 de la solución, al ser precipitado. Estos dos efectos, solos o combinados, pueden producir un envejecimiento geoquímico de varios miles de años.
- La aplicación de C-14 proporcionó tiempos de residencia máximos inferiores a un centenar de años, para las aguas más profundas, lo que genera una gran incertidumbre a los modelos de flujo propuestos, en los que las aguas más profundas, procedentes de la recarga a partir del borde occidental del acuífero (Sierra de Guadarrama), deberían tener algunos milenios de antigüedad.
- Por estos motivos, se presume que las aguas más profundas son también las más antiguas, siendo imposible con los datos disponibles, dar un tiempo de renovación fiable. No obstante resulta razonable pensar que se trata de unas mezclas de agua de unos pocos milenios de antigüedad con aguas mayoritariamente jóvenes de menos de 40 años.
- La principal conclusión que se extrae de la aplicación de las técnicas de datación es que la mezcla de aguas muy distintas, en edad y origen, invalida en gran medida la aplicación de técnicas isotópicas y de datación.

4.-Valoración de las metodologías aplicadas

De acuerdo con los datos expuestos se deduce que las técnicas geofísicas convencionales son imprescindibles para definir la estructura de la cuenca, así como la distribución de facies. Del mismo modo, la testificación de sondeos, previa a la entubación de los mismos, es el mejor método para definir las características petrológicas y petrofísica de los materiales atravesados. No obstante, antes de proceder a la interpretación de los datos aportados por las diferentes técnicas geofísicas, es

preciso contar con un modelo tectosedimentario conceptual bastante consistente, lo que conlleva un conocimiento geológico de la zona de estudio muy amplio. En el caso del acuífero de Madrid, se trata de un sector de la cuenca del Tajo ampliamente estudiado con rigor científico desde el s. XVIII, por su ubicación geopolítica, y posteriormente, durante el s.XX por el carácter estratégico de sus recursos subterráneos.

A diferencia de los métodos geofísicos, la aplicación de técnicas hidrogeoquímicas específicas, como dataciones o isótopos estables, ha presentado innumerables problemas debido a la mezcla de aguas de diferentes edades y orígenes, obteniéndose resultados cronológicos incongruentes con los modelos conceptuales de flujo basados en los modelos geológicos. Por ello, la aplicación de este tipo de técnicas en grandes cuencas sedimentarias, en las que existen múltiples fuentes de recarga, flujos a distintas profundidades pero posiblemente conectados por las propias captaciones y zonas de descarga en las que se mezclan todos los tipos de agua, parecen no tener demasiada validez. En consecuencia resulta más razonable el estudio hidrogeoquímico convencional, en el que se obtienen buenos resultados a la hora de determinar la influencia litológica en la composición de las aguas, así como testificaciones físico-químicas, en sondeos ya entubados, que proporcionan información sobre los procesos que tienen lugar de forma natural, y los inducidos por los bombeos (variaciones de pH, Eh, T).

5.-Referencias bibliográficas

Araguas, L y López Vera, F. (1995). Estudio de transferencia de humedad de la Zona No Saturada mediante isótopos estables. Primeros resultados en el acuífero terciario detrítico de Madrid. Investigación en Zona No Saturada. Univ. País Vasco. Vitoria. Pp: 223-235.

Cadavid, S. (1977). Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama. *Boletín Geológico y Minero*. Vol. LXXXVIII-VI: 494-496.

Coletto Fiaño, I. (1994). Modelización de la evolución química de las aguas subterráneas en las Facies de Transición de la Cuenca de Madrid. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid 200 pp.

Fernández Uría, A.J., Fontes, J.C., Herráez, I., Llamas, M.R. y Rubio, P.L. (1985). Tridimensional groundwater chemical and isotopic variations as related to the Madrid Aquifer flow system. *Estudios Geológicos*. N°41, 229-236.

Gómez Martos, B., Herráez, B., Plata Bedmar, A. y López Vera, F. (1980). Estudio de la dinámica de las aguas subterráneas mediante isótopos ambientales en la Fosa del Terciario de Madrid. *Simposio Interamericano de Hidrología Isotópica*. T.5. pp.291-302. Colombia (Bogotá).

Hernández García, M.E. (1999). Estudio hidrogeológico, hidrogeoquímico y de contaminación del Acuífero Detrítico Terciario en las áreas urbanas y periurbanas de la Villa de Madrid. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Madrid, 500 pp.

Hubbert, M.K. (1940). The Theory of Ground Water Motion. *Journal of Geology*. N°48, 785-944.

IGME (1982). *Atlas hidrogeológico de la provincia de Madrid*. Instituto Geológico y Minero de España, Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 5 mapas.

López Vera, F. (1977). Modelo de sedimentación de los materiales detríticos de la fosa de Madrid. *XXXII Congreso Luso-Español para el Progreso de la Ciencia*. Vol. 42, n°4, 257-266.

López Vera, F., Lerman, J.C. y Müller, A. (1980). A preliminary isotopic reconnaissance of the Madrid Basin Aquifer. *Journal of Hydrology* n°154. Edited by Herman Franck. Ed. Elsevier. Amsterdam.

López Vera, F. (1980). Datación mediante Cloro-36 de aguas subterráneas en el acuífero terciario detrítico de Madrid. *Boletín Geológico y Minero*. T.91-IV. Pp. 549-557.

López Vera, F. (1985). Las aguas subterráneas en la Comunidad de Madrid. Comunidad de Madrid. Consejería de Obras Públicas y Transportes. 198 p. Madrid. ISBN 84-505-0350-7.

López Vera, F. (1994). Variación del contenido en isótopos ambientales del acuífero Terciario Detrítico de Madrid: Estudio para determinar la recarga y el flujo del agua a las captaciones. Informe C.Y.II-U.A.M.. 2 tomos. Madrid.

López Vera, F., Silar, J., Fabian, E., Redondo, R. Y Gómez Artola, C. (1995). Identification of zones of higher vulnerability of aquifers by means of stable environmental isotopes. In: Groundwater Quality: Remediation and Protection. Edit. K.Kovar and J. Krasni. A.I.H. Praga. Pp. 21-27. ISBN 0-947571-29-9.

López Vera, F. (2003). La calidad del agua en grandes cuencas sedimentarias. Curso de calidad de aguas subterráneas y su protección. Universidad Mayor de San Andrés. La Paz (Bolivia). En: <http://tierra.rediris.es/hidrored/>

Maldonado Zamora, A. y López-Camacho, B. (2000). Técnicas de testificación geofísica actuales en acuíferos detríticos multicapa. En: Actualidad de las técnicas geofísicas en hidrogeología. Editores: Olmo Alarcón, M.; López Geta, J.A. Edita: Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. ISBN: 84-7840-388-4. 376 p.

Martín Sánchez, D.A. Díaz Curiel, J.M., Caparrini Marín, N. y Miguel Pérez, M^a.J. (2000). Correlación mediante técnicas convencionales de testificación en el sector norte de la Comunidad de Madrid. En: Actualidad de las técnicas geofísicas en hidrogeología. Editores: Olmo Alarcón, M.; López Geta, J.A. Edita: Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. ISBN: 84-7840-388-4. 376 p.

Martínez Alfaro, P.E. (1980). Un primer análisis de la permeabilidad y el grado de anisotropía de los materiales detríticos de la fosa del Tajo. *Boletín Geológico y Minero*. Vol. 91, 645-648.

Moreno de Guerra, F y López Vera, F. (1979). Análisis de flúor y silicio de las aguas subterráneas del terciario detrítico de Madrid. *Hidrología y Recursos Hídricos*. T-IV. Pp. 691-702.

Tóth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage bassins. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 68, nº16, 4795-4812.

10.4 Acuífero carbonatado de Bill Williams Mountain, Williams, Arizona

1.- LOCALIZACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

La población de Williams se encuentra en la parte central del Norte de Arizona, en las proximidades del borde sur del plateau de Colorado y de la confluencia de dos sistemas de fallas ortogonales que dieron lugar a episodios volcánicos en el Terciario. Estos sistemas de fallas casi verticales son sísmicamente activos, y pueden actuar como probables vías de recarga de agua superficial hacia el acuífero regional, figura 1.

El área de estudio tiene una extensión de 2.510 Km² con altitudes que varían desde los 1.981 m en Cataract Creek (un sistema de fallas sísmicamente activo con una extensión de 14 Km. de ancho), hasta los 2.821m en la cumbre de Bill Williams Mountain, próxima al borde oeste del arco volcánico de San Francisco, de composición predominantemente basáltica. Estos materiales volcánicos cubrieron una superficie erosiva del Terciario formada sobre una secuencia sedimentaria Paleozoica compuesta por calizas, dolomitas, calizas dolomíticas, areniscas dolomíticas, areniscas y arcillas. Estas formaciones Paleozoicas tienen un espesor medio de 1.000 m en la zona de estudio. Los sedimentos del Paleozoico están indiferenciados de las rocas de edad Proterozoica constituidas por granitos, gneises y rocas metavolcánicas.

El río Colorado es el principal aporte de agua superficial en la zona mientras que Cataract Creek constituye el drenaje más importante en la región. Havasu Spring, en la mitad occidental del Coconino Plateau, es el punto de descarga de agua subterránea más significativo, supone el 98 por ciento del agua disponible en ésta región, con un caudal de 1830 ls⁻¹. El resto del agua descarga en pequeñas surgencias con tasas menores de 19 ls⁻¹ situadas a lo largo del borde sur del Gran Cañón del Colorado.

El municipio de Williams se abastece de agua a partir de varios embalses en Cataract Creek y sus ríos tributarios.

Desde el punto de vista climatológico se producen dos épocas húmedas al año (de diciembre a marzo y de julio a agosto). La recarga de los embalses de los que se abastece Williams, se produce durante marzo y abril, coincidiendo con el deshielo. La media de precipitaciones en el área es de 560 mm con importantes oscilaciones anuales.

Bill Williams Mountain se sitúa próxima a la intersección de las fallas Mesa Butte, Cataract Creek y Lo Draw. Se observa una deformación postdeposicional causada por actividad sísmica en los sistemas de fallas de Mesa Butte y en el de Cataract Creek. Ambos son prácticamente verticales. En el noroeste de Williams, el sistema de fallas Cataract Creek muestra una tendencia sureste-noroeste formando un graben que se encuentra cubierto por rocas volcánicas.

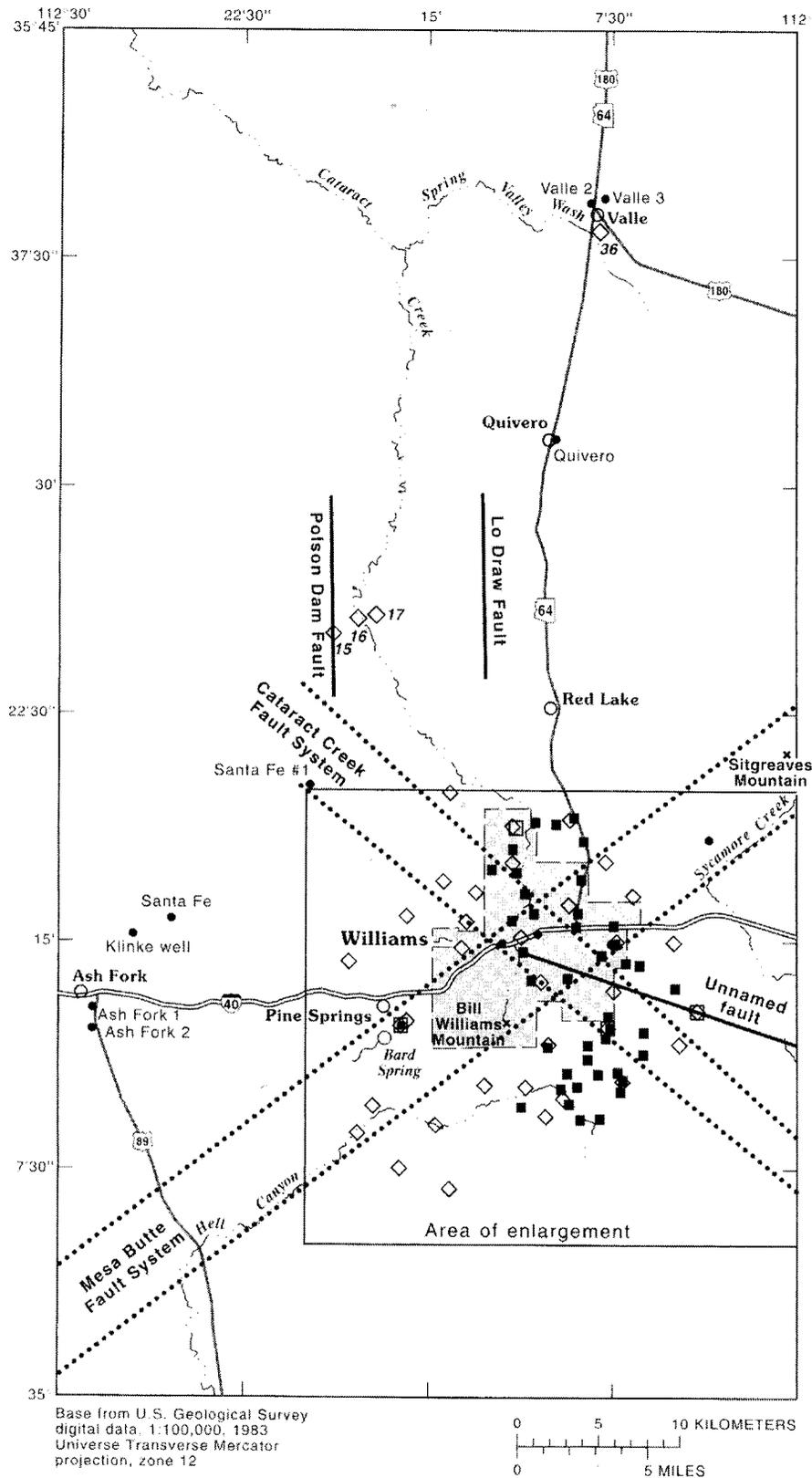


Figura 1. Localización de sondeos, surgencias, estaciones gravimétricas, medidas audiomagnetotélúricas, medidas de square-array resistivity y de los sistemas de fallas en el área de estudio.

2.- UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS

El zócalo regional está constituido por rocas precámbricas. Esta formación aflora en el Gran Cañón del Colorado y se considera un medio de baja permeabilidad.

El acuífero regional incluye la caliza Muav, la caliza Redwall y la base del grupo Supai, figura 2. El espesor medio de la serie sedimentaria es de 1.100 m (Billingsley *et al.*, 1980). Las rocas basálticas del campo volcánico de San Francisco se depositan por encima de estos materiales.

La formación calcárea Muav está saturada y es de edad cámbrico medio. Es la formación superior del grupo Tonto. Tiene un espesor de 139 m en Bass Canyon y está compuesta por pizarras impuras moteadas de gris amarillento y calizas arenosas intercaladas con areniscas amarillas de grano fino.

Sobre estos materiales se encuentra la caliza Temple Butte, de edad devónica, de color gris claro a oscuro y difícil de distinguir de las calizas Redwall y Muav, con las que está en contacto.

La caliza Redwall es suprayacente a la caliza Temple Butte presentando inconformidad estratigráfica (Armstrong and Holcomb, 1989). Son calizas verde azuladas, densas y cristalinas, su espesor varía de 168 a 293 m desde el Gran Cañón hasta el este de Selifman. Están saturadas y forman parte del acuífero regional.

Sobre la caliza Redwall se encuentra el grupo Supai, constituida por una serie transgresiva marina depositada en un medio tipo bahía del mar de Pensilvania. Tiene un espesor entre 200 y 530 m. Está compuesta por las formaciones: Watahomigi (con carbonatos, gravas con cantos de chert y calizas de grano fino); Manakacha (que presenta una regresión, continentalizándose, de oeste a este, siendo más arenosa que la anterior, sobre la que se apoya); Wescogame (presenta inconformidad estratigráfica con Manakacha, es todavía más arenosa que ésta, presenta conglomerados en la base que rellenan parcialmente canales y depresiones); sobre Wescogame se apoya la arenisca Esplanade, de edad Pérmica, que es la serie más extensa del grupo Supai, con calizas al oeste, areniscas al este y arcillas basales.

