

Formaciones Favorables para el Almacenamiento de CO₂ en la Cuenca de Almazán

C. Ruiz Rivas

L. Lomba Falcón

Toda correspondencia en relación con este trabajo debe dirigirse al Servicio de Información y Documentación, Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas, Ciudad Universitaria, 28040-MADRID, ESPAÑA.

Las solicitudes de ejemplares deben dirigirse a este mismo Servicio.

Los descriptores se han seleccionado del Thesaurus del DOE para describir las materias que contiene este informe con vistas a su recuperación. La catalogación se ha hecho utilizando el documento DOE/TIC-4602 (Rev. 1) Descriptive Cataloguing On-Line, y la clasificación de acuerdo con el documento DOE/TIC.4584-R7 Subject Categories and Scope publicados por el Office of Scientific and Technical Information del Departamento de Energía de los Estados Unidos.

Se autoriza la reproducción de los resúmenes analíticos que aparecen en esta publicación.

Catálogo general de publicaciones oficiales
<http://www.060.es>

Depósito Legal: M -14226-1995
ISSN: 1135 - 9420
NIPO: 654-08-003-0

Editorial CIEMAT

CLASIFICACIÓN DOE Y DESCRIPTORES

S54

ENVIRONMENT; CARBON DIOXIDE; CARBON SEQUESTRATION; GREENHOUSE GASES; STORAGE; UNDERGROUND DISPOSAL; SITE SELECTION; SEDIMENTARY BASINS; SPAIN; GEOLOGIC DEPOSITS; GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEMS

Formaciones Favorables para el Almacenamiento de CO₂ en la Cuenca de Almazan

Ruiz Rivas, C.; Lomba Falcón, L.

116 pp. 53 figs. 10 tablas 84 refs.

Resumen:

El almacenamiento de CO₂ en formaciones geológicas es una de las opciones tecnológicas que se está considerando actualmente para mitigar el cambio climático global. Este almacenamiento geológico requiere la identificación y selección de formaciones geológicas profundas que cumplan una serie de requisitos de idoneidad y que garanticen la seguridad sobre la salud y el medioambiente, en los próximos mil años. Los posibles almacenes geológicos favorables para ello pueden ser formaciones permeables profundas, yacimientos de hidrocarburos agotados, minas de carbón no explotables o formaciones salinas.

Dentro del territorio nacional se han preseleccionado unas zonas para la búsqueda de posibles almacenes de CO₂. Entre ellas se destacan las grandes cuencas sedimentarias por incluir potentes series sedimentarias y disponer de información del subsuelo, procedente de la exploración de hidrocarburos.

En este informe se recoge el trabajo realizado para la identificación y selección de formaciones geológicas con capacidad potencial de almacenar CO₂, en la Cuenca de Almazán. Se presenta un modelo geológico 3D del subsuelo de la cuenca, elaborado mediante un SIG, con la estructura simplificada de los almacenes identificados y las áreas idóneas para inyectar CO₂ en los mismos. Se recoge, además, una estimación preliminar de las capacidades de almacenamiento de una posible trampa estructural, considerando exclusivamente atrapamiento físico del CO₂.

Este trabajo se enmarca dentro del Subproyecto nº 3 “Almacenamiento Geológico de CO₂” del Proyecto Singular Estratégico 120000-2005-2 del Programa Nacional de Energía del Ministerio de Educación y Ciencia denominado “Tecnologías Avanzadas de Generación, Captura y Almacenamiento de CO₂”.

Favourable Formations for CO₂ Storage in the Almazán Basin

Ruiz Rivas, C.; Lomba Falcón, L.

116 pp. 53 figs. 10 tablas 84 refs.

Abstract:

Geological storage of carbon dioxide is one of the technological options that have been considered nowadays for global climate change mitigation. Underground CO₂ storage requires the selection and identification of deep geological formations which must meet criteria for health and environmental safety in the middle-term of one thousand years. Deep permeable formations, depleted oil and gas fields, unminable coal seams and saline rocks are possible geological formations for CO₂ storage.

Some areas in our country have been selected to search potential CO₂ reservoirs. Among these areas, sedimentary basins are highlighted because of their thick stratigraphic sequences and the availability of extensive geological data which are coming from fossil fuel exploration.

In this report, the identification and selection of favourable geological formations in the Almazan basin is presented. A 3D simplified subsurface basin geological model that was based on a Geographic Information System is included as well. The report also includes suitable CO₂ injection areas in the surface for the selected geological formations. Finally, a preliminary CO₂ storage capacity estimation of a potential structural trap has been calculated, considering only physical CO₂ trapping.

This work has been undertaken in the framework of the Geological CO₂ Storage Project which is within the Singular Strategic Project of the Ministry of Education and Science “Generation, Capture and Storage advanced technologies of CO₂”.

Agradecimientos al IGME por haber permitido el acceso a sus archivos de microfichas, a Antonio Prado por su ayuda con el SIG, a Fernando Recreo por sus correcciones y al Dr. Luis Pérez del Villar por sus sugerencias y correcciones.

1	INTRODUCCIÓN	7
1.1	Justificación y marco del trabajo	7
1.2	Objetivos y metodología general	7
1.3	Alcance	9
2	DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE ALMAZÁN	11
2.1	Contexto geológico	11
2.2	Estratigrafía del Mesozoico	15
2.2.1	Triásico	16
2.2.2	Jurásico	23
2.2.3	Cretácico	25
2.3	Estratigrafía del Cenozoico	32
2.3.1	Paleógeno	33
2.3.2	Neógeno	38
2.3.3	Contexto tectosedimentario	39
2.3.4	Fracturación	40
2.4	Estructura de la Cuenca de Almazán	43
2.4.1	Contexto regional	43
2.4.2	Estructura en profundidad	44
3	METODOLOGÍA GENERAL Y DATOS DE PARTIDA	51
3.1	Metodología	51
3.1.1	Introducción	51
3.1.2	Recopilación de información	52
3.1.3	Síntesis geológicas	54
3.1.4	Identificación y selección de posibles formaciones favorables	56
3.1.5	Identificación y delimitación de áreas y estructuras favorables	58
3.2	Datos de partida	59
3.2.1	Datos de sondeos	59
3.2.2	Datos geofísicos	62
3.2.3	Datos geológicos	64
4	FORMACIONES Y ÁREAS FAVORABLES	67
4.1	Introducción	67

4.2	Facies Buntsandstein	74
4.3	Facies Utrillas	85
4.4	Cretácico Superior carbonatado	94
5	POSIBLE ESTRUCTURA FAVORABLE. ESTIMACIÓN DE LA CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO DE CO₂	103
5.1	Introducción	103
5.2	Estimación de la capacidad de almacenamiento de una estructura	103
6	CONCLUSIONES	109
7	REFERENCIAS	111

1 INTRODUCCIÓN

1.1 *Justificación y marco del trabajo*

El almacenamiento de CO₂ en formaciones geológicas es una de las opciones tecnológicas que se está considerando actualmente para mitigar el cambio climático global. Los posibles almacenes geológicos idóneos para ello pueden ser formaciones permeables profundas, yacimientos de hidrocarburos agotados, minas de carbón no explotables o formaciones salinas.

El almacenamiento geológico de CO₂ requiere primero identificar y seleccionar formaciones geológicas profundas que cumplan una serie de requisitos de idoneidad (capacidad suficiente, integridad adecuada, etc.) y que garanticen la seguridad sobre la salud y el medioambiente en los próximos mil años.

Dentro del territorio nacional se han preseleccionado unas zonas para la búsqueda de posibles almacenes de CO₂ entre las que se encuentran las grandes cuencas sedimentarias por incluir potentes series sedimentarias y disponer muchas de ellas de información procedente de la exploración de hidrocarburos, que ayuda en el conocimiento del subsuelo de las mismas.

Entre estas cuencas se destaca la del Duero por su gran extensión (más de 50000 km²), su contexto geotectónico (cuenca intracratónica y localmente de antepaís), el gran espesor del relleno sedimentario y las condiciones geodinámicas (baja o nula actividad sísmica). Esta cuenca ha sido objeto de estudio para la identificación y selección de intervalos estratigráficos permeables profundos (Prado *et al.*, 2007). Dentro de ella, se ha estudiado de manera individualizada la Cuenca de Almazán, situada en la zona oriental de la misma, por tener entidad geológica propia.

En este informe se recoge el trabajo realizado en la Cuenca de Almazán que se enmarca dentro del Subproyecto nº 3 “Almacenamiento geológico de CO₂”, coordinado por el IGME, del Proyecto Singular Estratégico -120000-2005-2 del Programa Nacional de Energía del Ministerio de Educación y Ciencia, denominado “Tecnologías Avanzadas de Generación, Captura y Almacenamiento de CO₂”, cuyo objetivo es definir en el territorio nacional aquellas formaciones, cuencas o estructuras geológicas con capacidad potencial de almacenar CO₂ de forma permanente, y llevar a cabo un desarrollo metodológico que pueda permitir a corto plazo una cubicación de la capacidad total disponible de almacenamiento geológico de CO₂ en España para un periodo superior a 1000 años.

1.2 *Objetivos y metodología general*

El objetivo del presente trabajo ha sido identificar y seleccionar formaciones geológicas, áreas

y estructuras en la Cuenca de Almazán que cumplan algunos de los criterios de idoneidad para almacenar CO₂ recogidos en Ruiz *et al.* (2007).

El trabajo se ha centrado en la búsqueda de formaciones permeables profundas considerando criterios de idoneidad de tipo geológico a escala de cuenca (estratigráficos, petrofísicos, geotérmicos, estructurales...) dejando a un lado otros de tipo socio-económico (proximidad a centros de emisión de CO₂ o centros urbanos, existencia de recursos naturales, etc.). La aplicación de criterios más detallados para evaluar la idoneidad de emplazamientos específicos para una potencial inyección de CO₂ (geoquímica de las rocas, inyektividad, integridad del emplazamiento, viabilidad técnica y económica...) requeriría de la caracterización detallada de las formaciones identificadas, labor que excede el alcance del presente trabajo.

Los criterios geológicos utilizados para la evaluación de formaciones se han ido aplicando en pasos sucesivos; así, para identificar y seleccionar formaciones favorables se han considerado criterios de idoneidad litoestratigráficos y petrofísicos: existencia de pares almacén/sello, potencia y extensión de las formaciones almacén y sello, porosidades y permeabilidades de los niveles almacén, etc. Posteriormente, para la delimitación de áreas y estructuras favorables de las formaciones identificadas, se ha procedido a la aplicación de criterios geotérmicos y de presión, así como estructurales, a una escala algo más detallada (Ruiz *et al.* 2007).

Se ha trabajado a escala regional con datos geológicos de superficie (cartografía litoestratigráfica y estudios estratigráficos y sedimentológicos, mapas tectónicos) y con información geológica y estructural del subsuelo de la cuenca (estudios geofísicos de sísmica de reflexión en 2D y sondeos profundos realizados en la zona). Para facilitar la integración y posterior explotación de los datos, se han digitalizado y almacenado parte de los mismos en un Sistema de Información Geográfica (SIG). Ello ha permitido: i) la edición de mapas a diferentes escalas, como el Mapa Geológico de toda la cuenca, ii) la representación 3D de las formaciones almacén identificadas que conforman la estructura del subsuelo de la cuenca y la delimitación de áreas favorables de inyección de CO₂ para cada una de ellas, y iii) la realización de una estimación preliminar de la capacidad de almacenamiento de CO₂ de una posible estructura favorable.

Por último, la consideración preliminar del régimen hidrodinámico de los acuíferos regionales profundos de la Cuenca del Duero, las propiedades hidráulicas de los posibles almacenes, la conectividad de los mismos, valores de salinidad de las aguas, etc., también han sido analizados por su importancia a efectos de controlar la evolución de la pluma de CO₂. Los resultados de este análisis se recogen en el informe de Lomba y Recreo (2007).

1.3 Alcance

El trabajo de identificación de formaciones favorables en la Cuenca de Almazán se ha enfocado exclusivamente a las formaciones permeables profundas, sin considerar otras opciones geológicas de almacenamiento de CO₂ posibles como son las capas de carbón o las formaciones salinas. Tampoco se han considerado reservorios de gas y petróleo puesto que no se conocen en la cuenca objeto de estudio.

El estudio regional se ha realizado sobre un área de 4150 km² correspondiente a la Cuenca de Almazán. Se han identificado formaciones almacén favorables y sus sellos correspondientes a escala regional atendiendo a una serie de criterios geológicos de selección, y se han descrito estas formaciones en cuanto a sus propiedades para el flujo y transporte: litología, porosidad, permeabilidad, etc. allá donde ha sido posible por la disponibilidad de datos. Las características descritas se basan fundamentalmente en la información puntual de la interpretación de diagráfiás de un número pequeño de sondeos profundos, así como en los testigos obtenidos de éstos, y en algunas consideraciones regionales.

La estratigrafía y tectónica general del área de estudio se ha descrito a partir de estudios geológicos específicos realizados en la zona. La definición de la geometría regional de las formaciones y su descripción tectónica se han apoyado en datos geológicos superficiales y geofísicos procedentes de los estudios de exploración de hidrocarburos realizados en la zona por distintas empresas en las décadas de los 60 a 80 del siglo pasado.

El trabajo se orientó hacia la integración, comparación y explotación de todos estos datos mediante la elaboración de un modelo geológico del subsuelo de la Cuenca de Almazán en un Sistema de Información Geográfica sobre la plataforma de *ArcGis*.

La recopilación de datos hidrogeológicos se realizó a escala de toda la Cuenca del Duero. Se ha analizado preliminarmente y de modo sintético la situación actual y el estado de conocimiento relativo a los acuíferos profundos de la Cuenca del Duero, haciéndose una primera valoración enfocada a sus propiedades en relación al almacenamiento de CO₂. Para ello se ha dispuesto básicamente de la información del IGME de los años 80, extrayéndose los datos de algunos sondeos petrolíferos y para almacenamiento de gas, recogidos en estudios hidrogeológicos y geotérmicos.

2 DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE ALMAZÁN

2.1 Contexto geológico

La Cuenca de Almazán, que ocupa una superficie de 4150 km², es una cuenca intramontañosa de origen tectónico que debe su configuración actual a la Orogenia Alpina por reactivación de líneas de fractura tardihercínicas, constituyendo en las primeras etapas del Paleógeno una de las subcuencas en que se encontraría dividida la Cuenca del Duero. Es una cuenca sedimentaria sinclinal originada en régimen compresivo y rellena por materiales paleógenos y neógenos, subdivididos en nueve unidades tectosedimentarias (Rey, 2003; Maestro González, 2004). La mayor deformación aparece en las zonas N y E, en donde afloran los depósitos del Paleógeno, y en las que se presentan pliegues continuos que, de oeste a este, cambian su orientación desde NE-SO a E-O y NO-SE. El buzamiento de las capas se atenúa apreciablemente hacia el S y O de la cuenca, en donde los depósitos neógenos aparecen horizontales (Maestro González, 2004).

Distintos estudios geofísicos realizados (Shell, 1982; ITGE, 1990) muestran una morfología del zócalo en surcos y umbrales, siguiendo, en general, las direcciones hercínicas. Además muestra una notable asimetría, reflejada por un mayor hundimiento hacia el centro y sureste de la cuenca, con los materiales terciarios acuñándose hacia el sur.

En síntesis, sobre el zócalo paleozoico, de carácter metamórfico, se depositan discordantes los materiales mesozoicos, cuyo techo está constituido por los carbonatos del Cretácico Superior. El Terciario, que aparece discordante a su vez sobre el Mesozoico, adquiere una gran potencia, sobre todo en el centro de la cuenca.

El Paleozoico, representado en los bordes aflorantes por el Ordovícico Superior, Silúrico y Carbonífero, se vio afectado por la fase principal de la Orogenia Hercínica, la cual modeló las alineaciones NO-SE, después reactivadas en el Terciario. En el periodo distensivo permotriásico se generaron una serie de surcos y umbrales sobre los cuales se depositaron los sedimentos continentales de conglomerados, arenas y arcillas rojas del Buntsandstein. El Muschelkalk aparece generalmente en facies de dolomías marinas y calizas, ocasionalmente arcillas con evaporitas, presentándose el Keuper en las típicas facies germánicas de arcillas abigarradas, con intercalaciones de evaporitas, algún nivel dolomítico y, en menor proporción, niveles evaporíticos compuestos por halita y anhidrita. El Jurásico marino alcanza el mayor desarrollo hacia el este, tiene poca representación en los bordes y está totalmente ausente en el centro de la cuenca. A techo, está constituido por carbonatos marinos (calizas y margas),

con algunos episodios más detríticos, mientras que a muro están bien representadas en general las dolomías y anhidritas del Lías. A este periodo le sigue un nuevo episodio distensivo, en el Cretácico Inferior, durante el cual se depositó la serie del Weald, fluviodeltaica y lacustre. Durante esta fase, la Cuenca de Almazán constituyó un altorrelieve expuesto a una intensa erosión, fundamentalmente de los materiales del Mesozoico Inferior. Posteriormente, en periodo de calma tectónica y maduración del paleorrelieve, se depositaron las areniscas de la facies Utrillas. Durante la estabilidad del Cretácico Superior se depositaron carbonatos marinos y margas de origen marino somero, marcando una gran regresión regional el final de la sedimentación cretácica y el principio del Terciario, previamente a la tectónica Alpina del Terciario Medio, la cual, por reactivación de las líneas de fractura tardihercínicas, originó la Cuenca de Almazán propiamente dicha. Los depósitos terciarios que la rellenan, continentales y discordantes sobre el Cretácico Superior, están compuestos por facies detríticas de conglomerados, arenas y arcillas, con intercalaciones de calizas y evaporitas. En el Oligoceno aumentó el hundimiento de la cuenca así como el levantamiento y posterior erosión de las unidades adyacentes, principalmente de las series jurásicas, con aportes sedimentarios procedentes principalmente del NE. La notable sedimentación miocena trasladó hacia el oeste, y hasta su actual emplazamiento, el eje de la cuenca, configurándose posteriormente, en el episodio de levantamiento del Plioceno/Pleistoceno, la red actual de drenaje.

Las unidades que limitan la Cuenca de Almazán tienen entidad geológica: al NE, E y S son la Rama Aragonesa y la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, siendo el límite NO la Sierra de Cameros. Por su parte, el límite O lo constituye la Cuenca del Duero, con la que se comunica a través de un umbral denominado Corredor de Aranda de Duero-Burgo de Osma, en el que disminuye la potencia de los sedimentos terciarios (Lanaja *et al.*, 1987; Guimerá *et al.*, 1995; Bond, 1996; Rey, 2003; Maestro González, 2004; Nozal y Herrero, 2005). En la Fig. 2.1 se ven la situación y el marco geológico de la Cuenca de Almazán.

La Cuenca del Duero abarca una extensión de unos 50000 km² y es una cuenca continental intracratónica o intraplaca de evolución compleja, que comenzó a definirse a finales del Cretácico, al comenzar la primera fase compresiva de la Orogenia Alpina, según las directrices tardihercínicas. Se distinguen varios sectores dentro de ella con características tectosedimentarias propias (Fig. 2.2) (Alonso Gavilán *et al.*, 2004). En términos generales, los márgenes N y E tienen un relleno con similitudes a los de cuencas de antepaís, mientras que los márgenes O y S presentan una tectónica de bloques levantados y hundidos que se inclinan progresivamente hacia el centro de la cuenca, principalmente en el sector occidental (SIEMCALSA, 1997). El sector N funcionó como una cuenca de antepaís, relacionada con la evolución alpina de la Cordillera Cantábrica (Alonso Gavilán *et al.*, 1996) desde el Eoceno, manifestando el sector E un carácter similar con la Cordillera Ibérica, si bien la Cuenca o

Subcuenca de Almazán, perteneciente a este sector, muestra un desarrollo y evolución de cuenca tipo *Piggy-back*¹ durante el Paleógeno (Guimerá *et al.*, 1995; Casas Sainz *et al.*, 2000). También el sector S, margen norte del Sistema Central, se comportó como una cuenca de antepaís durante el Oligoceno-Mioceno Inferior (Capote *et al.*, 2002). Tanto el sector O como la zona limítrofe del sector S se caracterizaron, principalmente en el Paleógeno, por una tectónica de *horst* y *grabens* a favor de fallas SO-NE y sus conjugadas (Alonso Gavilán, 1981).

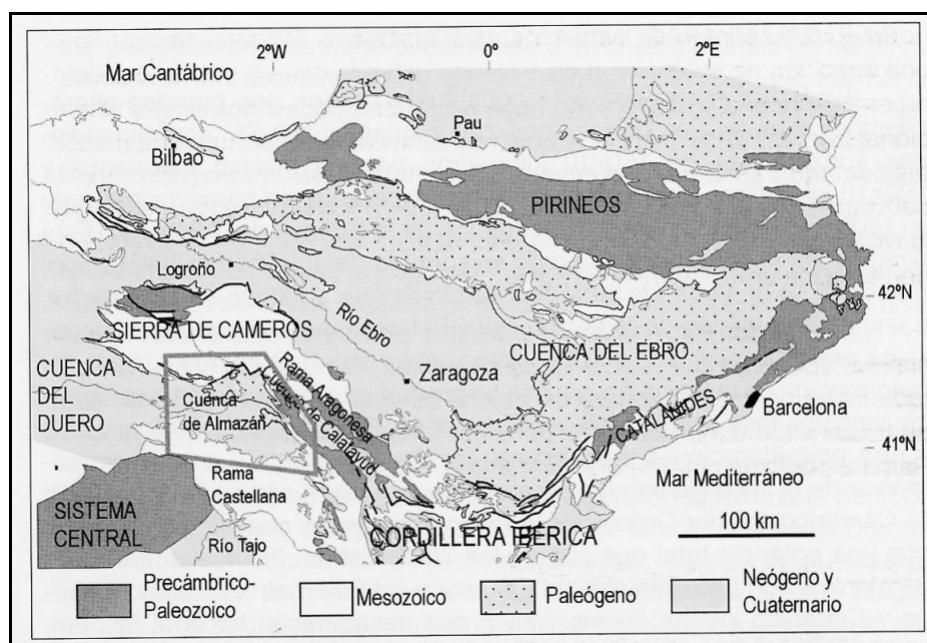


Fig. 2.1. Ubicación y contexto geológico de la Cuenca de Almazán, (según Maestro González, 2004).