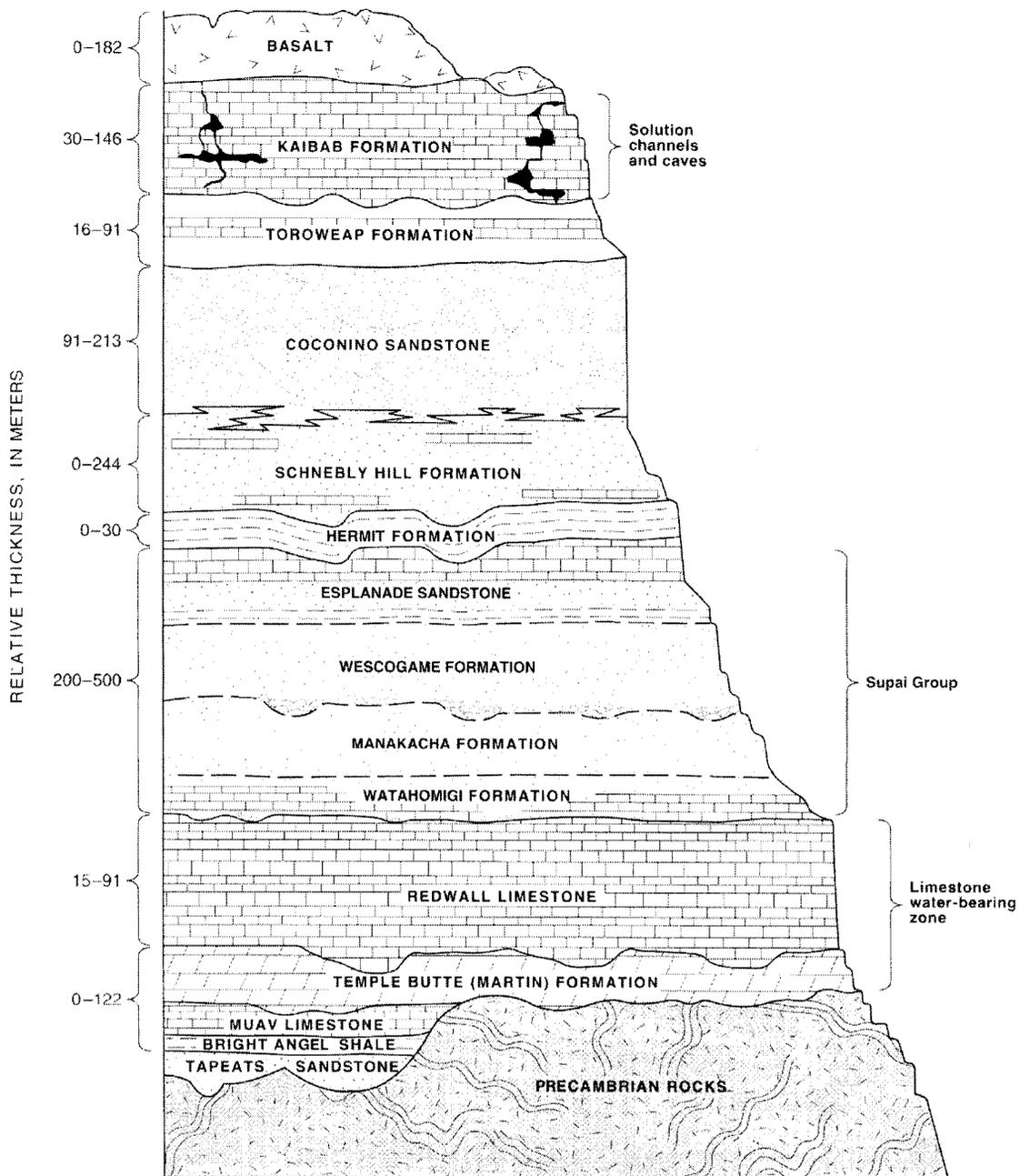
La formación Schnebly Hill, de edad pérmica, se sitúa encima del grupo Supai. Está constituida por areniscas, limos, arcillas, evaporitas y carbonatos con un espesor medio de 274 m.

La Arenisca Coconino se solapa con la formación Schnebly Hill. Es de edad Pérmica, y está formada por cuarzoarenitas con estratificación cruzada de origen eólico (Blakey, 1990). Suprayacente a Coconino se localiza la formación Toroweap que no se encuentra saturada.

La formación Kaibab, superior a Toroweap, de edad pérmica, está constituida por areniscas calcáreas y areniscas con un espesor de 30 a 250 m. La formación en su mayoría forma parte de la zona saturada.

Suprayacente a toda la columna estratigráfica se encuentran las rocas basálticas de edad terciaria. Varias surgencias próximas a Bill Williams Mountain están asociadas a brechas, relacionadas con fallas. La permanencia de estas surgencias está favorecida por la presencia de cenizas volcánicas de grano fino que impiden los flujos verticales localmente.

En el Valle de Pittman y otras áreas deprimidas, el abastecimiento a los pequeños núcleos urbanos se realiza mediante sondeos poco profundos perforados en materiales aluviales. Durante periodos extensos de sequía, los acuíferos someros que alimentan los pozos llegan a secarse por el bombeo y la infiltración hacia el acuífero más profundo.



Modificado de Billingsley *et al.* (1980)

Figura 2. Formaciones y unidades hidrogeológicas del área de Williams, Arizona

3.- INVESTIGACIONES PREVIAS

La ciudad de Williams y el USGS han cooperado desde la década de los sesenta en proyectos relacionados con los recursos hídricos de la zona. Thomsen (1969) realiza un estudio completo sobre los recursos hídricos superficiales en las proximidades de Williams y observó elevados índices de infiltración y evaporación. Las rocas volcánicas se encuentran muy fracturadas y son bastante permeables por lo que representan una vía preferente de comunicación con los sedimentos consolidados y fracturados del plateau Coconino infrayacente. Se pueden encontrar detalladas descripciones geológicas de la zona de estudio en Darton (1910), McKee (1938), Metzger (1961), Shoemaker *et al.* (1978), Blakey (1990), Billingsley *et al.* (1980, 1985), y Ulrich *et al.* (1984).

Errol L. Montgomery and Associates, Inc. (1996) evaluaron las condiciones hidrogeológicas en el plateau de Coconino y definieron una subcuenca estructural achatada cercana a Williams que llegaba hasta el borde sur del Gran Cañón. Se basaron en las estructuras geológicas cartografiadas por Breed *et al.* (1986), Billingsley and Huntoon (1983), y Shoemaker *et al.* (1978). Errol L. Montgomery and Associates, Inc. (1996) integraron la caliza RedWall, la formación Temple Butte y la caliza Muav en una única unidad hidrogeológica denominada Acuífero Redwall Muav.

4.- TÉCNICAS DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

Los métodos de gravedad y de potencial magnético han sido utilizados para identificar las variaciones de la densidad de la roca y la susceptibilidad magnética. El objetivo fue asociar la densidad y las variaciones del campo magnético con la distribución de los tipos de rocas y estructuras. Imágenes de tematic maper (TM), fotografía aérea y modelos de elevación digital del terreno (DEM) se han usado para complementar observaciones geológicas, hidrogeológicas y los datos de potencial de campo. La importante cobertura espacial suministrada por estos datos ha permitido obtener una visión general del área de estudio y ofrece información a gran escala de las estructuras regionales. Los sondeos electromagnéticos (EM) han suministrado información sobre la resistividad del subsuelo y estimaciones de la profundidad a la lámina de agua.

Como parte del estudio se llevó a cabo la perforación del sondeo de investigación denominado Bard Spring #2, en el flanco oeste de la montaña Bill Williams. Los registros geofísicos y litológicos de éste sondeo han sido utilizados para confirmar el modelo del terreno estimado por los sondeos eléctricos verticales en el flanco oeste del área de estudio.

Medidas gravimétricas.

Se han registrado medidas de gravimetría en 40 emplazamientos situados en la intersección de los sistemas de fallas de Mesa Butte y Cataract Creek, mediante un gravímetro LaCoste & Romberg modelo D-76. Los datos suministrados mediante este método han servido para confeccionar un mapa de alta resolución de anomalías de gravedad del área sureste de Williams, próximo a la intersección de los sistemas de fallas de Mesa Butte y Cataract Creek.

Medidas aeromagnéticas.

Se han realizado registros aeromagnéticos en un área de 2134km². Las máximas anomalías magnéticas se producen en rocas ricas en magnetita, pirrotina o illmenita. Los gradientes magnéticos cercanos a los bordes de las anomalías magnéticas a menudo indican la presencia de fallas u otras discontinuidades.

Sondeos audiomagnetotelúricos (AMT).

Estos sondeos han sido utilizados para proporcionar estimaciones de la profundidad del nivel freático. La fuente natural de AMT es una técnica de sondeo electromagnético (EM) donde la variación de la resistividad del terreno es cuantificada en función de la profundidad (Keller and Frischknecht, 1966). Las medidas electromagnéticas realizadas dentro del rango de las frecuencias de audio son llamadas AMT (entre 1 hz y 30 Khz). El AMT escalar es aplicable en cuencas sedimentarias en las que se asume que hay isotropía horizontal y permite obtener una aproximación a la resistividad verdadera en áreas donde la geología es compleja. Los registros en cada sondeo han sido utilizados para estimar la profundidad de la lámina de agua.

Bloques de resistividad (Square-Array Resistivity SAR).

El SAR proporciona una estimación de la dirección de las fracturas y la profundidad del agua. De este modo y con la información procedente de la sísmica de reflexión de alta resolución, se confirma que las fallas en el plateau de Coconino son prácticamente verticales. Estas discontinuidades sirven como vías preferentes al flujo del agua subterránea. Durante el estudio se han llevado a cabo 4 sondeos de SAR en la zona de Williams, cercana a Poquette Homestead, McDougal Flat, Williams Airport Road y Bard Spring.

La configuración utilizada está constituida por cuatro electrodos que se sitúan en una disposición cuadrangular. Las medidas de resistividad se recogen en tres direcciones, dos de ellas ortogonales a lo largo de los lados de la cuadrícula y la tercera en diagonal, como medida de control.

Lane et al. (1995) y Habberjam (1979) demostraron que la dirección de la fractura, el coeficiente de anisotropía y la porosidad secundaria pueden ser calculadas por éste método.

Datos del Thematic-Mapper TM.

Un área de aproximadamente 3108 km², con centro en Williams, fue analizada usando el Landsat TM, que recoge radiaciones en 7 bandas espectrales; la 1, 2 y 3 recogen datos en el azul, verde y rojo del espectro visible respectivamente, la banda 4 recoge el infrarrojo cercano, la 5 y 7 el infrarrojo medio y la banda 6 la radiación del infrarrojo termal. Las bandas del satélite tienen una resolución de 30x30 m excepto la 6 que su resolución es de 120x120 m. Esta información permite estudiar imágenes digitalizadas que resaltan la geomorfología y los resaltes topográficos de fallas o de otras discontinuidades de interés, facilitando su cartografía.

Fotografía aérea.

Se han examinado fotografías aéreas de un área de 1.554 km² que se extienden desde 48 km al norte y 32 km al este de Bill Williams Mountain, con el objetivo de realizar un análisis estructural de superficie. Estas fotografías se han examinado con un estereoscopio de 3 aumentos, permitiendo la determinación de características geológicas de hasta 2x2 m en fotografías de escala 1:40.000.

Esta resolución permite determinar alineaciones naturales lineares o curvilíneas del terreno que pueden indicar fallas y otras fracturas, facilitando su cartografía.

Modelos de elevación digital DEM.

Los modelos digitales de elevación del terreno son conjuntos de datos que describen la elevación del terreno en formato digital raster. La interpretación de un modelo de éste tipo ha permitido evaluar las características estructurales del terreno.

Datos de sondeos de reconocimiento.

Se encuentran registrados un total de 14 sondeos en la base de datos del inventario de aguas subterráneas del USGS y en el departamento de Recursos Hídricos del Departamento de Arizona. Siete de esos sondeos tienen la profundidad suficiente para captar agua del acuífero regional.

Durante el desarrollo del estudio se perforaron dos nuevos sondeos, el sondeo A-1, realizado durante los años 1995-96 por una compañía privada, y el sondeo Bard Sprin#2, realizado por el USGS en 1998. La información litológica, los registros geofísicos y los datos de profundidad del agua se han utilizado para confirmar y validar los datos procedentes de los métodos geofísicos de superficie.

5.- Control estructural en las aguas subterráneas y profundidad del acuífero.

Dentro del área de estudio, la cuenca más importante se corresponde con el sinclinal del Gran Cañón, al NO de Bill Williams Mountain. En la zona existe un claro control tectónico que se hace evidente al estudiar los dos grandes sistemas de fallas que la cruzan formando un ángulo recto: el sistema de fallas Mesa Butte y el de Cataract Creek. Mediante los datos aeromagnéticos y gravimétricos se han identificado múltiples fracturas subparalelas a estos dos grandes sistemas. También se encuentran dos fallas menores, La falla Lo Draw y la falla Polson Dam en el norte y en el oeste respectivamente. Estas estructuras han sido observadas y estudiadas gracias a los métodos anteriormente expuestos y constituyen las vías de recarga principales del acuífero regional.

Se han tomado datos de profundidad del nivel freático en los siete pozos perforados en el área de estudio. Los pozos González y Klinke, excavados en el sistema de fallas Cataract Creek, en Williams, se ubican dentro del grupo Supai, con 762 m de profundidad. El pozo A-1 sitúa el nivel de agua en la caliza Redwall a 884 m de profundidad. El pozo Valle 1, de 549 m de profundidad, recoge el agua de un acuífero colgado situado encima del regional.

Se ha confeccionado un mapa estimado para la profundidad de la zona saturada utilizando los datos de los registros anteriormente citados (SAR y AMT) además de las medidas directas de la profundidad de la lámina de agua en los sondeos. La dirección general del flujo de agua es hacia el SE-NO desde Bill Williams Mountain hacia el sistema de fallas Cataract Creek.

6.- Conclusiones

La zona de Bill Williams se encuentra atravesada por varias fallas normales continuas y casi verticales, con direcciones de N45° W y N45° E, que cortan los sedimentos y materiales volcánicos que cubren el área de estudio. Estas fallas favorecen el desplazamiento vertical del agua hacia el acuífero regional y en las calizas Redwall y Muav proporcionan un flujo lateral del agua hacia los puntos de descarga.

El coeficiente de anisotropía varía de 1,01 a 1,34. La porosidad secundaria tiene un rango de 0,1 a 9,6 por ciento. La resistividad en los sondeos de SAR varía de los 30 Ω a los 600 Ω .

Este estudio supone tan sólo un trabajo previo de recopilación de información recomendándose en trabajos posteriores incidir en los siguientes aspectos:

Continuar recopilando datos litológicos de los pozos del acuífero regional.

Determinar la química del agua subterránea.

Describir la química del agua en los puntos de descarga del área.

Estimar la edad del agua en el acuífero regional para mejorar la comprensión del flujo y recarga de las aguas subterráneas.

Estimar la edad del agua procedente de las surgencias volcánicas para determinar el tiempo de residencia en las rocas volcánicas de edad Terciaria o cuaternaria.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Armstrong AK and Holcomb LD, 1989. Stratigraphy, facies and paleotectonic history of Mississippian rocks in the San Juan Basin of northwestern New Mexico and Adjacent areas, in Evolution of the sedimentary basins, San Juan Basin: U.S. Geological Survey Bulletin 1808-D, p. D1-D21

Billingsley GH, Barnes CW and Ulrich GE, 1985. Geologic map of the Coconino Point and Grandview Point quadrangles, Coconino county, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I-1644, 1 sheet, scale, 1:62,500.

Billingsley GH, Breed WJ and Beasley D, 1980. Geologic cross section along Interstate 40-Kingman to Flagstaff, Arizona: Chandler, Arizona, Pagosa Press, Petrified Forest Museum Association in cooperation with the Museum of Northern Arizona, map sheet.