La estructura y evolución de los sistemas montañosos que forman los bordes de la Cuenca del Duero, así como su evolución dinámica y sedimentaria, son consecuencia de la convergencia de las placas Europea, Ibérica y Africana y del cambio de régimen extensivo mesozoico a compresivo terciario, unido, según Alonso Gavilán *et al.* (2004), a la evolución climática durante el Terciario. Las áreas fuente de los bordes O y S son fundamentalmente metasedimentarias y granitoides precámbricos y paleozoicos, mientras que las de los bordes N y E son carbonatadas y siliciclásticas paleozoicas y mesozoicas (Fig. 2.1), produciendo este conjunto litológico un variado y complejo registro sedimentario.

¹ *Piggy-back*: Cuenas de fondo móvil, transportadas sobre hojas de empuje en movimiento, sinorogénicas.

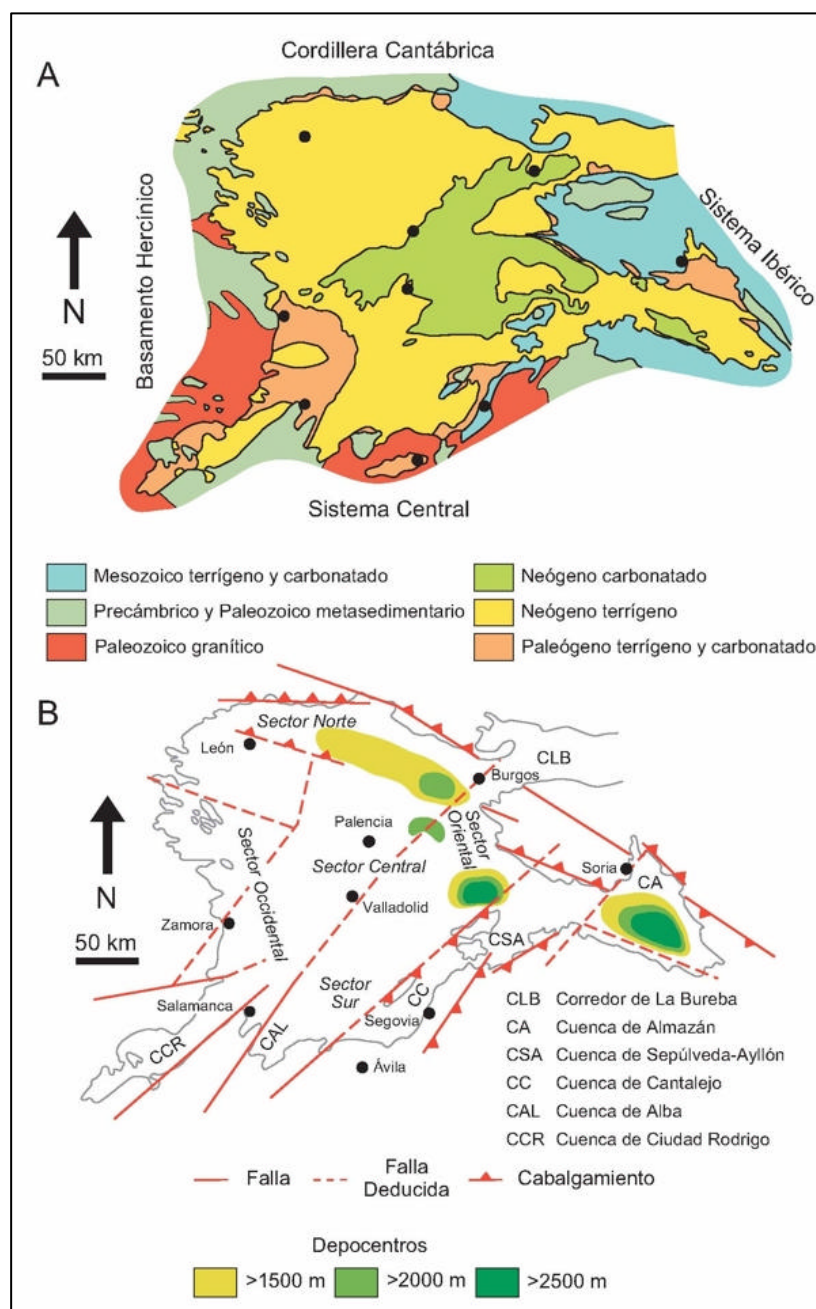


Fig. 2.2. Mapa geológico de la Cuenca del Duero, con sus unidades geológicas limítrofes. Sectores principales, subcuencas que la configuran, alineaciones más importantes y zonas de máximo espesor de sedimentos. (según Vera, Ed., 2004).

En la Fig. 2.2 se aprecia la asimetría de la Cuenca del Duero, con los principales depocentros situados al N y al E (Subcuenca de Almazán), con relación a los bordes más activos, que son la Cordillera Cantábrica y el Sistema Ibérico, respectivamente, donde la potencia supera los 2500 m (Alonso Gavilán *et al.*, 2004).

La Cordillera Ibérica, de orientación NO-SE, es una cadena intraplaca en la que afloran materiales desde el Precámbrico hasta el Cuaternario, siendo los del Mesozoico los más ampliamente distribuidos. Su estructura es debida a la inversión tectónica de la cuenca

mesozoica, que comenzó al final del Cretácico. Se comportó durante el ciclo alpino como una cadena con tres unidades estructurales bien diferenciadas verticalmente. La unidad inferior o zócalo se compone de un basamento deformado en las etapas hercínicas y un tegumento de materiales del Pérmico y Triásico Inferior y Medio. Por encima del zócalo aparece un nivel de despegue, correspondiente a los materiales evaporíticos del Triásico Medio y Superior, mientras que la unidad superior es la cobertera jurásico-cretácica y terciaria. En el zócalo las principales estructuras hercínicas son cabalgamientos y pliegues de dirección N-S a NNO-SSE con vergencia E, que pasan a tener dirección E-O y vergencia N hacia el noroeste de la Cordillera, en la Sierra de la Demanda. Dichas estructuras conectarían con las últimas estructuras aflorantes de la zona Asturoccidental-leonesa a través del zócalo de la Cuenca del Duero (Julivert *et al.*, 1972).

Cerca de la Cuenca de Almazán, al SO de la misma, aflora el basamento hercínico del Sistema Central en la zona de unión con la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (De Vicente, 1988). Corresponde a materiales deformados en la Orogenia Hercínica y la tectónica tardihercínica y alpina, sobre los que se dispone la serie mesozoica, con ausencia casi total de sedimentos de facies profundas (Alvaro *et al.*, 1979).

Según Alvaro *et al.* (1979), las grandes fracturas tardihercínicas de la Cordillera Ibérica tienen dos máximos de orientación NO-SE y NE-SO, y dan lugar a desplazamientos poco importantes de las unidades mesozoicas y terciarias pese a su gran continuidad (Maestro González, 2004).

Se distinguen tres grandes fases en la evolución alpina de la Cordillera Ibérica. En la primera, extensiva, durante el Pérmico Superior-final del Cretácico, la cordillera estaba ocupada por cuencas sedimentarias continentales o marinas someras. Las fracturas tardihercínicas controlaron la sedimentación, la geometría general de la cuenca, su zonación longitudinal mediante fallas NO-SE y su compartimentación transversal mediante las fallas NE-SO (Capote y Carbó, 1983). Posteriormente, en el Eoceno, Oligoceno y Mioceno Inferior hubo una etapa de inversión tectónica que provocó la compresión y deformación, tanto del zócalo paleozoico como de la cobertera mesozoica. La Cordillera Ibérica se configuró como una cadena de doble vergencia durante la Orogenia Alpina, comportándose cada sector en función de las características de las unidades heredadas anteriormente. La tercera fase, de carácter distensivo y que abarca el Neógeno y el Cuaternario, va apareciendo gradualmente y tiene lugar por una ligera rotación de los ejes de esfuerzos horizontales. La sedimentación en las fosas es fundamentalmente en facies de abanicos fluviales y con características endorreicas.

2.2 Estratigrafía del Mesozoico

En este apartado se describen brevemente las formaciones que constituyen los depósitos triásicos y cretácicos del basamento de la Cuenca de Almazán ya que, *a priori*, pueden

presentar características de almacén o sello para almacenar de CO₂. Los materiales paleozoicos no se describen debido a que no suelen presentar propiedades idóneas para este mismo objetivo.

2.2.1 Triásico

Los materiales triásicos afloran al sur y este de la Cuenca de Almazán. En el sector oriental de la cuenca, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, el Triásico presenta una potencia conjunta inferior a 200 m, mientras que en los afloramientos al sur, en la Rama Castellana de la misma, aparecen unos espesores de 300 m y están constituidos por las facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper (Maestro González, 2004).

Facies Buntsandstein

Muñoz (1993) y Muñoz *et al.* (1995) han estudiado los sedimentos pérmicos y triásicos del subsuelo de una región que incluye la Cuenca de Almazán, el borde este de la Cuenca del Duero y borde noroeste de la Cuenca del Ebro. Este estudio se ha realizado mediante el análisis detallado de sondeos profundos y líneas sísmicas existentes en estas áreas y la revisión de todas las unidades y correlaciones estratigráficas en afloramientos y subsuelo de la zona, establecidas por autores anteriores. Asimismo han establecido correlaciones entre aquellos materiales y los equivalentes que afloran en las zonas próximas de las dos ramas de la Cordillera Ibérica. De los tres sectores en que dividen su zona de estudio (Fig. 2.3), el sector centro incluye, entre otras áreas, la Cuenca de Almazán y en él se reconocen los tres litotipos germánicos clásicos del denominado Trías Ibérico: Buntsandstein, Muschelkalk, representado por una única barra carbonática, y Keuper (Fig. 2.4). En su trabajo, Muñoz (1993) expone las dificultades encontradas al intentar establecer las correlaciones en sentido SO-NE, en parte, por la presencia de la Cuenca de Almazán y, por otra, por la falta de sondeos en esta zona, a excepción del sondeo El Gredal. No obstante, aunque algo se ha podido deducir del análisis de las líneas sísmicas existentes, no ha sido posible establecer divisiones que pudieran corresponder a unidades litoestratigráficas y, por tanto, realizar la correlación entre las unidades del subsuelo de la Cuenca de Almazán (Muñoz *et al.*, 1995). A continuación se describen las formaciones identificadas en el sector central, puesto que algunas de ellas se han correlacionado con algunos de los sondeos de la Cuenca de Almazán. Muñoz (1993) caracteriza en profundidad seis unidades en Facies Buntsandstein, apoyándose en las ya definidas por autores anteriores en afloramientos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, unidades que no es posible identificar en la Rama Aragonesa, aunque sí se correlacionan con la Fm. Conglomerados y lutitas de Araviana y la Fm Areniscas de Tierga. De muro a techo son las siguientes (Grupo Guadalajara) (Fig. 2.5 y 2.6):

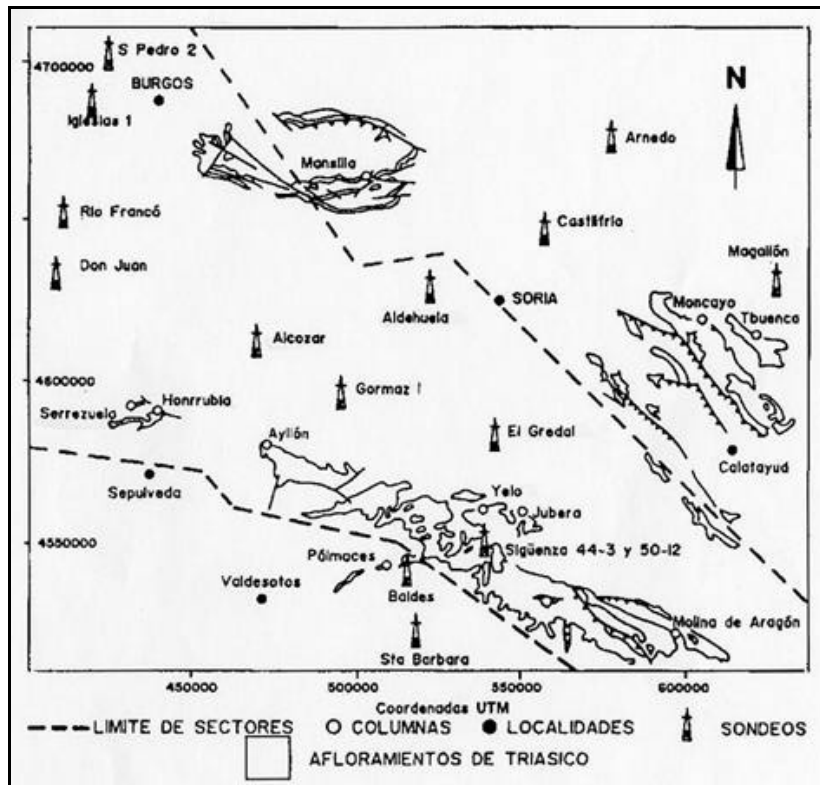


Fig. 2.3. Sectores, sondeos y columnas analizados por Muñoz (1993).

Fm Conglomerados de la Hoz del Gallo. Está compuesta principalmente por conglomerados de cuarcita y cuarzo (65%) con escasa matriz arenosa, con niveles intercalados de areniscas de grano grueso (30%) y lutitas (5%). Existe una subunidad G3 superior que tiene mayor porcentaje de areniscas (55%) que no aparece en el sondeo El Gredal, aunque sí en los de Gormaz y Alcózar. El espesor de esta formación es muy variable y se observa una disminución hacia los sondeos Alcózar y El Gredal. El límite inferior es discordante sobre el Paleozoico. Constituye los depósitos basales de las facies Buntsandstein en un amplio sector de la Cordillera Ibérica (Muñoz, 1993).

Fm Areniscas de Rillo de Gallo. Está compuesta fundamentalmente por areniscas (76%) con cantos de cuarzo y cuarcita dispersos. En ocasiones se pueden identificar secuencias granodecrecientes que hacia el techo presentan lutitas. Las secuencias tienen base erosiva. Las lutitas (24%) constituyen niveles de espesor variable con intercalaciones de areniscas. Los niveles de lutitas son más frecuentes y presentan mayor espesor hacia techo. Esta formación aparece en los sondeos Alcózar, Gormaz y El Gredal, y su espesor parece aumentar en sentido S y SE, acompañado de un incremento en el porcentaje de lutitas. Presenta un espesor mínimo en el sondeo El Gredal (21m) y disminuye de espesor de forma irregular hacia el N del sector central y hacia el NE, con una reducción del porcentaje de lutitas frente al de areniscas.

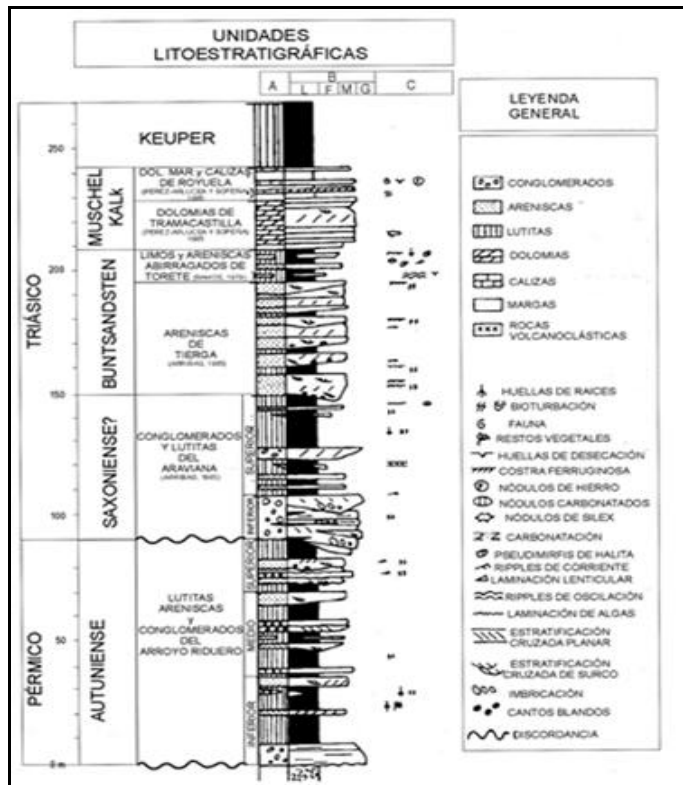


Fig. 2.4. Columna estratigráfica sintética de depósitos pérmicos y triásicos (según Rey y Ramos, 1991; extraído por Maestro González, 2004).

Fm Nivel de Prados. Constituida fundamentalmente por lutitas rojas (70%) con finos niveles de areniscas (30%), aunque en ocasiones forman niveles de mayor espesor con base erosiva. Presenta una distribución muy irregular. Unidad con poco espesor que no aparece en el sondeo El Gredal, aunque sí en los de Alcózar y Gormaz. Disminuye de espesor hacia el N y NE, acompañado de un incremento en el porcentaje de lutitas que llega al 100 % en el sondeo Alcózar.

Fm de Areniscas de Río Arandilla. Son secuencias granodecrecientes con base erosiva y acumulaciones de cantos blandos, compuestas por areniscas (60%) y lutitas (34%), apareciendo éstas a techo de las secuencias o como niveles de mayor espesor que alternan con niveles de areniscas. Presenta importantes variaciones de espesor en el subsuelo y en superficie. El espesor medio es de 5 m. Aparece en los sondeos Alcózar, Gormaz y El Gredal. Localmente existe un tramo de unos 10 m de espesor formado por conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita con matriz lutítica (Conglomerados de Termancia) y aparece en la base de la unidad en los sondeos Alcózar y Gormaz. Presenta un espesor mínimo de 28 m en el sondeo Alcózar y aumenta en sentido SE, acompañado de un incremento en el porcentaje de areniscas.

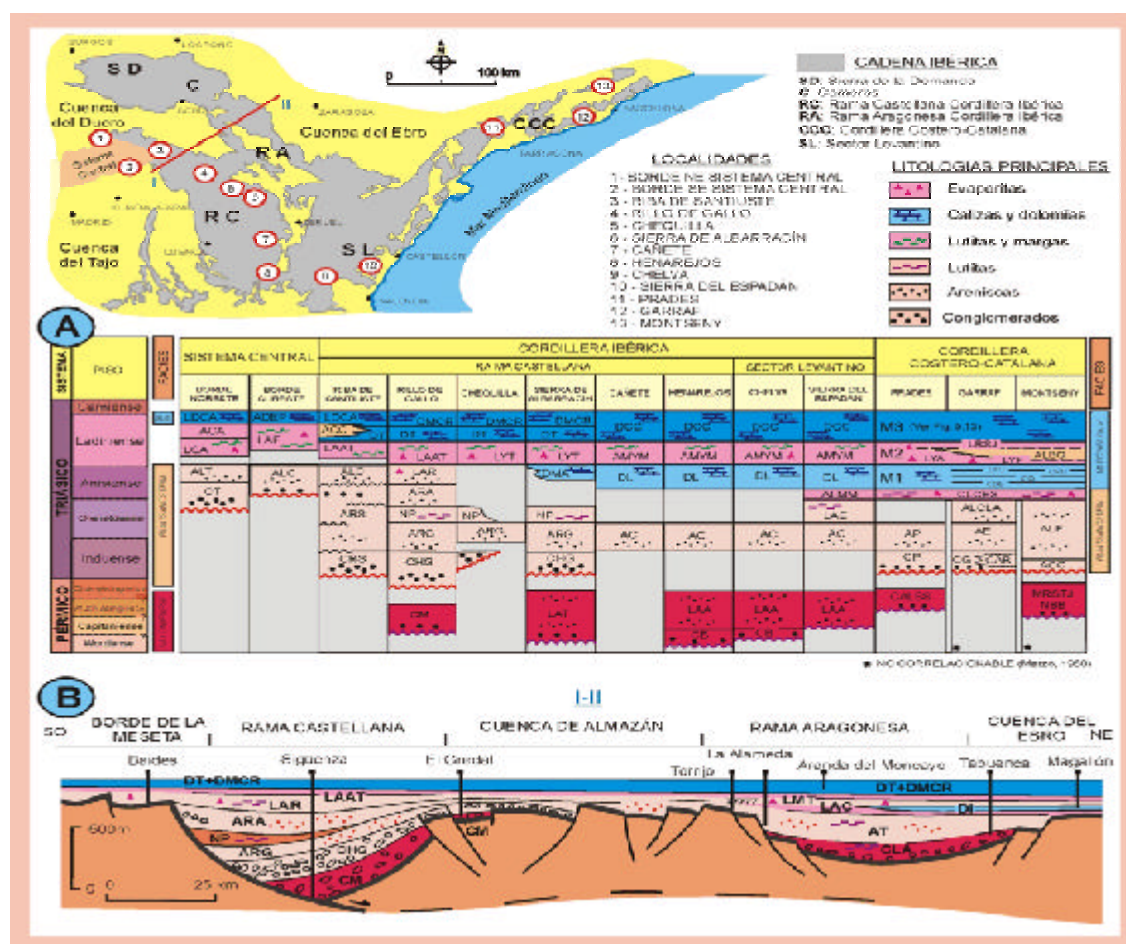


Fig. 2.5.- A: Principales unidades estratigráficas definidas en las Cordilleras Ibérica y Costero Catalana para los sedimentos de las primeras fases del rift Ibérico. CHG – Conglomerados de la Hoz del Gallo, ARG – Areniscas de Rillo de Gallo, NP – Nivel de Prados, ARA – Areniscas del Río Arandilla, LAAT – Limos y areniscas abigarradas de Torete, DT- Dolomías de Tramacastilla, DMCR – Dolomías, margas y calizas de Royuela, CLA – Conglomerados y lutitas de Araviana, AT – Areniscas de Tierga. B – Esquema estratigráfico y estructural durante el comienzo del rift Ibérico, basado en datos de sondeos, sismica y observaciones de campo (Ramos et al., 1996).