Billingsley GH and Huntoon PW, 1983. Geologic map of the western Grand Canyon Formation, Arizona: Grand Canyon, Arizona, Grand Canyon Natural History Association map sheet.

Blakey RC, 1990. Stratigraphy and geologic history of Pennsylvanian and Permian rocks, Mogollon Rim region, central Arizona and vicinity: Geological Society of America Bulletin, v. 102, no. 9, 1189-1217.

Breed WJ, Huntoon PW and Billingsley GH, 1986. Geologic map of the eastern part of the Grand Canyon National Park, Arizona: Grand Canyon, Arizona, Grand Canyon Natural History Association, map Sheet, scale 1:62,500.

Darton NH, 1910. A reconnaissance of parts of northwestern New Mexico and northern Arizona: U.S. Geological Survey Bulletin 435, 88.

Habberjam GM, 1979. Apparent resistivity observations and use of square-array techniques: Berlin, Germany, Bebruder Borntraeger, Geoexploration Monograph Series 1, no. 9, 152.

Keller GV and Frischknecht FC, 1966. Electrical methods in geophysical prospecting: London, Great Britain, Pergamon Press, 519.

Lane JW, Haeni FP and Watson W, 1995. Use of a square-array direct-current resistivity method to detect fractures in crystalline bedrock in New Hampshire: Ground Water, v. 33, no 3, 476-485.

McKee ED, 1938. The environment and history of the Toroweap and Kaibab Formations of northern Arizona and southern Utah: Washington, D.C., Carnegie Institution of Washington Publication 492, 268 .

Metzger DG, 1961. Geology in relation to availability of water along the south rim Grand Canyon National Park, Arizona: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1475-C, P. 105-138.

Montgomery Errol L and Associates Inc., 1996. Assessment of hydrogeologic conditions and potential effects of proposed groundwater withdrawal for Canyon Forest Village, Coconino County, Arizona: Tucson, Arizona, E.L. Montgomery and Associates, Inc. 64 .

Shoemaker EM, Squires RI and Abrams MJ, 1978. Bright Angel and Mesa Butte Fault system of northern Arizona, in Smith, R.B., and Eaton, G.P., eds., Cenozoic Tectonics and Regional Geophysics of the Western Cordillera: Geological Society of America Memoir 152, 341-367.

Thomsen BW, 1969. Surface-water supply for the City of Williams, Coconino County, Arizona: U.S. Geological Survey unnumbered report, 50.

Ulrich GE, Billingsley GH, Hereford, Richard, Wolfe EW, Nealey LD and Sutton RL, 1984. Map showing geology, structure, and uranium deposits of the Flagstaff 1°x2° quadrangle, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I-1446, 1:250,000.

10.5 Resumen del estudio del impacto hidrogeológico de la inyección profunda de salmuera procedente de las operaciones mineras de potasas de Subiza (Navarra)

1.- OBJETIVO

Debido al deterioro ambiental, como consecuencia de la producción ininterrumpida de potasa llevada a cabo en las proximidades de Navarra por la empresa Potasas de Navarra, S.A., el Departamento de Ordenación del Territorio, vivienda y Medio Ambiente del Gobierno de Navarra promovió en 1995 un Anteproyecto de Restauración Ambiental donde se contemplaba la inyección de las sales de rechazo de la minería en formaciones acuíferas profundas y su incidencia en las aguas de la zona.

El presente estudio tiene como objetivo conocer el impacto hidrogeológico de las operaciones de inyección profunda de Potasas de Navarra, S.A. llevadas a cabo desde 1965, teniendo especialmente en cuenta los manantiales de Ibero, Etxauri y Belascoain, situados a escasa distancia del río Arga, aguas abajo de Pamplona, que han mostrado un aumento notorio en su salinidad durante las últimas décadas, analizar las causas de dicho incremento y aportar evidencias sobre la posible relación e impacto de las inyecciones de salmueras en los sondeos de las diferentes formaciones acuíferas profundas de la zona, figura 1.

El aumento de salinidad de los recursos hídricos de la zona está reflejado en el estudio realizado por la C. H. E. (2000) y los datos procedentes de los sondeos han sido recopilados por Potasas de Subiza, S.A., (2003) antes Potasas de Navarra

2.- LOCALIZACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

Geología regional.

El área de estudio se sitúa en la Zona Surpirenaica en el límite meridional con la cuenca del Ebro, en el sector occidental de la cuenca de Pamplona, y en continuidad con el Pirineo aragonés. El dominio está afectado por tres grandes cabalgamientos: Roncesvalles, Aoz y el de Sierras de Aoz e Illón.

La Cuenca de Pamplona está limitada al sur por el cabalgamiento de la Sierra de Alaiz, el límite oeste lo establece la falla de Estella, el este lo constituye el accidente de Monreal y el límite norte lo componen unas estructuras con dirección E-O posiblemente producidas por el cabalgamiento de Roncesvalles. Esta cuenca ha sufrido un intenso desplazamiento hacia el sur, a favor de los materiales arcillo-evaporíticos del Trías, emplazándose alóctonamente sobre las calizas eocenas.

El paso del Cretácico al Terciario se caracteriza por presentar una fuerte regresión, siendo sus primeros sedimentos de tipo dolomítico salvo en la Sierra Alaiz, que la transgresión se refleja mediante las Facies Garum, formadas por margas y arcillas.

El Paleoceno inferior, al sur de Sierra Andia, está formado por dolomías en la base y calizas recristalizadas a techo. El Paleoceno superior no aflora en esta zona pero sí lo encontramos al sur de la sierra de Urbasa, en el oeste, con facies calcáreas.

El Eoceno inferior-medio está formado por dos dominios diferentes, uno oriental con facies turbidíticas, y otro occidental constituido por sedimentos calcáreos. El Eoceno superior está constituido por margas y depósitos evaporíticos salinos.

El Terciario es de carácter continental, desde el tránsito Eoceno-Oligoceno hasta el Mioceno Superior.

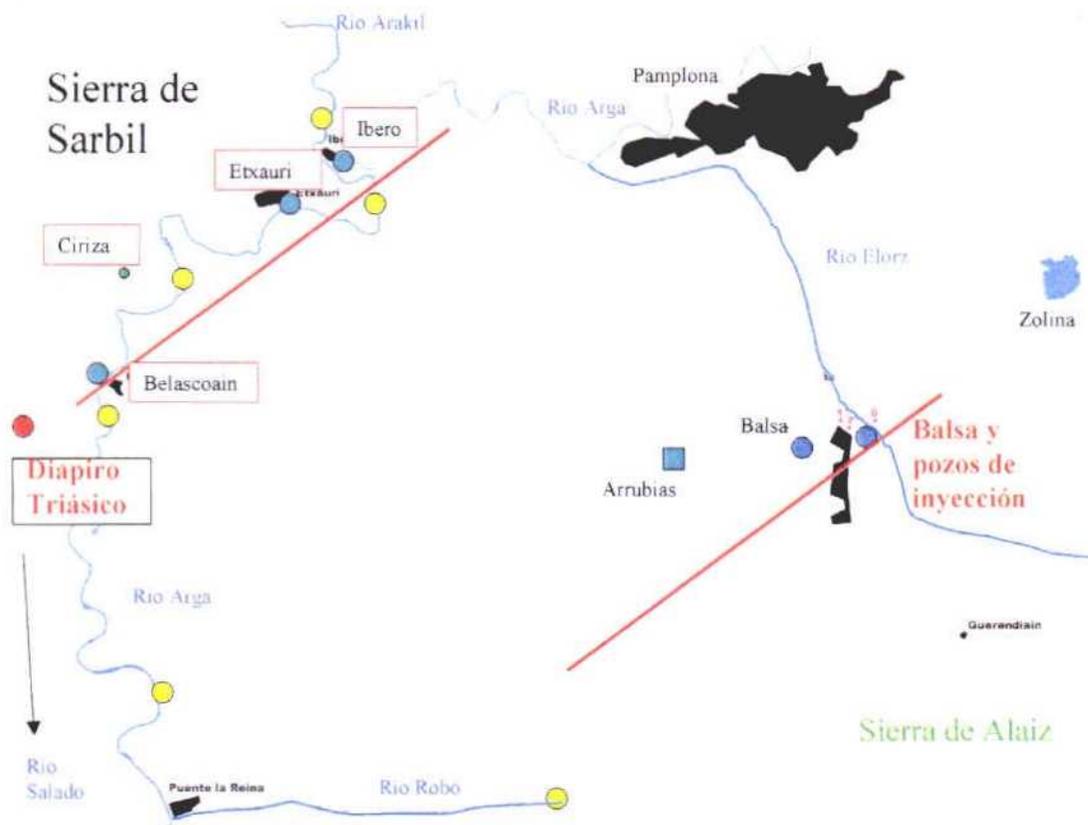


Fig. 1.- Mapa de situación de la zona de estudio y de los puntos de toma de muestras de agua para análisis químicos e isotópicos mencionados en este informe.

Geología de la zona de estudio.

- Cretácico superior.

En esta zona el Cretácico superior está constituido, de muro a techo, por areniscas amarillas micáceas muy cementadas por carbonatos que a techo pasan a calcarenitas bioclásticas arenosas (Santoniense), margas grises y limonitas nodulosas con calcarenitas bioclásticas a techo, con una potencia de 300 m (Campanéense), y otros 300 m de areniscas silíceas, limos y arcillas rojas con calizas recrystalizadas y dolomías a techo (Maastrichtiense).

- Paleoceno.

El Paleoceno está formado por dolomías y dolarenitas en la parte baja y calizas arenosas-calcarenitas en la mitad superior. El límite con el Eoceno es muy neto.

- Eoceno

Los materiales del Eoceno están constituidas por: masas calcáreas grainstones-rudstones en Sierra Alaiz, y packstone-grainstone en Sierra Andía (Ilerdiense-Luteciense inferior); calizas arenosas con cantos de cuarzo de pequeña potencia (luteciense); 100 m de calizas grises con una superficie ferruginosa a techo (Luteciense-Bartibuebse inferior); calizas grainstone, calcarenitas arenosas con glauconita, margas calcáreas marrones (Bartoniense); biocalcarenitas grainstone con granos de cuarzo (Bartoniense-Priaboniense); margas grises nodulosas de 300 m con niveles de anhidrita y sepiolita, margas y areniscas calcáreas packstone-grainstone de 50m como máximo (Priabonniense)

y la Formación Evaporítica Basal que grada a materiales limosos pelíticos y arenosos (priaboniense superior).

- Terciario continental.

Está constituido por los siguientes materiales: arcillas rojas con intercalaciones de niveles areniscosos que cambian lateralmente a fácies de margas grises dolomíticas, lutitas rojas y yesos recristalizados (Sueviense inferior); alternancia de areniscas y limos con intercalaciones arcillosas (Sueviense superior-Arverniense).

- Oligoceno terminal-Mioceno inferior.

Los materiales de este periodo se componen de: conglomerados formados por cantos de caliza, areniscas, ofitas y rocas metamórficas con matriz de arenisca de grano grueso, sobre los conglomerados se encuentran lutitas e intercalaciones de areniscas canalizadas (Arverniense-Argeniense).

- Mioceno inferior

Está constituido por materiales conglomerados análogos a los anteriores, separados de ellos por un contacto discordante. Sobre los conglomerados se encuentran fácies de arcillas limosas con intercalaciones de niveles de areniscas (Ageniense-Aragoniense)

Tectónica.

La Cuenca de Pamplona se encuentra limitada por el nordeste por las estructuras pirenaicas del macizo de Oroz-Betelu, con cabalgamiento hacia el suroeste, produciendo el surco subsidente de Arre, que desplaza las sales del Keuper dando lugar a los diapiros de Iza y Anoz, generados ambos como megasigmoides de desgarre.

La falla de Estella, con dirección NNE-SSO, desplaza a la falla de Leiza, y su cobertera produce una banda de cizallamiento amplia que discurre desde la Sierra de Andia hasta la zona de la Sierra del Perdón, habiendo estado activa desde el Eoceno inferior hasta el Mioceno. Esta banda de cizallamiento ha permitido el desplazamiento sinistral del Cabalgamiento Frontal Pirenaico y la transferencia de movimiento hacia el Cabalgamiento Frontal Cantábrico.

Los diapiros de Arteta y de Salinas de Oro están asociados a la traza en superficie de la Falla de Estella. El de Salinas de Oro ha producido una serie de fallas concéntricas radiales que penetran en la cuenca siendo la más importante la de Etxauri.

En el límite S y SE de la Cuenca de Pamplona se encuentra el cabalgamiento de la sierra de Alaiz, que traza un arco convexo hacia el N. Este cabalgamiento resuelve el carácter alóctono que presenta la Cuenca sobre el antepaís, como se puede observar en el sondeo de Astrain, que corta calizas del Eoceno por debajo del Keuper. La Cuenca ha sufrido una importante traslación pasiva durante su desarrollo, con lo que se la puede considerar como una cuenca "piggy back" (cuenca generadas por subsidencia tectónica que son rellenadas por sedimentos mientras sufren traslación).

La estructura de la Cuenca de Pamplona es distinta a ambos lados del eje Noain-Zuasti, encontrándose al este los anticlinales de Zabalegui e Ilundain, con dirección E-O en el tramo oriental, mientras que en el occidental giran hacia el NO.

En el sector Occidental de la Cuenca, la estructura de mayor importancia es la sierra del Perdón, que es un sinforme de dirección ENE-OSO, flanqueado por las fallas de Esperanza y Beriain norte.

Descripciones de las principales estructuras.

- Pliegues.

El anticlinal de la Sierra de Alaiz limita la Cuenca por el SE, con dirección E-O en su sector oriental, mientras que a partir de Ezperun gira al SO. Es un anticlinal asimétrico, posiblemente de acomodación, desarrollado en el bloque de techo del Cabalgamiento Frontal Pirenaico. La estructura se acomoda a favor de fallas transversales a la traza de su eje, algunas de esas fallas son transformantes y otras son fallas de tensiones radiales.

Al norte de la Sierra de Alaiz se encuentra el anticlinal de Zabalegui con dirección ONO-ESE que gira a la altura de Zabalegui en dirección NO-SE. Su núcleo está formado por las "Margas de Pamplona" en las que también se desarrolla un sinclinal muy apretado al sur del anticlinal, cuyo eje es de difícil localización debido a la naturaleza de los materiales que afecta.

También se han observado pequeñas estructuras en las formaciones "Yesos de Undiano" y "Yesos de Puente la Reina".

- Fracturación.

La fractura más importante de la zona de estudio está representada por el cabalgamiento de la Unidad de Alaiz, hacia el sur sobre el terciario continental. En el este el nivel de despegue lo forman las sales del Keuper, mientras que al oeste está representado por las evaporitas de la formación Puente la Reina. El cabalgamiento provoca la migración de sales hacia el sur que da lugar a la formación de la falla lítrica de Puente la Reina y su antitética, la de Esparza. El cabalgamiento de Tafalla se origina por el empuje del frente pirenaico sobre los niveles salinos de la formación Puente la Reina.

Existen fallas de tensión en abanico con dirección N-S que cortan la Sierra Alaiz; fracturas radiales y concéntricas relacionadas con los diapiros Alerta y Salinas de Oro entre las que destaca la falla de Etxauri con dirección E-O; un sistema de fracturas con dirección NO-SE y su conjugado SO-NE, en los afloramientos de las "Margas Fajeadas" y de las "Areniscas de Galar"; y un accidente, con dirección NO-SE, que divide la cuenca de Pamplona en dos sectores relacionado con el diapiro de Iza.

- Discordancias.

En la región se encuentran varias discordancias que determinan el límite de secuencias deposicionales asociadas a impulsos tectónicos que afectan de forma global a toda la cuenca.

Hay ocho discordancias de edad post-eocena que tienen amplia representación en la zona: La discordancia Luteciense, la Bartoniense inferior, Priaboniense inferior, Priaboniense superior, Sueviense, Arveniense y la Ageniense-Aragoniense.

- Diapirismo.

El diapiro de Iza es laminar, tiene unos 800 m de ancho en su zona central y tuvo su actividad principal en el cretácico inferior y superior, con una reactivación durante el paleoceno-eoceno que dio lugar a una fuerte deformación por una compresión NE-SO que volcó su flanco occidental.