Fm Limos y areniscas de Rillo. Alternancia de areniscas abigarradas (58%) y lutitas (41%). Las areniscas presentan cantos de cuarzo y cuarcita, principalmente en la parte inferior. Pueden formar secuencias granodecrecientes con base erosiva. El espesor de las secuencias varía entre 2 y 4 m. Las lutitas predominan en la parte superior, donde aparecen como niveles alternando con areniscas, mientras que en la inferior suelen formar el techo de las secuencias granodecrecientes. Los conglomerados (11%) aparecen únicamente en algunas series como en los sondeos Gormaz y El Gredal. Su espesor máximo se identifica en el sondeo Sigüenza (147 m) y el mínimo en el de San Pedro-2 (27 m). Aparece en la práctica totalidad de la zona centro y se observa una tendencia a aumentar de espesor hacia el SE. Presenta importantes variaciones de espesor tanto en profundidad como en superficie (Muñoz, 1993).

Fm Limos y areniscas abigarrados de Torete. Formación de escaso espesor que presenta similitud litológica con la *Fm Limos y areniscas de Rillo*, lo que dificulta su descripción detallada (Muñoz, 1993). Está formada por lutitas rojas con intercalaciones de areniscas

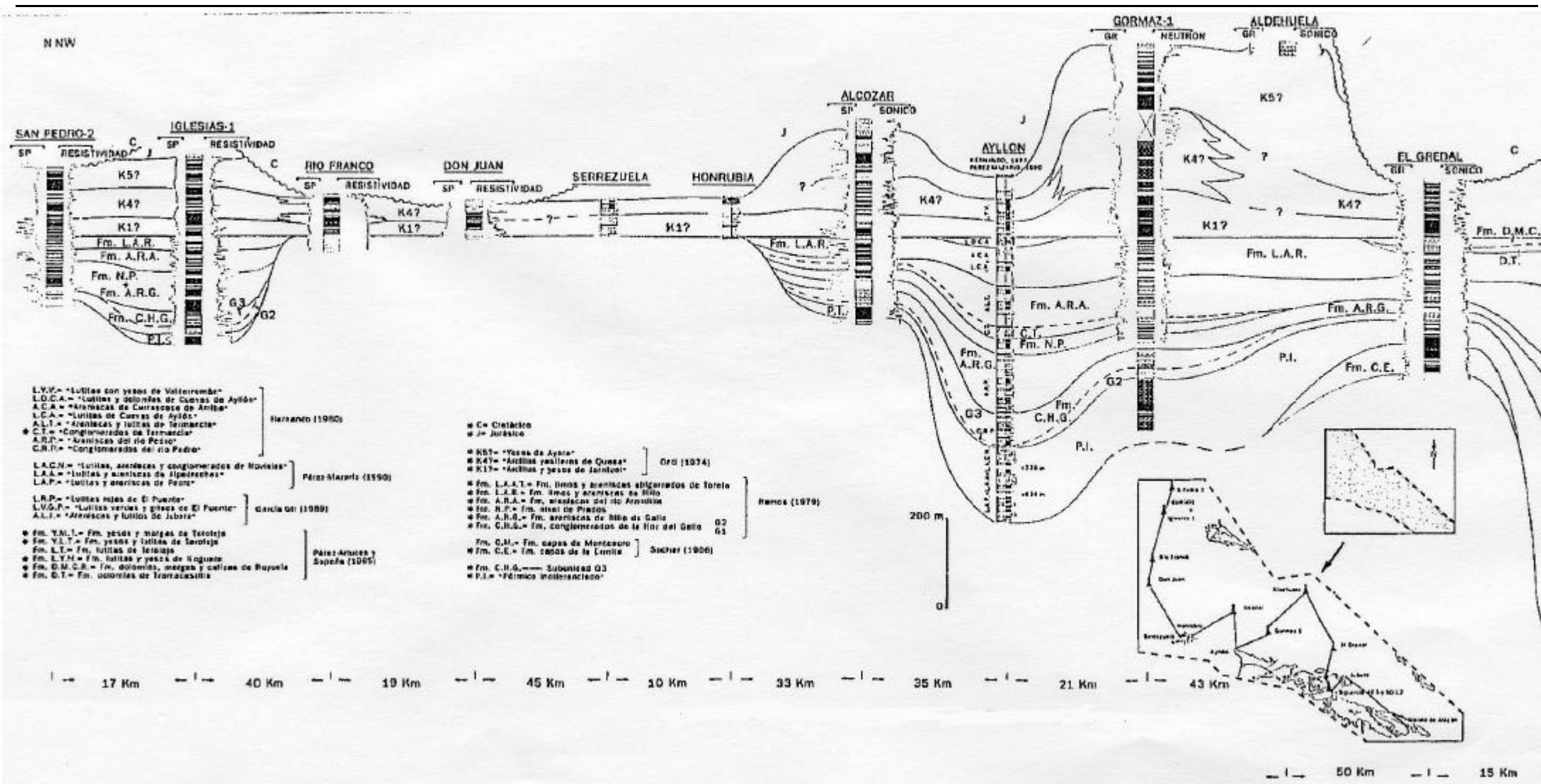


Fig. 2.6. Correlaciones estratigráficas entre sondeos y columnas en afloramientos (tomada de Muñoz, 1993).

con estratificación cruzada en surco y planar, *ripples* y bioturbación (Rey y Ramos, 1991; Maestro González, 2004). El espesor es de al menos 20 m, aunque en algunas zonas llega a tener sólo 1 m (Maestro González, 2004).

Facies Muschelkalk

Las unidades en Facies Muschelkalk de la primera transgresión del Tethys se localizan exclusivamente en el sector norte (Muñoz *et al.*, 1995). Pertenecientes a un segundo impulso transgresivo, Muñoz *et al.* (1995) reconocen dos unidades en Facies Muschelkalk en el subsuelo del sector centro y en el de los otros dos analizados. Estas unidades se apoyan sobre las formaciones descritas previamente.

Fm Dolomías de Tramacastilla. Formada por dolomías (92%) que constituyen niveles de gran espesor. Separando estos niveles aparecen margas (6%) y lutitas (2%). Presenta una potencia mínima en el sondeo Castilfrío (7 m), al NE, y Maestro González (2004) describe una potencia aproximada de 60 m. En el sector centro aparece únicamente en los sondeos El Gredal y Sigüenza. En general disminuye de potencia hacia el N y O, llegando a desaparecer hacia el NE. Aumenta hacia el SE, siendo la primera la sedimentación carbonatada en el área que presenta características homogéneas en todos los sectores. Son sedimentos que corresponderían a una plataforma carbonatada restringida (zonas de mayor potencia) y a llanuras mareales carbonatadas (zonas de menor espesor).

Fm Dolomías, margas y calizas de Royuela. Se compone de dolomías (56%) que constituyen niveles de hasta 7 m de espesor. En la parte media y superior de la unidad aparecen intercaladas margas (21%) y lutitas (23%). Esta unidad no existe en las zonas más occidentales del sector centro, estando representada en las áreas más meridionales, llegando incluso a desaparecer hacia el N. Hacia el NO muestra un incremento en el porcentaje de terrígenos. En el sector centro aparece únicamente en los sondeos El Gredal y Sigüenza y tiene un espesor máximo en la columna de Jubera (24 m). Representa depósitos de plataforma con ambientes desde submareales a supramareales, que culminan con la instalación de ambientes evaporíticos en los que se depositan las Facies Keuper. En la hoja 39 del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 (Sigüenza) aparecen como calizas dolomíticas bastante bien desarrolladas, aunque accidentes tectónicos rompen frecuentemente su continuidad. Presenta potencias de 110-150 m en Molina de Aragón, que disminuyen hacia el norte (10-50m).

Facies Keuper

El establecimiento de unidades en la Facies Keuper resulta más complejo debido, en parte, a las diferencias existentes entre los materiales de los sondeos y los de superficie, ya que en estos últimos las evaporitas se han disuelto en su mayor parte (Muñoz, 1993). No obstante, en

el sector centro, Muñoz (1993) describe de manera tentativa tres unidades de carácter detrítico-evaporítico, depositadas en un ambiente tipo *sabkha* de una amplia extensión:

Unidad K1. Constituida fundamentalmente por lutitas (43%) que alternan con niveles de areniscas (19%). Puede presentar también intercalados niveles de anhidrita (6.5%) y yeso (2%). El espesor máximo aparece en el sondeo Gormaz (115 m) (Fig. 2.6). Se encuentra en todo el sector centro, siendo la primera unidad que presenta un carácter extenso en dicho sector.

Unidad K4. Se compone principalmente de lutitas (61%), seguidas de anhidrita (11%), carbonatos (9%), halita (5%) y yeso (3%). Su espesor máximo también aparece en el sondeo Gormaz (184 m). Presenta abundantes cambios laterales de facies. Las mayores potencias muestran mayores porcentajes de evaporitas.

Unidad K5. Compuesta por una alternancia irregular de lutitas (60%) y areniscas (18%). Intercalados aparecen niveles de anhidrita (11%) y carbonatos (3%), así como yeso (8%) disperso en las lutitas. De nuevo, el sondeo Gormaz es el que presenta mayor espesor de esta unidad (148 m), siendo mínimo en el de El Gredal (31 m). Está representada únicamente en el sector centro y muestra grandes variaciones de espesor debido al carácter erosivo del límite superior cuando el techo lo constituyen las facies Utrillas. Culmina con la Formación Dolomías tableadas de Imón cuando la serie está completa. En la hoja 39 del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 (Sigüenza) se describe como arcillas y margas con yesos, con potencias, en Molina de Aragón, de 91-125 m y, hacia el NO, de 150-200 m, disminuyendo hacia el O.

Paleogeografía y tectónica triásicas

Las sucesiones mesozoicas forman el relleno de una cuenca desarrollada en dos ciclos tectónicos distensivos: el primero abarca al Triásico y Jurásico, y el segundo, al Cretácico (SIEMCALSA, 1997). Tras estos ciclos, la cuenca comenzó a deformarse en el Terciario.

El *rift* Ibérico cubrió gran parte de Iberia en dirección NO-SE y se mantuvo activo desde el Pérmico Medio o Superior hasta el Cretácico Medio. Durante el Paleógeno se vio sometido a un gran esfuerzo compresivo intraplaca que controló la inversión de sus sistemas de *rift* mesozoicos y el levantamiento de bloques del basamento. En la evolución de la cobertura sedimentaria mesozoica se pueden distinguir una serie de etapas y dominios condicionados fundamentalmente por la intensidad de la subsidencia en el *rift*, la posición de Iberia en el margen occidental del Tethys y los movimientos eustáticos ocurridos durante este período de tiempo (Vera, Ed., 2004).

Durante el Triásico Inferior y Medio se van individualizando cuencas de tipo *graben* a favor de fracturas tardihercínicas, en las que se depositaron las facies Buntsandstein, que se interpretan como abanicos aluviales que a techo pasan a llanuras aluviales arenosas e incluso a facies más distales, en clima árido-semiárido (SIEMCALSA, 1997).

Sobre ellas se deposita la Facies Muschelkalk, que representa la primera etapa de sedimentación carbonatada en el Mesozoico como consecuencia de una transgresión del mar Tethys y el Proto-Atlántico, y de la subsidencia de la cuenca. Tras esta etapa de *rifting* en el Triásico Superior, se produce una ralentización de la subsidencia y se amplía la cuenca, cambio que coincide con el depósito de la Facies Keuper (SIEMCALSA, 1997; Vera, Ed., 2004).

En la comparación de los materiales triásicos en sentido SO-NE de la Fig. 2.6 se muestra la existencia de dos surcos principales, separados por un alto estructural, en el que estaría situada, en parte, la Cuenca de Almazán y la zona más oriental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Este alto debió de representar una zona de escasa subsidencia durante el Triásico debido a que el espesor de materiales de esta edad es muy reducido en comparación con otras áreas en superficie. Probablemente los dos surcos diferenciados debieron de funcionar como subcuencas independientes con áreas fuente distintas (Vera, Ed., 2004).

2.2.2 Jurásico

El Jurásico de la Cordillera Ibérica se ha subdivido en una serie de unidades litoestratigráficas de extensión regional (Maestro González, 2004) (Fig. 2.7).

La serie del Lías se ha dividido en dos grupos (SIEMCALSA, 1997). El primero es el Grupo Renales, compuesto por las siguientes formaciones:

Fm Dolomías tableadas de Imón, que corresponde a un nivel inferior dolomítico de 25 a 30 m de espesor, limitado por discontinuidades tanto a techo como a muro.

Fm Carniolas de Cortes de Tajuña, tramo intermedio de carniolas, dolomías y calizas frecuentemente brechoides, mal estratificadas y oquerosas, que alcanza un espesor entre 70 y 140 m (Maestro González, 2004), y

Fm Cuevas Labradas, correspondiente a un tramo superior de unos 200 m de calizas y dolomías bien estratificadas (Maestro González, 2004; SIEMCALSA, 1997).

El segundo, el Grupo Ablanquejo, se apoya sobre el anterior y está formado por las siguientes formaciones:

Fm Margas de Cerro del Pez, de unos 15 m de espesor y la *Fm Calizas bioclásticas de Barahona*, cuyo espesor varía entre 6 y 30 m (SIEMCALSA, 1997; Maestro González, 2004). En el Toarciense, se deposita la *Fm Alternancia de margas y calizas de Turmiel*, con aproximadamente 60 m de potencia (Maestro González, 2004).

La serie del Dogger, que se sitúa en discontinuidad leve sobre la serie del Lías, comienza con la *Fm Carbonatada de Chelva* o *Fm Soria*, que a muro está constituida por unos 12 m de calizas con intercalaciones de margas, pasando a un tramo intermedio de unos 70-200 m de

calizas dispuestas en capas y bancos gruesos, y a un tramo superior de calizas oolíticas de extensión local, limitado a techo por un nivel de condensación denominado *Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío* (Maestro González, 2004; SIEMCALSA, 1997).

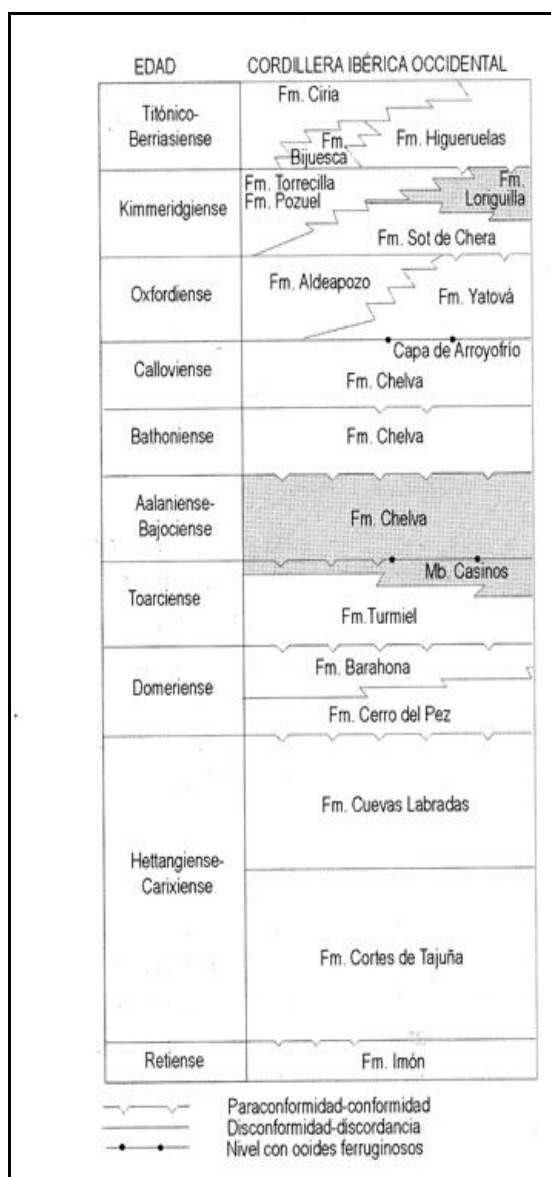


Fig. 2.7. Unidades litoestratigráficas del Jurásico de la Cordillera Ibérica (Aurell, 1990; modificado por Maestro González, 2004).

La serie del Malm está compuesta por un primer tramo de poco más de 70 m de calizas y areniscas de la *Fm Calizas negras de Aldeapozo*, al que le sigue otro de calizas recifales con escasos 20 m de la *Fm Torrecilla de Cameros* y 70 m de la *Fm Calizas con oncolitos de Higuieruelas*. Sobre la *Fm Aldeapozo* también se sitúa en discontinuidad la *Fm Sot de Chera*, compuesta por 50 m de margas que decrecen hacia el oeste. En continuación lateral con las anteriores aparecen la *Fm Bijuesca*, que se caracteriza por el predominio de bloques y

conglomerados calcáreos procedentes del desmantelamiento de las unidades marinas jurásicas y por una potencia muy variable, entre 5 y 300 m y, la *Fm Ciria*, constituida por 120 m de bancos arenosos poco cementados con margas y arcillas por encima, además de un nivel de micritas, cuya potencia disminuye hacia el sureste.

Paleogeografía jurásica

Tras la etapa de *rifting* del Triásico (ver apartado 2.2.1) se produce una fase de subsidencia térmica que se sitúa en una discontinuidad de probable edad Noriense Superior (Vera, Ed., 2004). Esta etapa de subsidencia térmica regional se vio acompañada de una serie de fluctuaciones eustáticas que dieron lugar a la sedimentación de los carbonatos del Jurásico, asociados a un sistema de plataformas carbonatadas someras, tramos margosos y potentes unidades evaporíticas, actualmente disueltas o colapsadas. La geometría y evolución de las plataformas que constituyeron el límite occidental del Tethys estuvieron controladas por la actividad de fallas sinsedimentarias asociadas a una actividad magmática de cierta importancia (Vera, Ed., 2004).

La serie carbonatada jurásica representa, en conjunto, un ciclo transgresivo-regresivo, produciéndose la máxima transgresión a finales del Lías y concluyendo en el Kimmeridgiense (Malm), momento en el que estuvieron unidos el Proto-Atlántico y el Tethys (SIEMCALSA, 1997). De manera muy simplificada, las series del Lías se depositaron en un medio de plataforma carbonatada interna con un cierto grado de confinamiento, que evolucionó a una plataforma abierta (SIEMCALSA, 1997). El Dogger y el Malm suponen una etapa de inestabilidad tectónica, con reactivación de accidentes del zócalo, que implican la fragmentación de esta plataforma (Maestro González, 2004). Las series del Dogger se depositaron en una plataforma somera, que evolucionó a medios litorales de alta energía. El medio de sedimentación durante el Malm corresponde a una rampa basculada hacia el NO, con ambientes de llanura de marea-lagoon, que evolucionó a medios de plataforma somera con construcciones recifales (SIEMCALSA, 1997). El área de sedimentación está restringida al Estrecho de Soria, que comunica el Proto-Atlántico y el Tethys a través de la zona de Sierra de Cameros-Soria (SIEMCALSA, 1997).

2.2.3 Cretácico

Cretácico Inferior

Los materiales del Cretácico Inferior afloran en el borde norte de la Cuenca de Almazán y pertenecen a la potente sucesión sedimentaria de la cuenca Jurásico Superior-Cretácico Inferior de Cameros, reduciéndose de manera significativa hacia el S y SE y desapareciendo en el borde oriental de la Cuenca de Almazán, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

En la zona de estudio se han denominado y cartografiado tradicionalmente como Facies Purbeck-Weald (SIEMCALSA, 1997). Su inexistencia en el subsuelo de Almazán (ver apartado 4.1), hace que estos materiales no se describan detalladamente en este trabajo.

La primera y más completa subdivisión litoestratigráfica de estos materiales la realizaron Beuther (1966) y Tischer (1966) en cinco grupos que, de más antiguo a más moderno, son (Maestro González, 2004): Grupo de Tera (siliciclástico), Grupo de Oncala (carbonático), Grupo del Urbión (siliciclástico), Grupo de Enciso (mixto) y Grupo de Oliván (siliciclástico). Los materiales que afloran al N de la Cuenca de Almazán pertenecerían, según Beuther (1966), a los Grupos Tera, Oncala y Urbión (Maestro González, 2004). Los Grupos Tera y Oncala están compuestos predominantemente por depósitos aluviales y lacustres, con un espesor máximo de 3000 m. El Grupo Urbión, con un espesor de hasta 1900 m, está constituido por depósitos clásticos fluviales de carácter meandriforme, en la parte oriental de la Cuenca de Cameros (Vera, Ed., 2004).