El diapiro de Salinas de Oro tiene forma abombada y atraviesa en su ascenso capas del Mesozoico y el Cenozoico verticalizándolas. Posteriormente sufrió una descompresión que originó un sistema de fallas radiales y una familia de fallas concéntricas.

3.- HIDROGEOLOGÍA DEL ACUÍFERO CALCÁREO DEL PALEOCENO-EOCENO.

Los afloramientos de estos materiales se localizan en la Sierra de Alaiz y en la sierra de Sarvil. Los materiales del Paleoceno están constituidos por calizas y dolomías recristalizadas (con un espesor de 60 ó 70 m). El Eoceno está formado por calizas microcristalinas fracturadas, compactas y algo arcillosas localmente. Mediante interpretación sísmica se determina que no hay variación en la composición litológica y que los niveles calcáreos paleocenos-eocenos aumentan de espesor hacia el oeste, donde tienen carácter de plataforma que se extendía, en ese periodo, por el sector occidental de la zona de estudio. También por estudios geofísicos, se ha determinado que los materiales calcáreos tienen un buzamiento de 10°-20° hacia el SO.

Los límites del acuífero constituido por niveles calcáreos del Paleoceno-Eoceno vienen definidos al NO, por la falla Belascoain-Etxauri-Ibero; al N, por la falla de Etxauri; en el NE el límite lo define el desplazamiento del diapiro de Iza; por el E, un anticlinal con dirección NNO-SSE que pasa por las inmediaciones de Pamplona; En el SE, la falla de Alaiz, que pone en contacto los materiales calcáreos con materiales detríticos evaporíticos de la cuenca del Ebro; Al S limita con la prolongación hacia el O de la falla de Alaiz y en el O, la estructura se corta por la Falla de Estella.

Los niveles calcáreos se encuentran afectados por fracturas. La falla de Esparza, cuyo bloque meridional ha sufrido un salto de 300 m, y la falla de Beriain, cuyo bloque septentrional tiene un salto de 600 m. Las dos estructuras forman una fosa que es donde se realiza la inyección. Dado que los materiales calcáreos tienen un espesor en esa zona de unos 500 m, la falla de Esparza, en el N, no rompe la continuidad, mientras que la falla de Beriain, por el sur, si puede romper la continuidad, aunque no en toda su longitud, al tratarse de una falla de tijera que disminuye su salto de falla hacia el SO, donde las calizas seguirían teniendo continuidad.

Características del acuífero calcáreo del Paleoceno-Eoceno.

El acuífero sobre el que se efectúa la inyección está constituido fundamentalmente por las calizas del Paleoceno-Eoceno cuyas características geológicas se han definido anteriormente, no se tienen datos sedimentológicos que permitan la diferenciación de distintos sectores dentro del acuífero.

La geometría interna de este acuífero está condicionada fundamentalmente por la formación de la fosa en donde se produce la inyección, limitada por las fracturas de Esparza y Beriain.

Los valores de transmisividad del acuífero en el que se produce la inyección, están comprendidos entre 140 y 155 m²/día, según valores obtenidos en el sondeo de Ibero, realizado por el Gobierno de Navarra en este acuífero. La porosidad eficaz oscila entre 4,5 y 0,8% según datos de curvas de agotamiento de los manantiales.

El nivel piezométrico en materiales cretácicos se situó a 82,48 m de profundidad (557,52 m s.n.m.) y el de las calizas del Paleoceno-Eoceno a 188,85 m (426,15 m s.n.m.), lo que pone de manifiesto que ambas formaciones están desconectadas hidráulicamente.

Modelo de flujo.

El acuífero presenta un régimen libre en la zona de afloramiento de las calizas mientras que en el resto de la zona se encuentra confinado por las margas de Pamplona.

Las dolomías del Paleoceno tienen un flujo hidráulico más uniforme, con un índice de karstificación mayor, ya que la dolomitización produce porosidad secundaria que favorece la formación de karst, mientras que las calizas del Eoceno presentan una permeabilidad

más direccional, definida fundamentalmente por la fracturación, en cuya dirección se produce karstificación.

Dentro del acuífero se distinguen dos sectores con distintas salinidades debido a dos sistemas de circulación, uno superior y otro más profundo. El primero tiene flujo de agua dulce en pequeña magnitud, se alimenta desde los afloramientos de la Sierra Alaiz y descarga hacia el río Arga. El profundo tiene alta salinidad debido a la alta permanencia del agua en esta zona del acuífero. Presenta flujos de escasa magnitud y su recarga se produce fundamentalmente por el sector más superficial y por flujos que atraviesan los niveles salinos del Eoceno superior-Oligoceno. Su descarga se produce en dos sectores, en el río Arga y por las fallas de Belascoain y Etxauri, fallas profundas que permiten la salida rápida del agua, produciendo un cierto termalismo. En estas fracturas se da mezcla de aguas con las del acuífero calcáreo de la Sierra del Sarbil. Los manantiales asociados a estas fracturas tendrán mayor o menor salinidad dependiendo de la proporción de aguas procedentes del acuífero profundo.

4.- TÉCNICAS DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

Teledetección

En el estudio se ha utilizado la teledetección para reconocer los lineamientos tectónicos. Los de primer orden, presentan continuidad lateral con dirección ENE-OSO, como es el caso de la falla de Beriain. Los lineamientos de segundo orden son más frecuentes y suelen presentar direcciones meridianas. A través de ellos se encauzan gran parte de los cursos de agua intermitentes que surcan la región.

Hidrogeoquímica, química del agua e isótopos.

Mediante los datos recopilados por la Red de Control de Aguas Subterráneas del Departamento de Medio Ambiente del Gobierno Navarro desde los años 70 (pocos años después del comienzo de la inyección de la salmuera derivada de la explotación de potasas), se ha constatado el incremento continuado de las concentraciones de los iones mayoritarios (cloruro, magnesio y potasio), que deben haber comenzado a finales de la década de 1960 o comienzos de la de 1970.

Este incremento es diferente en los tres manantiales estudiados. El ión cloruro presenta fluctuaciones muy importantes en el manantial de Ibero, mientras que en los de Belascoain y Etxauri es muy regular y con un menor incremento. Se ha investigado el origen de las fluctuaciones llegando a la conclusión de que se producen en periodos de turbidez de la balsa de salmuera donde se toman las medidas, producidos por aguas superficiales que diluyen la concentración del ión. Si no se consideran estos periodos de turbidez, el patrón de crecimiento para los distintos iones es más regular.

Las diferencias existentes entre los diagramas de concentración de los distintos iones sugieren que la fuente salina que afecta a los tres manantiales no es única o que no es homogénea.

Para evaluar la relación e impacto de la inyección de salmueras en los sondeos profundos se han realizado estudios con iones mayoritarios y algunos traza, como los iones bromuro, nitrato, flúor, y algunas especies orgánicas. También se han estudiado las desviaciones isotópicas en las siguientes especies: ^{18}O , ^2H , ^3H , ^{34}S y ^{18}O . Además se realizó la caracterización e identificación de las aguas de lixiviación de las escombreras de residuos mineros y de algunas de las sustancias orgánicas utilizadas en el proceso minero de flotación para la separación de KCl.

¹⁸O y ²H. Interpretación de los resultados.

Los tres manantiales afectados por el incremento de la salinidad presentan desviaciones isotópicas similares con valores promedio comprendidos entre $-8,3$ y $-8,7$ ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ y -54 a -56 ‰ en δD . Estos valores son similares a los obtenidos en manantiales situados en cotas más altas y distintos de los principales ríos de la zona (Arakil, Elorz, Arga). Son representativos de aguas que derivan su recarga de zonas topográficamente elevadas.

En el sondeo de Ibero se observa un valor de $\delta^{18}\text{O}$ de $-7,4$ ‰ que refleja que su fuente de alimentación es a través de los materiales carbonatados de la Sierra de Sarbil (valores próximos a $-7,0$ ‰) aunque a cotas más bajas. Esta misma fuente de alimentación es la más importante para los tres manantiales afectados por el incremento de salinidad dado que los tres aparecen al pie de dichas estribaciones montañosas.

Las aguas de escorrentía de la escombrera de Arrubias y de las balsas de inyección de Salinas y de Zolina presentan desviaciones de $\delta^{18}\text{O}$ más positivas, que indican evaporación, en claro contraste con las aguas de los manantiales y de los ríos.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas de las balsas y escombreras que se inyectan en el acuífero profundo se encuentran entre -2 y -6 ‰; las aguas de escorrentía de la Cuenca de Pamplona presentan valores alrededor de -7 ‰ y en los manantiales los valores de $\delta^{18}\text{O}$ están próximos a $-8,5$ ‰ en $\delta^{18}\text{O}$. Estos valores implican que si las aguas de inyección estuvieran afectando a la descarga de las aguas de los tres manantiales, se hubiera observado un progresivo enriquecimiento isotópico durante los últimos años. El contraste isotópico entre los distintos tipos de aguas sugiere que se trata de aguas de origen diferente. Esta información ha de ser contrastada con los datos de tritio que indicarán si se trata de aguas subterráneas de rápida circulación o si por el contrario tendrían un elevado tiempo de residencia en el acuífero profundo.

Tritio termonuclear. Interpretación.

Existe una similitud entre el contenido de tritio en las precipitaciones recientes y el de las aguas de los manantiales de Ibero y Etxauri, ambos con una concentración comprendida entre 3 y 4 UT (1UT = 0,11813 becquerelios/litro), representando casi en su totalidad aguas de infiltración reciente, es decir, aguas de rápida circulación en el acuífero. El agua que surge del acuífero de Belascoain presenta un contenido de tritio (1,0 UT) inferior a los observados en los otros dos manantiales. Este hecho, junto con la temperatura más elevada y el cambio en la composición química constatado en los últimos años de las aguas del manantial de Belascoain, indica la mezcla de dos componentes, uno reciente y otro más antiguo, con lo que se llega a la conclusión de que el principal componente de las aguas de los tres manantiales es de rápida circulación.

Con los datos de tritio y la desviación isotópica de la relación de los contenidos de ^{18}O y D se sustenta la idea de la Sierra de Sarbil como la zona principal de recarga y de un tiempo de renovación rápido en el acuífero. Por tanto, se infiere que el sistema carbonatado del Paleoceno y Eoceno proporciona un medio kárstico de alta permeabilidad y una cota de recarga elevada que permite una circulación rápida de las aguas hacia la cuenca de Pamplona a través de un sistema de fallas que ponen en contacto el paquete calizo mencionado con las margas de Pamplona, de muy baja permeabilidad.

Isótopos de azufre. Interpretación.

La desviación isotópica de azufre de la muestra de Arrubias y de la Balsa es coherente con la composición isotópica de la unidad potásica del Eoceno de la Cuenca del Ebro (cuencas catalana y navarra). Se descartan los procesos de reducción bacteriana por las altas concentraciones de azufre.

Las tres muestras tomadas en los tres manantiales indican que el sulfato disuelto procede de la disolución de los materiales evaporíticos de los depósitos de la denominada sal de techo de los materiales del eoceno por lo que se descarta la influencia de los lixiviados mineros.

Compuestos orgánicos.

La materia prima que utiliza la industria minera de potasas está compuesta por una mezcla de minerales en los que predominan la halita y la silvina. Para conseguir una concentración de muy alta pureza de estos minerales se realiza un proceso de flotación selectivo mediante unos compuestos orgánicos utilizados como reactivos: “philphlo”, “aceite de pino” y “aceite de antraceno”. Estos compuestos orgánicos han sido claramente identificados en las muestras de los lixiviados de Arrubias y de la Balsa de Salinas pero no han sido identificados en las muestras de los manantiales de Ibero Etxauri y Belascoain. En los dos últimos se han identificado hidrocarburos alifáticos de cadena larga que no corresponden a sustancias utilizadas en los procesos de extracción minera.

Interpretación de las características hidroquímicas de las aguas.

- Manantiales de Ibero, Etxauri y Belascoain.

Se trata de aguas de salinidad apreciable, por encima de 3-4 g/l de sólidos disueltos totales y una temperatura más alta que la temperatura media anual de la zona (entre 10 y 12°C), lo que indica la existencia de una circulación profunda, con un gradiente geotérmico normal de 3°C por cada 100 m, situada entre 300 y 500 m por debajo de su cota de afloramiento, que para los tres manantiales, se encuentra unos metros por encima de la cota del río Arga, entre las cotas 392 y 369 m s.n.m.

Las aguas de los tres manantiales presentan un carácter químico neutro, ligeramente básico ($\text{pH} \cong 7,5$) con un predominio marcado de los iones cloruro y sodio. La salinidad ha sufrido un incremento en los tres manantiales desde la década de los años 1970 (2 mS/cm) hasta verano de 2003 (valores entre 5 y 8 mS/cm). Desde el punto de vista hidroquímico las aguas se clasifican como cloruradas-sódico-cálcicas. El ión cloruro representa el 95% de las especies aniónicas, el ión sodio entre el 40 y el 70% de los cationes, el calcio entre el 20 y el 40% y el magnesio aparece con una proporción entre el 10 y el 20%. Esta proporción iónica no se encuentra en ninguna de las salmueras analizadas. La relación iónica $r_{\text{Cl/Na}}$ presenta unos valores muy superiores (entre 1,28 y 1,65) a l valor habitual que presentan la mayor parte de las salmueras y aguas subterráneas someras (0,95 a 1,10). Las relaciones $r_{\text{Ca/Mg}}$ son similares en las tres muestras, mientras que en la relación $r_{\text{Cl/K}}$ las diferencias son muy marcadas.

- Salmueras de la Balsa de Salinas y del diapiro de Salinas de Oro.

Las posibles causas del aumento de salinidad en los tres manantiales citados son las sales del eoceno, las del triásico y la escorrentía del sector de Arrubias. Esta última presenta un contenido salino algo superior al doble del de la salmuera que se inyecta a través de la Balsa de Salinas debido a la incorporación de otras aguas procedentes del Polígono Industrial de Beriain.

La facies predominante en estas muestras es la clorurada-sódica, ya que es el mineral predominante en los depósitos evaporíticos de edad eocena y en los de edad terciaria. Tanto el ión cloruro como el ión sodio representan entre el 95 y el 99% de las especies iónicas presentes en dichas aguas. Los iones Ca^{++} y Mg^{++} presentan abundancias porcentuales marginales.

La relación $r_{\text{Cl/Na}}$ en las muestras de las salmueras es muy similar entre sí (entre 1,04 y 1,07) y muy diferente del valor observado en los tres manantiales

- Aguas de los ríos: Arga, Arakil, Robo y Salado.

Las muestras han sido recogidas en el periodo de estiaje, que es la época en la que se observan los caudales mínimos y están representados casi de forma exclusiva por las aportaciones de aguas subterráneas.

El río Arakil presenta aguas de baja mineralización y de facies bicarbonatadas cálcicas similares a las observadas en las aguas subterráneas someras.

El río Robo presenta aguas con carácter sulfatado cálcico diferentes a las de los ríos que drenan los paquetes calcáreos. Este carácter se debe a los materiales del Terciario Superior que atraviesa la red de drenaje.

Las aguas del río Arga sufren durante los periodos de estiaje un importante cambio en la concentración de iones mayoritarios y en las relaciones iónicas en el tramo comprendido entre Ibero y Puente la Reina. Estos cambios en las características químicas sugieren que la salinidad observada en el sector del río Arga, próximo a Puente la Reina, está relacionada con la descarga de un acuífero de elevada salinidad y características químicas no compatibles con las salmueras del eoceno ni del triásico, explotadas por la actividad minera, sino con la que se manifiesta a través de los tres manantiales citados. La descarga del sistema profundo se produce en numerosos puntos, a pesar de que los caudales de esa descarga son muy pequeños, ya que ésta se produce a través de fracturas, pues la serie margosa suprayacente a las calizas profundas es de muy baja permeabilidad.

El río Salado presenta una salinidad muy superior de sus aguas, con predominio de los iones cloruro y sodio aportados por los materiales evaporíticos del Keuper al drenar varios manantiales salinos que surgen dentro del diapiro de Salinas de Oro.