Paleogeografía

Estas facies pertenecen a la segunda fase de *rifting* que comenzó hacia el final del Oxfordiense y se mantuvo hasta el Albiense Medio. El límite inferior de la etapa de *rifting* está constituido por una laguna estratigráfica de importancia variable, mientras que el superior lo constituye la discordancia intra-Albiense (Vera, Ed., 2004). Estas facies se sitúan sobre las anteriores mediante discontinuidad basal, relacionada con los movimientos neokimméricos y con la emersión total y destrucción de la plataforma carbonatada del Jurásico Superior. La sedimentación se produce en un sistema de cuencas muy subsidentes. En el ámbito de la Cuenca Ibérica, se desarrolló la Cuenca de Cameros, de acusada subsidencia (Vera, Ed., 2004). Su relleno sedimentario está formado principalmente por depósitos aluviales y lacustres, presentando incursiones marinas muy ocasionalmente. Durante la etapa de máxima subsidencia, Titoniense-Berriasiense, las cuencas presentaron una alta tasa de sedimentación y rellenos continentales o marinos muy someros. En el Valanginiense-Barremiense, se produjo una amortiguación de la actividad tectónica con cuencas de carácter más local y relleno continental. La reactivación del *rifting* durante el Barremiense-Aptiense y repetidas transgresiones del Tethys dieron lugar a depósitos de series de carácter litoral. Según Beuther (1966) y Tischer (1966) son depósitos de tipo deltaico (Maestro González, 2004).

Límite Cretácico Inferior-Superior y Cretácico Superior

Los materiales del Cretácico Superior afloran de forma discontinua y parcial en todos los sectores de la Cordillera Ibérica y bajo los depósitos cenozoicos de las Cuencas del Duero y del Tajo (Gil *et al.*, 2004).

Los afloramientos cretácicos que afloran en el noroeste de la Cuenca de Almazán presentan

una sucesión sedimentaria similar a la del sector norte de la Cordillera Ibérica (Unidad de Demanda-Cameros); los del centro se asemejan a la del borde meridional del Sistema Central; en tanto que los que aparecen al sureste tienen muchas similitudes con la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en la región de Alhama de Aragón (Rey, 2003).

A continuación se describen muy sucintamente las formaciones principales del límite Cretácico Inferior-Superior y Cretácico Superior a partir de los trabajos de Maestro González (2004), que se basa en los estudios de Valladares (1989) y Floquet *et al.* (1982) del borde occidental de la Cuenca de Almazán (Fig. 2.8), y de Gil *et al.* (2004), que resumen las unidades litoestratigráficas que actualmente se usan para la región centro-oriental de la Península Ibérica. Este último autor presenta una distribución y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en el borde norte del Sistema Central, la sierra de la Demanda-Cameros, zona de Ayllón-Sigüenza, borde sur del Sistema Central y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig.2.9):

Fm Arenas de Utrillas. A partir de esta formación se inician todas las secuencias del Cretácico Superior. Son arenas cuarzo-feldespáticas más o menos cementadas por carbonatos y lutitas (Maestro González, 2004). Consta de dos unidades: una inferior, de unos 140-200 m de espesor, formada por grandes cuerpos canaliformes, de unos 20 m de potencia de arenisca grosera y microconglomerática, separados por finos niveles lutíticos, y una unidad superior, en discordancia sobre la anterior, con una potencia de hasta 350 m cuya media no supera los 100 m, constituida por niveles areniscos canalizados con un espesor medio de 4.5 m, intercalados en una masa pelítica dominante y con abundantes costras ferruginosas a escala local (Maestro González, 2004). La unidad inferior correspondería a facies de relleno de canales de tipo trenzado, y la superior, a sedimentos fluviales de tipo meandriforme (Maestro González, 2004). Esta formación llega hasta el Cenomaniense.

Fm Santa María de las Hoyas. Alternancia de 20-40 m de calizas, biomicritas, y margas algo arenosas en la base, con niveles discontinuos canalizados de calizas nodulosas (Maestro González, 2004).

Fm Villa de Ves. Según Gil *et al.* (2004) incluye la *Fm Calizas dolomíticas de Nuévalos* descrita en la zona, constituida por calizas, calizas dolomíticas y dolomías, a veces recrystalizadas, de aspecto tableado, que presenta una potencia de 30-50 m. Son del Cenomaniense superior.

Fm Margas de Picofrentes. También denominada regionalmente como *Calizas nodulosas de Monterde* en la zona ibérica suroccidental, está formada por calizas con estratificación nodulosa y discontinua, que alternan con niveles de margas calcáreas de aspecto noduloso. La potencia oscila entre 30 y 60 m, disminuyendo hacia al sur y aumentando hacia el norte y noreste, a la vez que aumenta su contenido en margas (Maestro González,

2004). Lateralmente pasa a la *Fm Castro de Fuentidueña*, que son facies de transición hacia las terrígenas costeras de la *Fm Utrillas*.

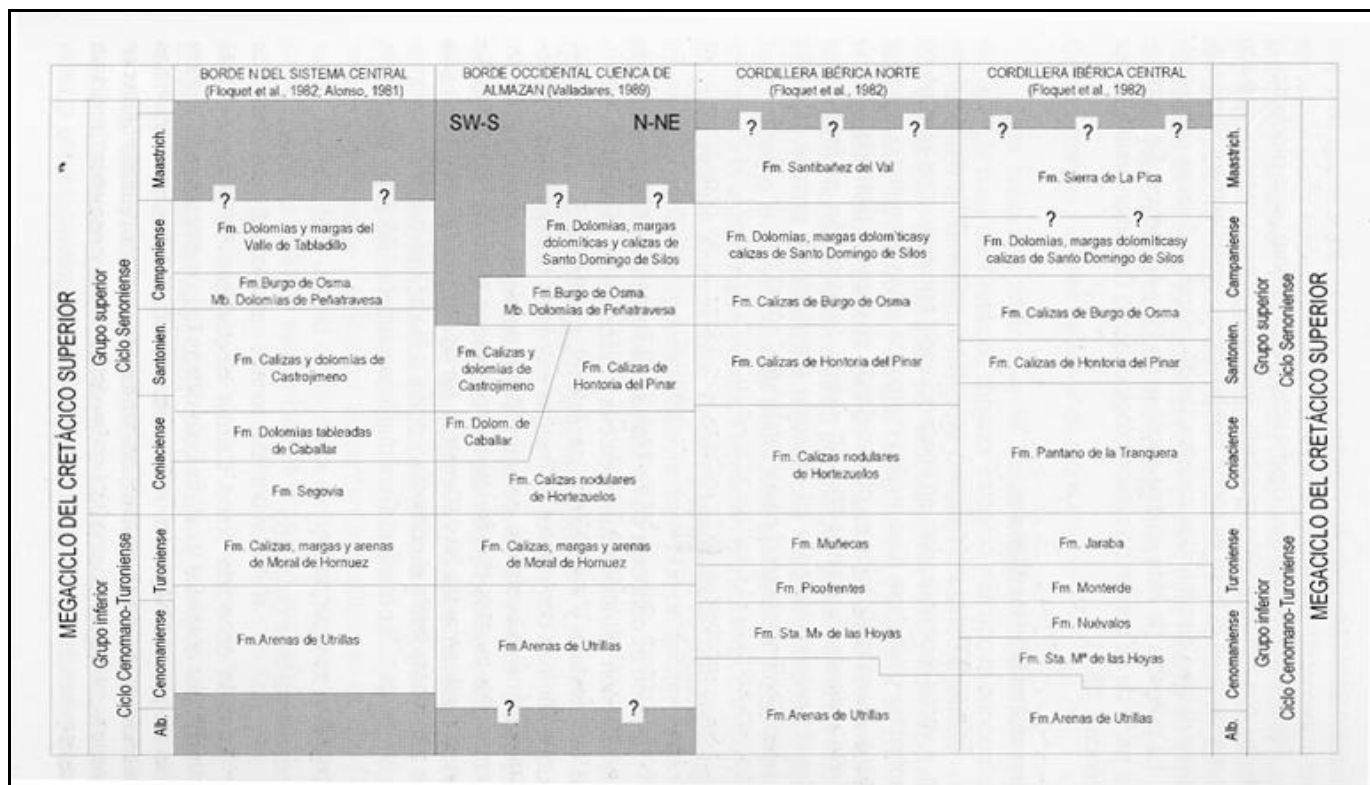


Fig. 2.8. Formaciones del Cretácico Superior en el borde occidental de la Cuenca de Almazán, según Valladares (1989).

Calizas bioclásticas de Muñecas. También se denominan en la zona de estudio como *Calizas bioclásticas de Jaraba*. Son calizas en su mayor parte dolomitizadas (Gil et al., 2004). Aparecen en el sector de Demanda-Cameros y hacia el borde SE de la cuenca ibérica, que, en áreas de plataforma somera, pasan lateralmente a litosomas mareales carbonatados correspondientes a los tramos dolomíticos tableados de las *Fms Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera* (80 m) y a las *Dolomías tableadas de Caballar* (30-60 m), mientras que en la zona de margen costero, pasan a depósitos siliciclásticos de la *Fm Utrillas* (Gil et al., 2004).

Fm Calizas nodulares de Hortezeuelos. Formada por unos 50 m de calizas nodulosas en las que predominan cuerpos con base erosiva y geometría en canal (Maestro González, 2004). Pasa lateralmente al E y SO, respectivamente, a los tramos superiores de la *Fm Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera* y la *Fm dolomías tableadas de Caballar* (Gil et al., 2004).

Fm Calizas de Hontoria del Pinar. Formada por un espesor aproximado de 40 m de calizas bioclásticas muy recrystalizadas. Lateralmente pasa a la *Fm Calizas y dolomías de Castrojimeno*, que está constituida por unos 70 m de calizas, a veces recrystalizadas y con