Estos datos de salinidad dejan patente notables diferencias entre estas aguas y las procedentes de los manantiales de Ibero, Etxauri y Belascoain, reflejando diferente origen y/o dinámica de las aguas. En particular, la relación iónica $r\text{Cl}^-/r\text{Na}^+$ de las aguas de los ríos es similar a las salmueras (entre 0,9 y 1,01), pero muy diferente a los valores observados en los tres manantiales.

Relación entre el incremento de la salinidad en los manantiales y la tasa de inyección de salmueras.

El volumen total de las inyecciones de salmuera desde el inicio de las operaciones en 1965 hasta el final del año 2002 ha sido de unos 60 Mm³. La tasa de inyección fue muy reducida hasta el año 1970 (1,95 Mm³ en 6 años), aumentó drásticamente durante la década de 1970 (20,38 Mm³, un tercio del total de las inyecciones), alcanzando un máximo histórico en 1978 con 3,11 Mm³. Durante la siguiente década se produjo un descenso moderado (19,3 Mm³ entre 1981 y 1990) que continuó en los siguientes once años (17,4 Mm³ entre 1991 y 2002).

Estudiando la composición química de las aguas de los tres manantiales se pone de manifiesto un incremento lineal de la concentración del ión cloruro (y de los otros iones característicos de la salmuera profunda) durante los años de máxima tasa de inyección (1975 a 1987), y un cambio notable de tendencia en el año 1988 en el que se produce un marcado descenso en dicha tasa. Este mismo fenómeno se repite cuando desciende la tasa de inyección en 1999.

La perturbación hidráulica originada por la inyección de salmueras se traduce, de forma casi inmediata, en un incremento de la fracción del componente profundo salino que se incorpora a la descarga de los tres manantiales. El hecho de que la carga hidráulica se manifieste (tanto cuando se incrementa como cuando se reduce la tasa de inyección) a una gran distancia y de forma casi inmediata, sugiere que la conexión hidráulica es franca entre el punto de inyección y los extremos de la cubeta bajo las margas de Pamplona, figura 2.

O

E

Sierra de Sarbil

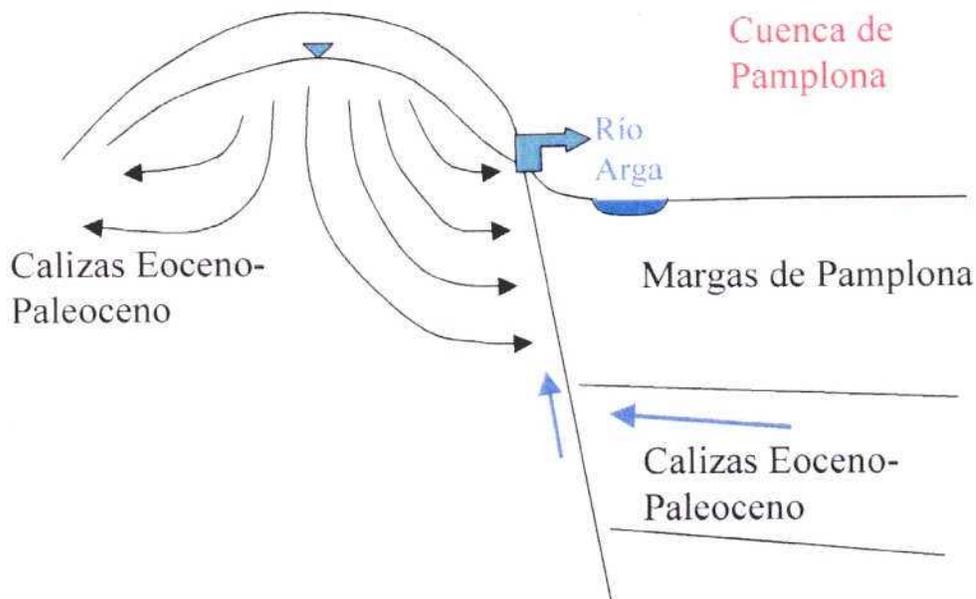


Fig. 2.- Esquema simplificado del modelo conceptual de interacción entre las aguas subterráneas de circulación somera de la sierra de Sarbil y la salmuera profunda de los materiales eocenos y paleocenos.

5.- CONCLUSIONES.

La evaluación de la información isotópica e hidroquímica descrita en los apartados anteriores ha puesto de manifiesto la existencia de una fuente de salinidad profunda distinta a las consideradas previamente, es decir, los materiales evaporíticos del Triásico y los depósitos de sales potásicas del Eoceno. Dicha salmuera profunda se pone claramente de manifiesto en los tres manantiales afectados por el incremento de la salinidad desde la década de 1970, pero también como descargas de menor entidad que se incorporan al río Arga en el tramo comprendido entre Belascoain y Puente la Reina.

La forma más simple de explicar el incremento de salinidad observado durante las últimas décadas es asumiendo que las aguas de los tres manantiales están constituidas por dos componentes: uno mayoritario que corresponde a las aguas que proceden de la Sierra de Sarbil (como indica su desviación de O-18 y D y el elevado contenido en tritio), y otro profundo (como indica su temperatura), que aportaría el contenido salino que se manifiesta de forma creciente desde la década de 1970.

De acuerdo con la evolución temporal observada de la composición química de las aguas de los tres manantiales, la proporción de mezcla de estos dos componentes ha cambiado paulatinamente, de forma que desde la década de 1970, la proporción de dicho componente profundo ha ido aumentando, hasta los valores observados en la actualidad. Ya que se desconocen las características químicas e isotópicas de dicha salmuera, no se puede precisar el porcentaje de mezcla y el grado en que ha variado durante los últimos años.

Para explicar la composición isotópica del agua de los tres manantiales es necesario, por una parte, asumir que la mayor parte del agua subterránea procede de una recarga de cotas elevadas (Sierra de Sarbil), ya que el valor de ^{18}O es significativamente más negativo que la desviación isotópica de las aguas de los ríos que atraviesan la Cuenca de Pamplona. Adicionalmente, el contenido de tritio indica que la circulación del agua subterránea que surge en los tres manantiales es rápida, del orden de pocos años, (algo mayor en el caso de Belascoain).

El paulatino incremento de la salinidad observado en los tres manantiales debe asignarse, por tanto, a un incremento en la proporción de mezcla entre el componente salino profundo y las aguas más someras de circulación rápida. El mecanismo por el que el componente profundo de aguas subterráneas se incorpora en mayor proporción a la descarga de los tres manantiales está ligado a una perturbación hidráulica, que se manifiesta desde la década de los años 1970. Esa perturbación puede relacionarse, teniendo en cuenta su duración y coincidencia temporal, con las inyecciones de salmuera en el acuífero profundo. La transmisión de la carga hidráulica originada por la inyección en el acuífero profundo conduciría a la movilización de la salmuera profunda y a su mayor incorporación a la descarga de los manantiales citados. Las observaciones de la composición química del agua del río Arga y de los manantiales, sugieren que dicha descarga ya se producía de forma natural, con anterioridad al proceso de la inyección. La inyección de salmueras ha contribuido al incremento de esa descarga del componente salino natural a través de las vías más accesibles, es decir, los manantiales de Ibero, Etxauri y Belascoain.

Ya que la transmisión de la carga hidráulica es casi instantánea en el acuífero, la respuesta puede manifestarse en un periodo muy breve, de forma que el impacto de las inyecciones se tradujo, en un corto periodo de tiempo, en un incremento de la salinidad en los manantiales. En tal caso, el impacto no se refleja en una composición química coincidente con la salmuera de inyección, sino con las características físico-químicas de la salmuera profunda, ya existente en el acuífero con anterioridad a la inyección de salmueras originadas por el proceso minero. Igualmente un descenso en la tasa de inyección se traduce en un descenso del contenido salino de los manantiales citados. El esquema conceptual de flujo del sistema derivado de este estudio se esboza, de forma simplificada, en la figura 2.

Estudiando las características geométricas e hidráulicas de la unidad hidrogeológica 09.02.02 (Sierra de Aláiz) donde se realiza la inyección de las salmueras, podemos llegar a las siguientes conclusiones:

Las características hidroquímicas de las surgencias del río Arga y su evolución, así como la piezometría actual de la zona de inyección sugiere un modelo de funcionamiento hidrogeológico condicionado por la existencia de la fosa del Perdón, una profunda estructura, en fondo de saco, sin más salida que las que le procura esporádicas fracturas que rompen el confinamiento. En la misma se instala un flujo lento de dirección E-W que propicia la existencia de aguas de elevada salinidad.

El drenaje natural de esta fosa se produce a través de fracturas que rompen el confinamiento de la formación acuífera en su extremo occidental. Las aguas descargan difusamente al río Arga y, mezcladas con otras de origen distinto, a través de los manantiales de Ibero, Etxauri y Belascoain, contribuyendo a su elevado contenido salino y confiriéndoles carácter hipotermal.

La inyección de la salmuera se produce en el extremo oriental de la fosa del Perdón, en un sector muy tectonizado con transmisividades superiores a $5000 \text{ m}^2/\text{día}$. El contraste con los valores registrados en otros sectores del entorno es muy importante y sugiere que se trata de un acuífero de doble porosidad.

La propagación de la salmuera inyectada se estima está controlada por la batimetría del muro impermeable del acuífero antes que por los gradientes hidráulicos creados por la inyección, por lo

que se estima que esta tiende a desplazarse en dirección suroeste para quedar confinada a más de 2000 m de profundidad.

El incremento de la salinidad observado en los manantiales de Ibero, Etxauri y Belascoain es atribuible a la inyección efectuada hasta la fecha, pero no por el afloramiento de la salmuera inyectada que no se ha producido, al menos a través de esas surgencias, sino a la perturbación hidrodinámica originada por la inyección, que ha movilizó aguas preexistentes de elevada salinidad.

El hecho de que la afección ejercida sea, de momento, estrictamente hidrodinámica, hace que el fenómeno sea reversible. Se estima que el cese de la inyección conduciría a medio plazo al restablecimiento de la situación original.

Dada la naturaleza hidrodinámica de la afección, ésta es producida por el volumen inyectado, no por la naturaleza del efluente. Es preferible, por tanto, inyectar menor volumen, aunque sea más concentrado.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Confederación Hidrográfica del Ebro. (2000): Estudio de los recursos hídricos subterráneos de los acuíferos de la margen izquierda de la Cuenca del Ebro, Zona Oriental. Unidad Hidrogeológica 202 (sierra de Aláiz).

Potasas de Subiza, S.A. (2003). Recopilación de datos disponibles sobre los sondeos de Potasas de Subiza, S.A.

10.6 Acuífero carbonatado profundo de la Loma de Úbeda

1.- INTRODUCCIÓN

El acuífero carbonatado profundo de la Loma de Úbeda es una subunidad, junto con la del Mioceno, perteneciente a la Unidad Hidrogeológica 05.23 que se sitúa en la comarca de la Loma de Úbeda, dentro de la provincia de Jaén y a unos 60 km al noroeste de la capital. Se incluye dentro de la cuenca alta del Guadalquivir y se extiende por los términos municipales de Baeza, Beas del Segura, Begíjar, Canena, Castellar, Cazorla, Chilluevar, Ibro, Iznatoraf, Navas de San Juan, Rus, Sabiote, Santiesteban del Puerto, Santo Tomé, Sorihuela del Guadalimar, Torreperogil, Úbeda, Villacarrillo y Villanueva del Arzobispo.

Hasta hace pocos años el único acuífero explotado en la comarca de la Loma de Úbeda era la subunidad del Mioceno, de escasa extensión y baja productividad, del que apenas se aprovechaban unos 3 hm³/año entre descargas naturales y explotaciones por bombeo, siendo el principal cultivo de la zona el olivar tradicional de secano. La proliferación de sondeos profundos realizados por la iniciativa privada desde 1995, en su mayoría sobre el acuífero carbonatado profundo de edad jurásica, escasamente conocido hasta entonces y cuya primera definición hidrogeológica vio la luz en el año 2000, ha permitido que en 1999 existan unas 12.000 ha de olivar de regadío, con un consumo de agua de unos 23 hm³/año y cuya producción se estima que puede superar los 30 millones de euros/año. El balance hídrico global de los acuíferos implicados aún sería excedentario, siendo los recursos teóricos medios evaluados de forma preliminar en 57 hm³/año entre ambos acuíferos (Gollonet et al. 2002).

2.- MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

Contexto geológico

La Unidad Hidrogeológica a la que pertenece el acuífero carbonatado de la Loma de Úbeda se encuentra entre la Meseta Ibérica y la Depresión meridional del Guadalquivir, en la que el zócalo hercínico está recubierto por potentes depósitos mesozoicos y neógenos. En este sector de la provincia de Jaén afloran, por encima del zócalo Paleozoico, materiales plegados del Triásico detrítico, Jurásico y puntualmente Cretácico de carácter carbonatado y materiales miocenos post-orogénicos levemente deformados, típicos del curso alto del Guadalquivir. Los materiales cuaternarios están escasamente representados, son de origen aluvial y están constituidos por arenas, limos y conglomerados, figura 1.

Estratigrafía

Las unidades litoestratigráficas que aparecen de muro a techo son las siguientes:

Paleozoico: Aflora al noroeste de la unidad y representa el zócalo de la serie mesozoica. Está representado por una serie de pizarras arcilloso-grafitosas con ligero metamorfismo regional de bajo grado, dentro de las facies de los esquistos verdes. La intrusión dentro del conjunto carbonífero de rocas ígneas (masas graníticas, de considerable desarrollo, escasos pórfidos graníticos, aplitas y diques diabásicos) ha dado lugar a transformaciones de pequeña intensidad, comprendidas en las facies corneanas de albita-epidota. Las pizarras provienen de sedimentos marinos de carácter pelítico o clástico plegados y transformados conjuntamente durante la orogenia hercínica (Martínez et al. 1974).

Triásico: El triás tabular de la meseta aflora extensamente al norte del río Guadalimar y a sus márgenes. Presenta una disposición subhorizontal, con espesores variables de 50-300 metros. Constituido por niveles conglomeráticos o areniscosos intercalados en arcillas, lutitas con finas

intercalaciones de areniscas y arcillas y margas rojas con niveles evaporíticos o areniscosos irregulares.

Jurásico: A techo del Triásico, y en aparente continuidad estratigráfica, se sitúa una formación jurásica (Lías inferior) calizo-dolomítica, en estratos bien tableados, de color gris amarillento. Se trata de carbonatos fuertemente brechificados y dolomitizados lo que les confiere una alta porosidad secundaria.

Mioceno: Está formado por depósitos marinos que se disponen discordantemente sobre las formaciones más antiguas. Se pueden diferenciar de tres a cuatro unidades estratigráficas de esta edad. En conjunto se trata, esencialmente, de materiales margosos de 200 a más de 500 m de potencia, si bien a techo y a muro albergan, en ocasiones, niveles detríticos de diversa naturaleza.

Cuaternario: Corresponde a depósitos aluviales recientes formados por gravas, arenas, limos y arcillas, que presenta mayor desarrollo en las terrazas del Guadalquivir y, en menor medida, en el río Guadalimar.

Estructura geológica

El Jurásico aflora en el valle del río Guadalimar, entre las poblaciones de Castellar de Santiestéban, Sorihuela del Guadalimar, al norte de Villanueva del Arzobispo y este de Beas de Segura. En general las mayores cotas de los afloramientos se sitúan al norte del río Guadalimar. Aparece en superficie subhorizontal con suaves buzamientos hacia el sur-sureste (entre 5 y 15 °), y reposa directamente sobre lo materiales triásicos.

La geometría del Jurásico se conoce mediante la aplicación de diferentes métodos de prospección geofísica y mediante la perforación de sondeos mecánicos. Su potencia es muy variable en los afloramientos y alcanza su máximo espesor conocido al norte de Villacarrillo (superior a 70 m), disminuyendo hacia el oeste hasta 30-50 m al norte de Sabiote y menos de 10 m al norte de Rus, desapareciendo totalmente al oeste de Canena. Hacia el Este también disminuye, sin superar los 20 m frente a Villanueva del Arzobispo. Por lo que respecta a los espesores del Jurásico en profundidad, bajo los materiales miocenos, los datos disponibles muestran una distribución con máximos aparentes próximos a 100 m, al sur de Villacarrillo y al este de Sabiote y Torreperogil, mientras que en la zona central hay una banda N-S de espesores aparentes inferiores a 50 m, aunque cabe pensar que el espesor sea más o menos uniforme y próximo a 100 m en toda su extensión, acuñándose únicamente en las inmediaciones de sus límites posicionales situados al Este y al Sur. En general, la profundidad en que se sitúa el techo del jurásico aumenta desde unos 100 m, a 1 ó 2 km de sus afloramientos, hasta superar los 700-800 metros al sur de Úbeda. Las pendientes del mismo está comprendidas generalmente entre el 1,5 y el 5 % en su parte norte (equivalentes a buzamientos de 1 a 3°), entre Canena, Rus, Sabiote y Villacarrillo, mientras que al sur de la línea Úbeda-Torreperogil se incrementan al 11-12 % (o unos 7° de buzamiento) con tendencia general sur-sureste y con buzamientos aparentemente similares o inferiores a los observados en superficie. El Jurásico está ligeramente plegado en profundidad y afectado por fracturas de dirección predominante NE-SO y otras menos frecuentes NNO-SSE, que afectan tanto al zócalo como a las dolomías liásicas. Se detecta una fosa de unos 30-40 metros de hundimiento en una posición intermedia entre Canena y Baeza por el oeste y en dirección hacia Sabiote, una falla situada próxima a la línea de Úbeda- Sabiote de mas de 100 m de salto, cuyo bloque hundido es el meridional, y otra inmediatamente al norte de Canena con hundimiento entre de 100 y 180 metros en el bloque septentrional. (ITGE-DGOH-DGCA, 2001)

Desde el punto de vista estructural, todos los materiales miocenos se disponen con geometría tabular subhorizontal con buzamientos de 5-10 ° hacia el sur, apoyándose de forma discordante sobre lo materiales más antiguos.

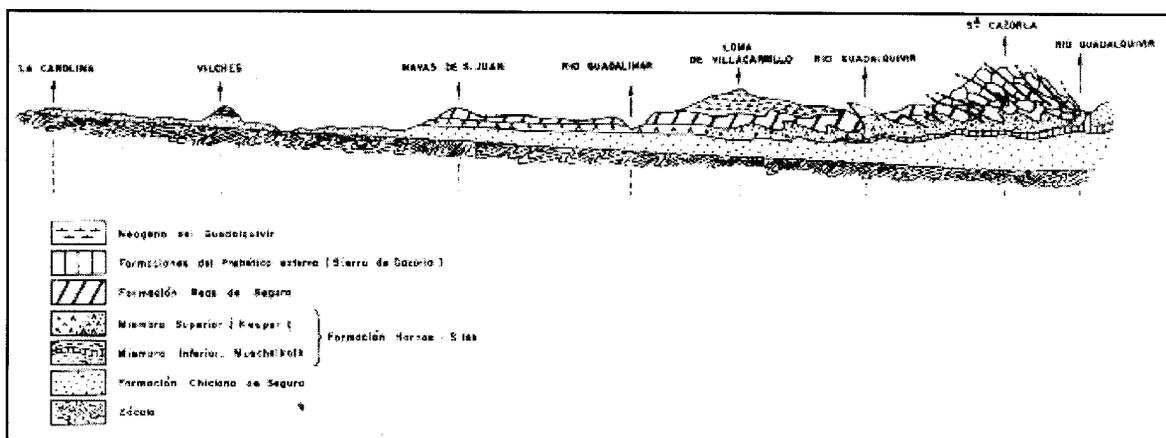


Figura 1 . Corte NO-SE. Escala horizontal 1: 600.000 (MAGNA nº 906)

Subunidades hidrogeológicas

El acuífero carbonatado de la Loma de Úbeda es una de las subunidades, junto con la del Mioceno de Úbeda, que forman la Unidad Hidrogeológica 05.23. Estas dos subunidades presentan una geometría y características hidráulicas diferentes e independientes en condiciones naturales.

Subunidad Carbonatada de la Loma de Úbeda: Este acuífero está constituido por dolomías liásicas de la cobertera tabular de la Meseta (Rey et al,1998) que afloran desde el norte de Canena y Rus hasta las inmediaciones de Villanueva del Arzobispo, a ambos márgenes del río Guadalquivir, y se hunden hacia el Sur-Sureste bajo los depósitos miocenos de la Loma de Úbeda y Villacarrillo.

La extensión total de los afloramientos permeables del Jurásico, hasta el contacto con las margas miocenas que lo recubre a techo, es de unos 252 Km², si bien localmente quedan restos discontinuos de materiales margo-arenosos miocenos sobre el acuífero.

Los materiales triásicos constituyen la base y el límite septentrional del acuífero. Hacia el sur los materiales jurásicos se sumergen bajo los depósitos del Mioceno, que lo convierten en un acuífero cautivo y en carga a escasa distancia de sus afloramientos, el Mioceno presenta esencialmente materiales margosos impermeables de 200 a más de 500 metros de potencia, si bien a techo y muro albergan otros niveles productivos de menor interés. Los niveles situados a techo de las margas constituyen un acuífero independiente de tipo libre y multicapa. El Trías se presenta como un acuífero multicapa y discontinuo.

Esta subunidad estaría limitada hacia el este por los cabalgamientos prebéticos que conforman el acuífero de Sierra de las Villas (Unidad de Cazorla), aunque cabe la posibilidad de que en profundidad esté en contacto con materiales acuíferos del Jurásico Prebético, al menos localmente. Hacia el Sur el límite lo marcarían las Unidades Olitostromicas de la Depresión del Guadalquivir y hacia el Oeste el acuífero desaparece progresivamente por acuífamiento. Con dichos límites la extensión del acuífero jurásico bajo las margas del Mioceno sería de unos 626 Km², con lo que la superficie total del acuífero jurásico estaría en torno a 878 Km².

Los accidentes tectónicos que afectan al Jurásico pueden provocar desconexiones hidráulicas más o menos acusadas en el acuífero confinado y ocasionar compartimentaciones internas del mismo.

Parámetros Hidráulicos

Los caudales obtenidos en sondeos están comprendidos entre 1 y 50 l/s en el caso del acuífero libre mioceno (aunque generalmente son inferiores a 10 l/s) y entre 2 y 105 l/s en el confinado jurásico (la mayoría son inferiores a 25 l/s, con una media de 19 l/s en los 58 sondeos con datos). En los sondeos próximos al borde de los afloramientos jurásicos los caudales obtenidos se reducen a 3-5

l/s, a pesar de captarse el Triás, por debajo de algunos metros de Jurásico. Se define una clara zona central en el acuífero confinado, en la que los caudales superan siempre los 20 l/s y localmente los 40 l/s, que coincide, a grandes rasgos, con la zona de menor espesor de acuífero, lo que lleva a considerar que los sondeos perforados en esta zona no han llegado a atravesar totalmente el acuífero jurásico por dificultades en los trabajos de perforación, ante su elevado caudal y presión de agua, aunque también pudiera ser efecto de un aumento de la permeabilidad debido a una mayor fracturación o karstificación en esa zona.

Los pocos datos de caudales específicos disponibles dan valores del orden de 0,5 l/s/m para el acuífero libre y de hasta 3-5 l/s/m en el confinado. Se asignan al acuífero confinado transmisividades comprendidas entre 300 y 500 m²/día, si bien localmente podrían alcanzarse valores incluso superiores a 1000 m²/día (Rey et al 1998). Respecto a la porosidad eficaz cabe esperar valores del orden del 0,5 % en el acuífero libre, de acuerdo con su naturaleza, y el coeficiente de almacenamiento del acuífero confinado puede considerarse próximo a 10⁻⁴, en ausencia de datos más fiables.

3.- MODELO DE FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO

La definición de la superficie piezométrica en el acuífero jurásico de la Unidad de Úbeda presenta ciertas dificultades, dado que son frecuentes los sondeos que atraviesan varios de los acuíferos existentes en el área, sin un adecuado aislamiento de los mismos (Triás y Jurásico, Jurásico y Mioceno o incluso otros de menor interés del Tortonense inferior), lo que provoca evidentes anomalías en la posición del nivel piezométrico de algunos puntos al interconectar niveles de diferente potencial. En la zona de acuífero libre, algunos sondeos alcanzan, incluso, materiales paleozoicos, que también en ocasiones pueden contener acuíferos con diferente piezometría.

En la zona del acuífero jurásico de carácter libre, situada al norte del río Guadalimar las cotas del agua están comprendidas entre 400 y 500 m, con flujos dirigidos generalmente desde el centro de los afloramientos hacia sus bordes y hacia el propio río Guadalimar, y con un gradiente hidráulico comprendido entre el 1 y el 5 %. Los manantiales más significativos asociados al acuífero jurásico (con caudales comprendidos entre 1 y 10 l/s en 1.996) se sitúan precisamente en los bordes de estos afloramientos, a cotas comprendidas entre 410 y 480 m, en la margen derecha del río Guadalimar y a mayor cota que el río. Los restantes manantiales ligados al Jurásico presentan caudales inferiores a 1 l/s y aparecen próximos a los bordes de los afloramientos, con cotas de hasta 715 m, correspondiendo a niveles colgados del propio acuífero jurásico o, en ocasiones, incluso, de materiales miocenos suprayacentes. (ITGE-DGOH-DGCA, 2001).

Al sur del río Guadalimar, el nivel de agua se sitúa por debajo de 400 m s.n.m., con gradiente descendente hacia el sur-sureste, desde el río hacia el acuífero. A una distancia de 2-4 km, al sur del río, el acuífero entra en carga a escasa distancia de su recubrimiento por las margas miocenas, aumentando rápidamente la carga hidráulica sobre el techo del Jurásico hasta alcanzar más de 300 m al sur de Úbeda, Torreperogil y Santo Tomé, y valores de hasta 500 m cerca del límite meridional del acuífero.

El gradiente hidráulico en el sector confinado está comprendido entre el 0,8 y el 2,2 %, con un valor medio del 1,5 %, del orden de la mitad que en el acuífero libre, lo que prueba sus excelentes características hidráulicas. (ITGE-DGOH-DGCA, 2001).

Se han observado saltos bruscos de nivel piezométrico en algunos sondeos próximos entre sí y que alcanzan el acuífero jurásico confinado, puestos de manifiesto en algunos estudios (Rey et al 1998), aunque en ocasiones se han interpretado exclusivamente como respuesta a la compartimentación interna del acuífero en bloques, por las fracturas que lo afectan en profundidad. La existencia de niveles de cierta productividad, tanto en la propia formación como a techo y muro de las margas

impermeables, impide sacar conclusiones definitivas al respecto, sin una minuciosa interpretación de los datos piezométricos y de columnas litológicas en cada caso concreto.

En general, el nivel piezométrico se sitúa a unos 100 metros de profundidad en la zona del acuífero libre y hasta 180-200 en las zonas más deprimidas del acuífero confinado.

El acuífero jurásico se alimentaría esencialmente de la infiltración directa del agua de lluvia sobre sus afloramientos permeables, unos 252 km².

En condiciones naturales y en ausencia de explotaciones por bombeo, el acuífero libre descargaría directamente hacia el río Guadalimar, y el acuífero confinado estaría totalmente saturado hasta su cota de desagüe, descargando también hacia el río Guadalimar o hacia cauces secundarios situados al sur del mismo, en la franja entre el río y el contacto con las margas miocenas que lo confinan a techo.

El análisis de los datos de 5 estaciones meteorológicas de la zona permite realizar un primer balance del acuífero. Para ello, se han utilizado los valores medios de las cinco estaciones, cuya cota media es 738 m, muy similar a la de los afloramientos jurásicos, presentando una precipitación media anual, para un período de 35 años hidrológicos de 1960-61 a 1994-95, de 611 mm.

Se puede considerar, dada la naturaleza del acuífero y la existencia de suelos más o menos desarrollados, una reserva útil comprendida entre 25 y 50 mm. Para la media de las cinco estaciones la lluvia útil estaría comprendida entre 324 y 338 mm/año, en función de la reserva útil del suelo considerada. Así mismo, se estima adecuado un porcentaje de infiltración del orden del 60 %, como mínimo, al ser un área de escasa pendiente. El total de entradas por infiltración del agua de lluvia para un año medio estaría comprendido, por consiguiente, entre 49 y 51 hm³/año (ITGE-DGOH-DGCA, 2001).

Se calcula que para la subunidad carbonatada jurásica un total de 19,7 hm³/año son utilizados para riego, de los que 1,5 hm³/año correspondería a descargas por manantiales y 18,2 hm³/año a explotaciones por bombeo (ITGE-DGOH-DGCA, 2001).

4.- HIDROQUÍMICA

El Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas realizó en el año 2003 un estudio específico sobre la caracterización del marco hidrogeológico e hidroquímico del Acuífero Carbonatado de la Loma de Úbeda. Se determinaron diversos parámetros físico-químicos y análisis de iones mayoritarios, isótopos estables, tritio, carbono-14 y carbono-13.

Calidad de las aguas subterráneas

Las características químicas de las aguas del acuífero carbonatado de la Loma de Úbeda están influenciadas por la existencia de numerosos sondeos que interconectan los diferentes acuíferos superpuestos, pero se observa un claro control litológico en su composición química, presentando un elevado contenido en sulfatos que está relacionado con materiales triásicos, mientras que las aguas cloruradas sódicas están relacionadas con niveles carbonatados más profundos, figura 2.

La mayor parte de los manantiales muestreados se encuentran al norte del Río Guadalimar, éstos drenan materiales carbonatados jurásicos o triásicos, presentan una conductividad eléctrica comprendida entre los 800 y 1.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un elevado contenido en nitrato (desde 60 a 200 mg/l).

Los resultados de los análisis químicos muestran que los manantiales localizados sobre materiales jurásicos presentan facies con un carácter netamente bicarbonatado cálcico. Los situados sobre materiales miocenos presentan facies mixtas entre sulfatadas y bicarbonatadas y los ubicados sobre materiales triásicos se caracterizan por un predominio de las facies sulfatada cálcica.

Las aguas del sector del acuífero jurásico libre presentan unas facies marcadas por la influencia litológica de los materiales jurásicos y triásicos que atraviesan. Se observa una transición entre las facies bicarbonatada cálcica relacionada con los materiales jurásicos y sulfatada cálcica relacionada con los yesos presentes en los triásicos. En general, afloran a una temperatura comprendidas entre los 16 y 24 °C y su conductividad está comprendida entre los 700 y 1.200 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El pH de las muestras es ligeramente básico, entre 7,5 y 8. Generalmente, los contenidos en cloruros son muy bajos (10 a 30 mg/l). Las concentraciones de nitrato están comprendidas entre 5 y 25 mg/l, lo que permite suponer que son aguas de renovación rápida.

En el sector del acuífero confinado al Sur del río Guadalimar la mayor parte de las aguas provienen de los niveles carbonatados jurásicos aunque puede existir mezcla en algún pozo con niveles miocenos, ya que se han detectado concentraciones de nitrato que llegan a superar los 20 mg/l. Las medidas realizadas de temperatura muestran valores entre 25 y 31 °C y un pH entre 7,1 y 7,6. La concentración del ion sulfato está comprendida entre 100 y 300 mg/l. Tanto el ion cloruro como el ion sodio, incrementan su concentración según el sentido de flujo. Por tanto, la composición química es característica de unas facies de transición entre las aguas bicarbonatadas cálcicas típicas de las zonas de recarga de los materiales carbonatados y las facies cloruradas sódicas. En este caso, la composición química del agua indica una transición o evolución química marcada por la dirección de las líneas de flujo desde los niveles carbonatados jurásicos hacia el sur.

Casi todos los pozos profundos (400 a 700 m de profundidad) muestreados se sitúan en el sector meridional y aprovechan los niveles más profundos del acuífero jurásico confinado. La conductividad del agua es generalmente elevada, con valores típicos comprendidos entre 2.000 y 2.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Las temperaturas oscilaron entre 28 y 52 °C. Se detectaron en todas las muestras presencia de SH_2 , que indica procesos de reducción de sulfatos. El pH del agua está comprendido entre 7,0 y 8,2. Estas aguas se caracterizan por el predominio de los iones de cloruro y sodio por lo que se sitúan en dominio de las facies cloruradas sódicas. Su representación en un diagrama de Piper presenta cierta dispersión lo que se puede interpretar como cierto grado de evolución geoquímica o bien como consecuencia de un proceso de mezcla de niveles más someros y probablemente de diferente composición química. Todo esto indica que la renovación de esta agua es extremadamente lenta.

En el sector este y sureste las aguas presentan elevada salinidad, entre 866 y 4100 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Abundan los iones sulfato y bicarbonato. Se trata de aguas procedentes de pozos con profundidades comprendidas entre 100 y 400 metros, los cuales no explotan en todo los casos de forma exclusiva el acuífero jurásico. Las temperaturas varían entre 19 y 30°C. El pH está comprendido entre 6.9 y 7.6. La concentración de nitratos está por debajo de 15 mg/l. Los materiales triásicos son los responsables de la abundancia de los iones sulfatos y calcio. En este sector se observa una evolución geoquímica muy marcada de Norte a Sur, lo que refleja un sentido de flujo subterráneo definido por una zona de recarga situada al norte y las líneas de flujo dirigidas hacia el sur o sureste.

En el sector oeste se han tomado muestras en pozos profundos de hasta 700 metros y en pozos más someros de 80 metros. Las aguas presentan una conductividad eléctrica del orden de 1000 a 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La temperatura en los pozos más someros es de 18 °C, mientras que en los más profundos se superan los 31 °C. Hidroquímicamente existen claras diferencias entre los niveles más profundos, donde predominan las facies bicarbonatadas sódicas, y los niveles más someros donde los iones dominantes son el bicarbonato y el calcio.

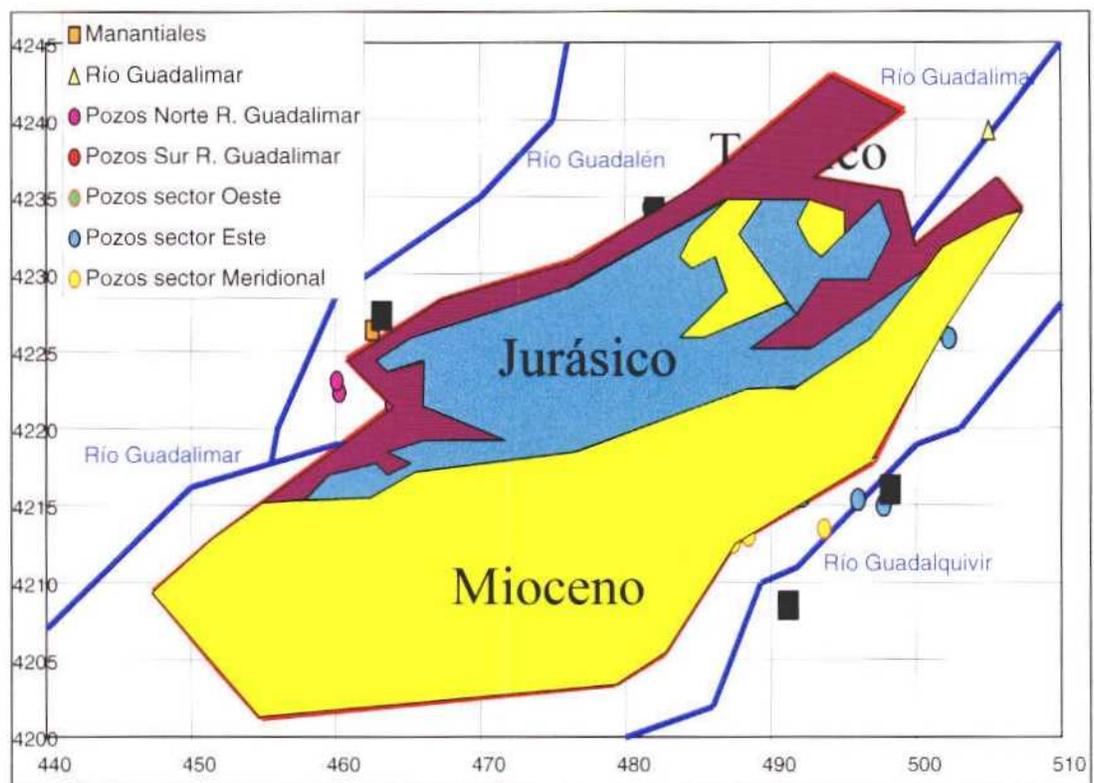


Fig. 2. Edad geológica de los materiales que afloran dentro de la poligonal que define la Unidad Hidrogeológica 05.23. (CEDEX 2003)

Resultados de estudios específicos (Isotópicos)

Isótopos estables del agua: Deuterio ($2H$) y Oxígeno-18 ($18O$)

Se ha realizado una interpretación conjunta de todos los datos disponibles, manantiales, aguas del río Guadalimar y de las aguas subterráneas de los cinco sectores diferenciados.

El rango de $\delta^{18}O$ está comprendido entre valores inferiores a $-7,5$ ‰ de las aguas del río Guadalimar y ciertos manantiales y los valores próximos a $-5,5$ ‰ de algunas muestras de aguas subterráneas del sector situado al norte del río, así como a un grupo numeroso de manantiales. Estos valores nos indican que en el caso del río las aguas en el momento de la toma de las muestras procedían de una altitud mayor. Los valores isotópicos de los manantiales son coherentes con los observados en las aguas subterráneas no evaporadas y por tanto son representativos del índice isotópico de la recarga local.

La mayor parte de las muestras de aguas subterráneas se agrupa entre $-5,8$ y $-6,8$ ‰ en $\delta^{18}O$. Casi toda la totalidad de las muestras analizadas se sitúa por debajo de la LMAM ello indica que se trata de aguas que han experimentado un cierto grado de evaporación antes de su infiltración.

Relacionando los contenidos de $18O$ y $2H$ se observa una notable diferencia en los contenidos isotópicos entre las aguas del río Guadalimar y las aguas subterráneas. La composición isotópica de las aguas subterráneas refleja un origen ligado a las precipitaciones de la zona, y no con los contenidos isotópicos que caracterizan al río Guadalimar, por lo que éste no representa una fuente de recarga del acuífero.

Tritio Termonuclear ($3H$)

Manantiales y río Guadalimar: Las concentraciones están comprendidas entre 2,8 y 7,2 U.T. La mayoría de las muestras tomadas de los manantiales presentan una concentración en tritio muy similar a la concentración media estimada para la precipitación de los últimos años en la zona, reflejando que se trata de aguas recargadas recientemente.

La muestra con un valor de 2,8 U.T. se explica por la existencia de una importante contribución de agua de cierta antigüedad, es decir, contiene una determinada proporción de agua procedente de precipitaciones anteriores a 1954. Las muestras que contienen valores de unas 7,2 U.T. reflejan una contribución del tritio termonuclear presente en la lluvia durante las décadas de los años 60 y 70. El agua del río presenta una concentración de tritio (5,1 y 5,5 U.T.) coherente con la concentración estimada para las lluvias locales.

Aguas subterráneas del acuífero libre al norte y sur del río Guadalimar: Las concentraciones de tritio encontradas en este grupo de muestras son, en general, inferiores a 1 U.T. y corresponden a pozos de unos 200 metros, donde se producen mezcla de aguas ya que se encuentran pequeñas cantidades de nitrato. Para algunos pozos más someros la concentración en tritio refleja una recarga muy importante de las precipitaciones durante los últimos años.

Aguas subterráneas del Sector Oeste: De las muestras analizadas, las correspondientes a pozos profundos carecen de concentraciones de tritio apreciables, lo que refleja que las aportaciones de niveles someros a las aguas que se extraen de los niveles productivos profundos es mínima. Una de las muestras corresponde a un pozo que explotó niveles detríticos del mioceno por lo que las aguas presentan concentraciones de tritio de 2,3 U.T.

Aguas subterráneas del sector Este: En un pozo en el que el nivel estático se encuentra a 240 metros, no se ha encontrado concentración de tritio. En cambio, en otro donde el nivel estático está

a 20 metros de profundidad y cercano al río Guadalquivir, presenta una concentración de tritio de 1,8 U.T. que se explica como una mezcla de aguas profundas carentes de tritio y aguas modernas aportadas por el río Guadalquivir.

Aguas subterráneas del sector Meridional: En todas las muestras tomadas no se han encontrado concentraciones de tritio por lo que se descarta la ausencia de una contribución de las aguas subterráneas aportadas por los niveles detríticos de los materiales miocenos.

Carbono-14

En los puntos muestreados que no corresponden al acuífero confinado se han encontrado valores típicos de aguas recientes (75 a 100 pCM). Los contenidos más bajos de carbono-14 (del orden de 2 a 3 pCM) se han encontrado en los pozos profundos del sector Meridional.

Aguas subterráneas al Norte del río Guadalimar: Presentan actividades elevadas de carbono-14 con 83,6 pCM y 77,2 pCM. Las desviaciones isotópicas de carbono-13 han proporcionado valores típicos de aguas subterráneas con escasa evolución geoquímica y típicas de zona de recarga (-13 0/00 a -15 0/00 $\delta^{13}C$).

Aguas subterráneas al Sur del río Guadalimar: La actividad del carbono-14 en estas muestras es en general elevada (entre 60 y 75 pCM), a excepción de una muestra con una actividad de 15 pCM. La desviación isotópica del carbono-13 (-9,66 0/00 $\delta^{13}C$) indica un grado mayor de evolución geoquímica con relación a los valores de la zona norte. La edad radiométrica es inferior a 500 años e indica que se trata de aguas recientes, debido a una mezcla de aguas subterráneas del acuífero jurásico con aguas subterráneas del acuífero mioceno, o bien con aguas de recarga reciente. La edad superior a 10.000 años que se infiere para una sola muestra se considera que representa a niveles de aguas más profundas.

Aguas subterráneas del Sector Oeste: Está representado por dos muestras, una presenta una actividad de carbono-14 de 2,2 pCM y una desviación isotópica de +2,28 0/00 $\delta^{13}C$. La otra muestra presenta una abundancia de 40,59 pCM y una desviación isotópica de -8,86 0/00 $\delta^{13}C$. Presenta una edad mucho más reciente debido a que la profundidad del pozo es menor y explota niveles del acuífero mioceno. El valor de $\delta^{13}C$ de este pozo se explica como procesos alternativos de precipitación de CO_3Ca y posterior disolución de carbonatos del medio exentos de carbono-14.

Aguas subterráneas del Sector Este: En este sector se encuentran aguas que reflejan una edad de varios miles de años ya que presentan valores de carbono-14 inferiores a 10 pCM y desviaciones isotópicas de carbono-13 típicas de aguas subterráneas de zonas próximas.

Aguas subterráneas del Sector Meridional: Todos los análisis de aguas de este sector han proporcionado concentraciones inferiores a 10 pCM. Los valores de la desviación isotópica $\delta^{13}C$ se encuentran entre -11 y -14 0/00. Las edades radiométricas varían entre 14.000 y 25.000 años, aproximadamente.

5.- MÉTODOS DE INVESTIGACIÓN

Técnicas específicas empleadas en el estudio

Las técnicas de estudio empleadas con el objetivo de profundizar en el conocimiento la Unidad Hidrogeológica 05.23 han permitido obtener mayor información, tanto de la Subunidad del acuífero mioceno como del acuífero carbonatado profundo de la Loma de Úbeda. Las técnicas de investigación utilizadas se han basado tanto en métodos indirectos como métodos geofísicos, en los que se incluyen métodos geoelectrónicos y sísmica de reflexión, y métodos directos tales como sondeos mecánicos y análisis hidroquímicos.

Métodos geofísicos y prospección

Métodos geoelectricos: Con el objetivo de determinar el espesor y geometría de la cobertera miocena, que descansa sobre diferentes unidades del Mesozoico en la parte oriental de la Cuenca de Baeza, se realizó una campaña de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) por parte del Instituto Geológico y Minero (IGME).

De este modo, a partir de los datos de la campaña eléctrica, se han interpretado una serie de perfiles eléctricos, a partir de SEV. A grandes rasgos puede describirse como una capa conductora de potencia importante sobre otra capa más resistiva, que respectivamente y según la interpretación geológica de la geofísica, representan el Mioceno margoso y el Mesozoico.

Los resultados obtenidos no permiten definir el espesor total del Mesozoico, ni la potencia de la unidad jurásica en la que se localiza el acuífero profundo, únicamente se localiza su techo, cuando las margas del mioceno se apoyan directamente sobre él.

Se realizaron un total de 47 SEV, con medición según dispositivo Schlumberger y abertura máxima AB de 2000 m. A partir de los datos de resistividad interpretados según los perfiles se ha construido un modelo en el que se han agrupado y correlacionado capas siguiendo un criterio de valores de resistividad, distinguiéndolas de otras por su contraste y profundidad.

El modelo geoelectrico, de una capa conductora de espesor variable sobre otra más resistiva es bastante satisfactorio, asimilando el conductor a las facies margosas del Terciario y el resistivo a un basamento geoelectrico que incluye al Mesozoico indiferenciado. Tal modelo únicamente pone de manifiesto la topografía del basamento sobre el que se apoya el Mioceno margoso allí donde los SEV han alcanzado el resistivo y por tanto permiten determinar el espesor del Terciario.

Métodos Sísmicos: A partir de los perfiles sísmicos suministrados al IGME, por parte de la D.G. de Hidrocarburos y Repsol, se han realizado una serie de revisiones de estos trabajos.

La metodología de trabajo se inició con la medición y digitalización de los tiempos dobles de estos reflectores para todas las líneas, continuando con la elaboración de una ley de velocidades única a partir de las individuales de cada línea y junto con la información proporcionada por los sondeos mecánicos, diseñándose una función de conversión tiempo-profundidad.

Las potencias calculadas durante la interpretación de las secciones sísmicas se han deducido adoptando una velocidad de 2000 m/s para el Mioceno y de 2200 m/s para el Triás. La estructura deducida de la sísmica es tabular con suave buzamiento al Sur, dando lugar a un acuñaamiento del conjunto mesozoico que podría estar asociado a un límite deposicional, apreciándose también mínimos de potencia de Mioceno al norte, limitados por fallas, que representa un bloque más elevado respecto al entorno. En la zona central aparece un bloque más hundido, con orientación E-O y salto de 30-40 m, con mayor potencia del Mesozoico.

Sondeos mecánicos: Los datos obtenidos pertenecen al "Archivo de Puntos Acuíferos" de la Base de Datos de Aguas de la Dirección de Hidrogeología y Aguas Subterráneas del IGME, habiéndose seleccionado aquellos que atraviesan el Mioceno y llegan a cortar unidades del Mesozoico. Presentan unas profundidades variables según su situación geográfica.

Métodos hidroquímicos

Las técnicas hidroquímicas utilizadas tienen como objetivo la caracterización de los distintos tipos de aguas y la relación que hay entre ellas. Esta herramienta aporta información sobre los procesos hidrogeológicos y geoquímicos que afectan a cada tipo de agua, es decir, sobre su origen, dinámica y evolución geoquímica del agua subterránea.

Se han realizado medidas "in situ", tanto en muestras de aguas superficiales como subterráneas, de parámetros físico-químicos del agua, concretamente, de pH, temperatura, conductividad, alcalinidad, así como las concentraciones de los iones nitrato y sulfato. Se determinaron las composiciones químicas de las aguas muestreadas en pozos, manantiales y ríos de la zona, analizando sus componentes mayoritarios, es decir, se determinaron Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- . Estos análisis constituyen una excelente herramienta para la caracterización de las diferentes facies hidroquímicas, así como su interacción con el terreno y las proporciones de posibles mezclas de aguas.

El análisis de los isótopos estables del agua, deuterio y oxígeno-18 proporcionan información sobre el origen del agua y sobre las conexiones hidráulicas entre los diferentes tipos de familias de aguas. La composición isotópica del agua se expresa en tanto por mil con respecto al patrón internacional representativo del agua del mar (V-SMOW, Vienna-Standard Mean Ocean Water). Las abundancias isotópicas del oxígeno-18 y del deuterio se representan en un diagrama $\delta^{18}\text{O}$ frente a $\delta^2\text{H}$ o δD para caracterizar familias de aguas y estudiar sus posibles relaciones. La mayor parte de las precipitaciones del globo tienen valores δ que se ajustan a una línea de ecuación $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ denominada línea mundial de aguas meteóricas (LMAM). El término 10 se llama exceso de deuterio (ΔD) y se utiliza como índice de evaporación del agua. Uno de los factores que controlan la composición isotópica del agua es el llamado efecto de altitud, el cual supone aproximadamente un $-0,25\text{‰}$ por cada 100 metros de cambio de altitud para $\delta^{18}\text{O}$ y a $-2,4\text{‰}$ por cada 100 metros para δD . Otro factor que determina la composición isotópica del agua es la evaporación. Cuando este efecto es importante, los puntos que reflejan la composición isotópica del agua en un diagrama $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ se sitúan por debajo de LMAM. Otro aspecto que controla la composición isotópica de las aguas es el efecto paleoclimático. Las aguas subterráneas recargadas con anterioridad al Holoceno pueden presentar características diferentes al de las aguas recargadas en la misma zona en periodos recientes. Las precipitaciones de la Península Ibérica procedentes de frentes de origen atlántico suelen tener valores medios de ΔD próximos a $+11,5\text{‰}$. Los valores de este parámetro en las aguas derivadas de las precipitaciones locales en la zona de Úbeda presentan un valor más próximo a $+10\text{‰}$.

El análisis del tritio ambiental presente en el agua es una herramienta para estudios hidrológicos basada en que en los últimos 45 años las precipitaciones a escala global, y en particular en el hemisferio norte, han contenido concentraciones de tritio muy superiores a las producidas de forma natural, debido a los ensayos termonucleares realizados en la atmósfera durante las décadas de los años 50 y 60. Debido al origen reciente del tritio y al corto periodo de semidesintegración de este isótopo (12,3 años), se utiliza en Hidrología para identificar la presencia de aguas infiltradas en el subsuelo a partir del año 1952, fecha en que se iniciaron los ensayos termonucleares. Las concentraciones de tritio se expresan en unidades tritio (UT). Para poder interpretar correctamente los valores de la concentración de tritio es necesario conocer las concentraciones de las precipitaciones de la zona de estudio durante los últimos 45 años. Las concentraciones de tritio en la zona de estudio han sido superiores a 5 U.T. durante los últimos 50 años. Si se consideran las concentraciones de tritio corregidas por desintegración radioactiva hasta el momento de la toma de muestras, las aguas infiltradas posteriormente al año 1956 serían en el momento presente superiores a 4 U.T. Por otra parte las concentraciones medidas corregidas por la desintegración han variado muy poco desde 1982 a 2000, con un valor medio igual a 5,4 U.T.

El Método de Carbono-14 de datación radiométrica se basa en que es un isótopo radiactivo del carbono con un periodo de desintegración de 5.730 años. La mayor parte del ^{14}C se produce a una altitud media de unos 1.600 metros y llega a la superficie terrestre en forma de CO_2 , entrando a formar parte del ciclo biológico del carbono. La tasa de producción de ^{14}C en la atmósfera se ha mantenido razonablemente constante durante los últimos 10.000 años. El tiempo medio de permanencia del ^{14}C es inferior a 5 años y su intercambio con los seres vivos es muy rápido. Cuando el carbono de la muestra no se altera durante el periodo transcurrido desde su aislamiento del ciclo biológico hasta realizar la toma de muestra se puede datar a partir del carbono contenido

en la muestra. En el caso del agua, la datación se realiza a partir del carbono-14 asociado a las especies carbonatadas del agua. Inicialmente, el ^{14}C llega al agua por disolución de CO_2 atmosférico durante la precipitación, pero, sobre todo, por disolución de CO_2 del suelo durante el proceso de infiltración. La mayor parte del CO_2 arrastrado por el agua durante su infiltración procede de la capa superficial del suelo donde se produce el proceso respiratorio de las plantas y la descomposición de restos orgánicos. Al carbono incorporado al agua por este proceso se denomina carbono biogénico. La actividad de carbono-14 en una muestra se expresa como porcentaje de carbono moderno (PMC), con relación a un patrón internacional, cuya actividad se define como el 95 % de la actividad de carbono-14 del patrón oxálico del "National Bureau of Standards" (NBS) en el año 1950. Por tanto, valores alrededor de 75-100 PCM corresponden a aguas recargadas en los últimos 1.000 a 2.000 años; valores superiores a 100 pCM indican la presencia de aguas de los últimos 50 años. Aguas subterráneas carentes de carbono-14, indicaría una recarga superior a 30.000 años.

Los contenidos en carbono-13 se expresan en tanto por mil respecto a un patrón internacional (Vienna Pee Dee Belemnite, V-PDM). Valores entre 0 ‰ y - 6 ‰ pueden encontrarse en carbonatos continentales. El CO_2 atmosférico presenta hoy en día contenidos próximos a - 7,5 ‰. En la mayor parte de los casos se acepta $\delta^{13}\text{C} = -25 \pm 20/00$ como desviación isotópica de ^{13}C para el CO_2 biogénico captado por el agua durante su infiltración. Los carbonatos del medio rocoso presentan generalmente una desviación $\delta^{13}\text{C}$ comprendida entre 0 ‰ y +20/00 si son de origen marino antiguo, pudiendo ser algo más negativa si son recientes. Por tanto, cuando el agua disuelve carbonatos del medio por cualquier proceso, el valor de $\delta^{13}\text{C}$ en el carbono total del agua aumenta proporcionalmente, según la procedencia de las dos fuentes de carbono.

6.- CONCLUSIONES

El acuífero carbonatado de la Loma de Úbeda está condicionado por su estructura geológica. Este hecho queda reflejado en distintos sectores en que se produce un comportamiento hidráulico y evolución geoquímica de las aguas subterráneas.

El sector situado al norte del río Guadalimar y una estrecha franja situada al sur, en la zona correspondiente al acuífero libre, se caracteriza por la rápida renovación de las aguas. En este sector constituyen niveles acuíferos tanto los materiales carbonatados jurásicos como los materiales triásicos. Las aguas subterráneas presentan una escasa evolución geoquímica y contienen elevadas concentraciones de tritio y carbono-14, así como altos niveles de nitrato (CEDEX, 2003).

En el sector situado al Sur del río Guadalimar, el acuífero principal lo constituyen las calizas y dolomías jurásicas. Estos niveles se encuentran confinados por un potente paquete de sedimentos miocenos, que hacen que el acuífero llegue a alcanzar profundidades superiores a los 700 metros. Las aguas en este sector meridional son geoquímicamente muy evolucionadas ya que se encuentran prácticamente estancadas y no tienen una descarga hacia otras unidades geológicas. Presentan edades radiométricas superiores a los 30.000 años en las zonas más profundas y su zona de recarga corresponde a los afloramientos carbonáticos jurásicos situados a ambos márgenes del río Guadalimar (CEDEX, 2003)

Con los datos disponibles hasta el momento se puede asegurar que no existe conexión entre las aguas del río Guadalimar y la práctica totalidad de las aguas subterráneas analizadas ya que presentan un gran contraste isotópico. (CEDEX, 2003)

El estudio de la evolución geoquímica de las aguas y la distribución de los contenidos isotópicos indican un sentido predominante del flujo dirigido de Norte a Sur en el sector meridional. (CEDEX, 2003)

Las aguas del sector meridional de la parte confinada del acuífero presentan facies hidroquímicas diferenciadas en tres subsectores (CEDEX, 2003):

Subsector oeste: Se observa una evolución hacia facies bicarbonatadas sódicas, el cual se relaciona con la existencia de un acuífero que conduce a la ausencia total de materiales jurásicos. El proceso geoquímico dominante en este subsector es el intercambio catiónico de Ca^{++} y Mg^{++} por Na^+ y K^+ a expensas de los materiales detríticos que constituyen los niveles acuíferos. Las edades radiométricas obtenidas mediante carbono-14 superan los 25.000 años.

Subsector central: Se trata de aguas subterráneas donde domina la facie clorurada sódica, influenciadas por la contribución de las sales marinas relacionadas con los materiales carbonatados del jurásico. En este subsector se encuentran aguas que superan los 50 °C y que se caracterizan por la presencia de SH_2 , como resultado de un proceso de reducción de sulfatos a expensas de la oxidación de materia orgánica. Las edades radiométricas obtenidas mediante carbono-14 superan los 25.000 años.

Subsector Este: Son frecuentes las aguas subterráneas con predominio de las facies bicarbonatadas y/o sulfatadas cálcicas, relacionadas con la presencia de materiales triásicos y/o jurásicos. No hay evidencias de una recarga de magnitud importante procedente de los materiales que conforman la Sierra de Cazorla.

En el sector donde están presente los materiales carbonatados jurásicos, las aguas evolucionan hacia facies cloruradas sódicas y se produce una importante reducción de sulfatos dando lugar a la formación de SH_2 (CEDEX, 2003).

En el sector Este, donde se acuñan y llegan a desaparecer los niveles carbonatados, las aguas subterráneas presentan una facies característica de tipo bicarbonatada sódica, lo que refleja una magnitud de los procesos de intercambio catiónico iones alcalino-térreos por alcalinos. Debido a la disolución del yeso de los materiales triásicos la salinidad de estas muestras es elevada. (CEDEX, 2003)

En el sector Oeste el acuífero jurásico no es tan profundo y en general presenta predominio de las facies clorurada sódicas o sulfatadas cálcicas si el acuífero principal es el detrítico Triásico. La distribución de las edades radiométricas sugiere asimismo una zona de recarga distante y una disposición de las líneas de flujo según una dirección Norte-Sur. La distribución de los datos hidroquímicos e isotópicos indican que no existe una recarga procedente de la Sierra de Cazorla. (CEDEX, 2003)

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Azcárate, J.E., Del Pla, T., Perconig, E., Martínez, C., Moreno, E., Granados, L., Arguelles, A., de las Heras, A., Martínez, J.U., Fernández M^a. C. y Solar J.B. IGME (1977). Mapa Geológico de España. Segunda serie. Hoja de Úbeda 20-36 (906).

Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX). 2003. Realización de Estudios en la Unidad Hidrogeológica 05.23 (Úbeda). Madrid. 101 p.

Gollonet J., Rubio J.C., Martín C., Gonzalez A. y Peinado T. 2002. Los acuíferos de la Loma de Úbeda, reserva estratégica para el Olivar. Publicaciones IGME. Hidrogeología y Aguas subterráneas N° 7. 379-383.

ITGE-CGH-DGCA. 2001. Proyecto para la actualización de la infraestructura hidrogeológica de las Unidades 05.01 Sierra de Cazorla, 05.02 Quesada-Castril, 07.07 Sierras de Segura-Cazorla y el Carbonatado de la Loma de Úbeda. Madrid.

Martínez, W., Núñez, A., Cabañas, I., Perconig, E., IGME (1974). Mapa Geológico de España. Segunda serie. Hoja de Villacarrillo 21-36 (907).

Rey, J., Redondo, L. e Hidalgo, M.C. 1998. Interés hidrogeológico de las Dolomías Jurásicas de la Cobertera Tabular de la Meseta (Norte de Úbeda, provincia de Jaen). Rev. Soc. Geol. España, 11 (3-4), 213-221.

10.7. Cuadro resumen de estudios similares

	ZONA GEOGRÁFICA	FORMACIÓN GEOLÓGICA	PROFUNDIDAD DE NIVEL PIEZOMÉTRICO	TECNICAS ESTUDIO	DE RESULTADOS OBTENIDOS	OBSERVACIONES
SIERRA DE CREVILLENTE	Medio Vinalopó, Bajo Vinalopó y el sureste de Alicante. Extensión 100 km ² .	500 m de calizas, calizas dolomíticas y dolomías del Subbético aloctono de edad Lías.	En el año 2000 la cota piezométrica es de 29 m s.n.m. Profundidad nivel en torno a 450 m.	Seguimiento de la evolución piezométrica y las características químicas del agua. ROVT en dos sondeos.	Conocimiento del funcionamiento hidrodinámico y la evolución hidroquímica. Se constata sobreexplotación, empeoramiento de la calidad del agua y depresión constante del nivel piezométrico.	No se han utilizado técnicas especiales de investigación geofísicas o hidroquímica.
LOMA DE UBEDA	Unidad Hidrogeológica 05.23. Comarca de la Loma de Úbeda. Cuenca alta del Guadalquivir.	Materiales calizo-dolomíticos en estratos tabulares, brechificados y dolomitizados con gran porosidad secundaria. Edad Lias inferior.	Profundidad variable, con anomalías. 100 m de profundidad en el acuífero libre y 180-200 en el confinado.	¹⁸ O, ² H, ³ H, ¹⁴ C, análisis iones mayoritarios, métodos geoelectrónicos, sísmicos, mecánicos.	Conocimiento del modelo de flujo y de los recursos del acuífero. Datación de las aguas subterráneas.	
BILL WILLIAMS MOUNTAIN	Parte central del Norte de Arizona, en Bill Williams Mountain, próximo al borde oeste del arco volcánico de San Francisco.	Calizas arenosas intercaladas con areniscas de grano fino (Fm. Muav). Calizas verde azuladas, densas y cristalinas (Fm. Redwall). Carbonatos y gravas arenosas (Grupo Supai).	La profundidad del nivel freático oscila entre 762 m y 884 m de profundidad.	Gravimetría, medidas aeromagnéticas, sondeos audiomagnetotelúricos, square-array resistividad, Tematic-Mapper, fotografía aérea, modelos de elevación digital, datos de sondeos.	Se consigue modelizar el funcionamiento del acuífero, las direcciones de flujo y los puntos de descarga. Se elabora un mapa de profundidad de la zona saturada.	El estudio supone sólo un trabajo previo de recopilación de información, recomienda que se incida en aspectos relacionados con la hidroquímica y recopilación de datos de sondeos.

Tabla 10.7.1: Cuadro resumen de estudios similares

	ZONA GEOGRÁFICA	FORMACIÓN GEOLÓGICA	PROFUNDIDAD DE NIVEL PIEZOMÉTRICO	TECNICAS DE ESTUDIO	DE RESULTADOS OBTENIDOS	OBSERVACIONES
NAVARRA	Zona Surpirenaica, limite meridional con la cuenca del Ebro, en continuidad con el Pirineo Aragonés.	Calizas y dolomías recristalizadas del Paleoceno (60 ó 70 m) y calizas microcristalinas fracturadas, algo arcillosas del Eoceno.	En torno a 200m.	Teledetección, datos procedentes de estudios geofísicos previos, estudios hidrogeoquímicos de ¹⁸ O y ² H, tritio termonuclear, isótopos de azufre y compuestos orgánicos.	Se ha identificado la causa del incremento de la salinidad en el acuífero y la influencia de la inyección de salmuera.	
TERCIARIO DETRITICO DE MADRID	Sector centro septentrional de la cuenca del río Tajo. Con una extensión de 6000 km ² entre Madrid, Toledo y Guadalajara.	Conjunto de lentejones arenosos-arcillosos distribuidos en matriz arcillosa, correspondientes a las facies detríticas del relleno Neógeno de la cuenca de Madrid.	En torno a 150-200 m.	Geofísica convencional, testificación de sondeos, diagrfias, hidroquímica convencional, estudios isotópicos y dataciones.	Mejora del conocimiento del componente profundo del ATDM, distribución de facies y sus límites, columna tipo	
CAMPO DALIAS	Extremo SE de Andalucía, en el sector suroriental de las cordilleras Béticas. Con una extensión de 330 km ² .	Carbonátos triásicos de la Sierra de Gádor, calcarenitas del Mioceno, las del Plioceno y sedimentos de los abanicos aluviales Cuaternarios.	Acuífero Superior Central: 80-90 m de profundidad. Acuífero Profundo: Muy variable, de 100 a 1000 m de profundidad.	Sísmica de reflexión, diagrfias en sondeos profundos de investigación, caracterización hidráulica y muestreos, técnicas hidroquímicas isotópicas.	Obtención de información de los sistemas de flujo, parámetros hidráulicos y el origen de las precipitaciones que recargan el acuífero, mejorando el modelo hidrológico conceptual.	