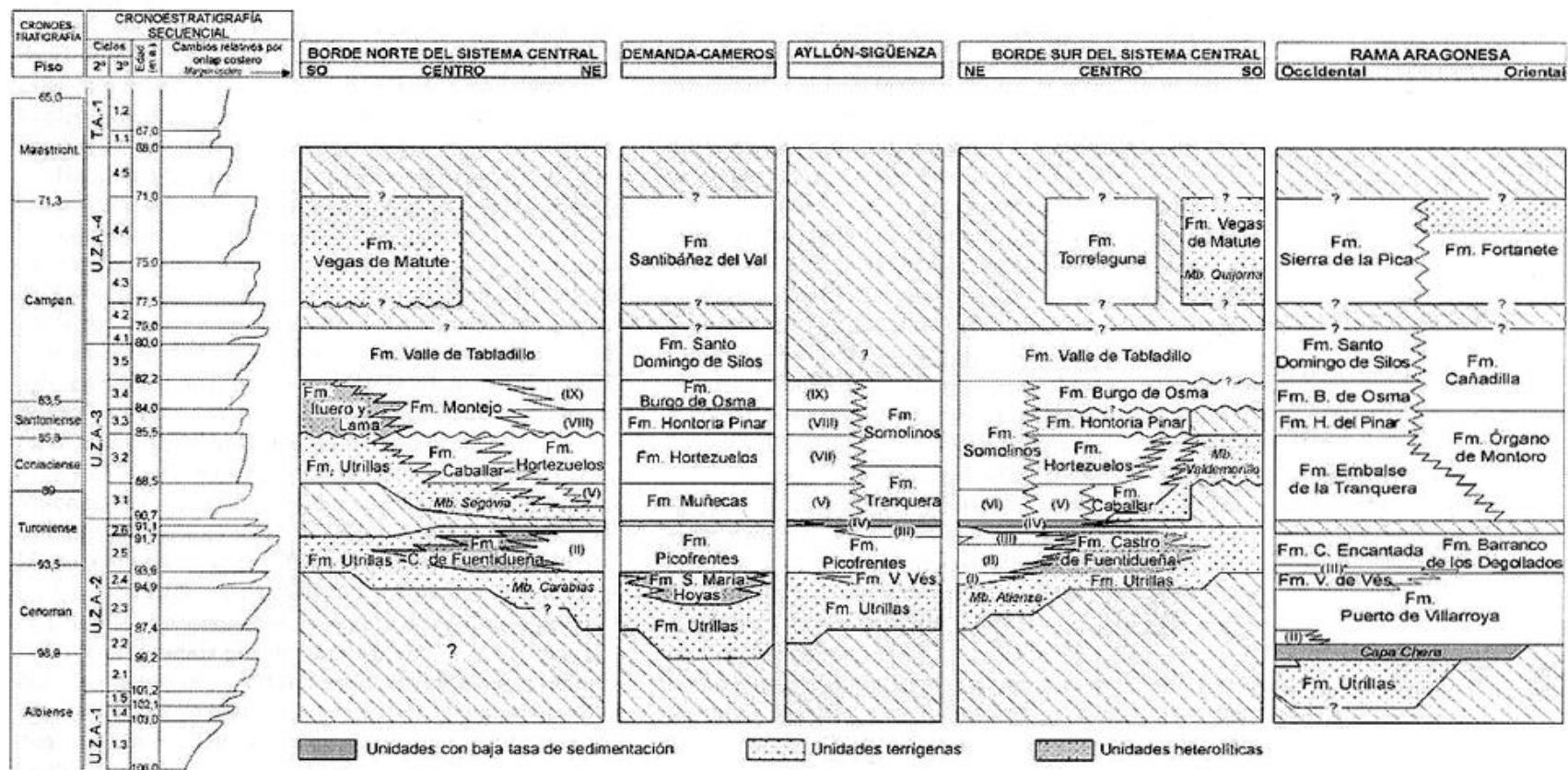


Fig. 2.9. Unidades litoestratigráficas del Albiense y Cretácico Superior para la región centro-oriental de la Península Ibérica (integrado de Gil *et al.*, 2004).

aspecto carniolar. Está definida en el sector de Demanda-Cameros y está presente en la Rama Aragonesa, Montes Universales, región de Ayllón y en el área NE y S del Sistema Central (Gil *et al.*, 2004). Hacia el O pasa a las dolomías de la *Fm Montejo*, y hacia el sector de Sigüenza-Alto Tajo, pasa a la parte intermedia de la *Fm Somolinos* (Gil *et al.*, 2004).

Fm Calizas de Burgo de Osma. Aparece culminando las sucesiones carbonatadas del Cretácico Superior. Es un conjunto marino calcáreo bien estratificado que presenta una potencia de 50-70 m en la región de Ayllón-Sigüenza. Los materiales equivalentes constituyen la parte superior de la *Fm Somolinos*, con mayor dolomitización y menor carácter brechoide. Lateralmente y hacia el oeste pasa a la parte superior dolomítica de la *Fm Montejo*.

Fm Dolomías, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos. Constituida por calizas, carniolas y dolomías con un espesor de 30 a 40 m (Maestro González, 2004), con intercalaciones de limos y margas dolomíticas (Gil *et al.*, 2004). Hacia el oeste pasa a la *Fm Dolomías y margas de Valle de Tabladillo*, donde pueden llegar a predominar las margas y limos (Gil *et al.*, 2004).

Por encima de las sucesiones carbonatadas y como unidades terminales del Cretácico, aparecen localmente cuerpos de rocas terrígenas, principalmente arcillosas, con intercalaciones de yesos, arenas, calizas y margas de ambientes lacustres o palustres. Afloran de manera irregular, bien por causas sedimentarias, bien por la compartimentación de la cuenca, o porque están cubiertos por depósitos terciarios. Son difíciles de correlacionar por sus cambios laterales de facies. Entre estas unidades se encuentra la *Fm Calizas con cantos negros de la Sierra de la Pica*, constituida por una sucesión de más de 200 m de calizas micríticas brechoides y calizas arcillosas con abundantes cantos negros y otros intraclastos (Maestro González, 2004). Estas calizas presentan estratificación horizontal y homogénea, con frecuentes cuerpos más potentes con geometría lenticular y superficies internas canaliformes. Esta formación aflora en la Rama Aragonesa y en el Maestrazgo-Bajo Aragón (Gil *et al.*, 2004).

En el centro y este peninsular, el límite Cretácico-Terciario tiende a situarse en una discontinuidad sedimentaria que separa los materiales, no siempre carbonatados, del Cretácico terminal, de aquellos paleógenos suprayacentes bien datados (Gil *et al.*, 2004).

Paleogeografía

A partir del Albiense superior se inicia una nueva fase de subsidencia térmica y durante el Cretácico Superior se produce el mayor ascenso eustático del Mesozoico. La conexión del Tethys y el Proto-Atlántico, el basculamiento de la Placa Ibérica hacia el N y los episodios transgresivos asociados al Proto-Atlántico, la apertura del margen Cantábrico y la rotación de la Placa ibérica, condujeron a una sedimentación generalizada en facies de plataforma carbonatada, de notable homogeneidad y sobre cualquier depósito anterior (Vera, Ed., 2004).

La transgresión inicial va precedida por la sedimentación de la Facies de la Fm Utrillas de tipo fluvial, que constituye un nivel diacrónico, continuo y uniforme que se apoya sobre las series mesozoicas anteriores e incluso sobre el Paleozoico del Macizo Hespérico. El ciclo transgresivo termina con una última regresión en el Maestrichtiense, pasándose a depósitos terciarios de transición o plenamente continentales.

La Facies Utrillas tiene carácter diacrónico y se extiende del Aptiense al Santoniense. Son cuerpos de roca con diferencias de facies, edad y disposición paleogeográfica, pero con un significado genético común: constituyen las terminaciones terrígenas de las plataformas carbonatadas desarrolladas en el Surco Ibérico hacia el Macizo Hespérico, durante los diferentes episodios de depósito del Cretácico Superior (Gil *et al.*, 2004).

El Cretácico Superior constituye, en su conjunto, un ciclo transgresivo-regresivo que se divide en varios ciclos menores. La transgresión inicial va precedida por el depósito, en medios fluviales, de la Fm Utrillas, y el ciclo termina con una última regresión en el Maestrichtiense. Hacia el Macizo Ibérico, los depósitos carbonatados pasan lateralmente a facies terrígenas y litorales, que regionalmente se presentan como el inicio de la sedimentación del Cretácico Superior (Fm Utrillas). La persistencia de condiciones cálidas y la presencia del Macizo Ibérico como área madre, hace que estas facies sean muy similares entre sí, con independencia de la plataforma a la que se encuentren vinculadas y de su edad. En el área del entorno de la Cuenca de Almazán, la Fm Utrillas muestra menor potencia debido a la existencia del Umbral de Ateca, que representa una continuidad en el Cretácico del umbral sedimentario triásico de idéntica denominación (Maestro González, 2004). La cuenca en este sector está dividida en dos subcuencas, separadas por una zona intermedia sin sedimentación o con depósitos muy poco potentes que constituye el Umbral de Ateca (Fig. 2.10).

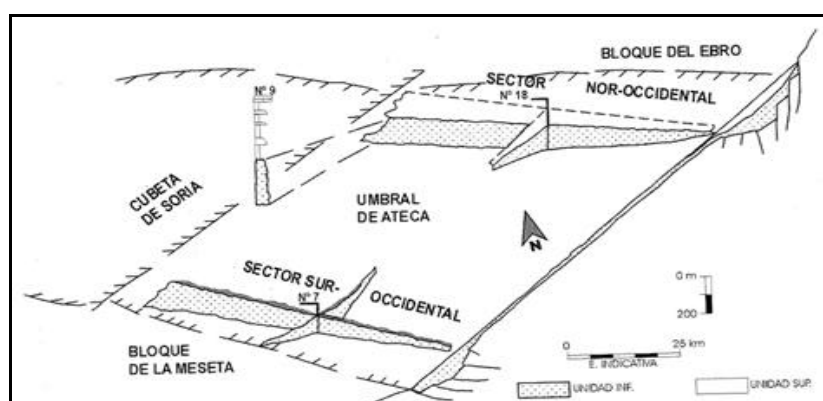


Fig 2.10. Umbral de Ateca existente en la Cuenca de Almazán durante la sedimentación del Cretácico (de Marfil y Gómez-Gras, 1992).

Por su extremo SE, el umbral se atenuaría progresivamente hasta llegar a desaparecer, dando lugar a una cuenca sedimentaria (Maestro González, 2004). Su influencia puede ser

constatada durante todo el Cretácico, y durante el Superior parece haber controlado las influencias marinas del sureste y sur (dominio del Tethys) frente a las dominantes del norte (dominio Atlántico) (Maestro González, 2004).

Las cuencas son invadidas por el Atlántico norte y el Tethys, que se unen en el Cenomaniense. Sus sedimentos se reconocen en toda la Cordillera Ibérica (Vera, Ed., 2004). Estos sedimentos rebasan ampliamente la extensión de los surcos sedimentarios del Cretácico Inferior y las plataformas del Jurásico, descansando sobre materiales del Triásico y del Macizo Hespérico, alcanzando hacia el O posiciones muy alejadas de la Cordillera Ibérica (Vera, Ed., 2004).

Los depósitos del Cretácico Superior corresponden a la acumulación de extensas plataformas mixtas terrígeno-carbonatadas. En general, predominan los ambientes marinos someros, aunque incluye dos episodios de sedimentación más abierta y algo más profunda: 1) Cenomaniense terminal-Turonense Inferior y 2) Coniacense Medio. Ambos son seguidos por otros dos episodios de rápido relleno en el Turonense Inferior y Medio y en el Coniacense Superior-Santonense Inferior. Durante el Campanense-Maastrichtense, la cuenca se restringe y se hace más somera, con sedimentación alternante de evaporitas, dolomías y facies terrígenas (Gil *et al.*, 2004).

2.3 Estratigrafía del Cenozoico

El estudio y análisis del Terciario de la Cuenca de Almazán es complicado, pues presenta varios problemas importantes que dan lugar a un notable desconocimiento del mismo. De este modo, a la escasez del registro fósil para poder asignar las edades correspondientes con criterios bioestratigráficos hay que añadir la monotonía de las facies, predominantemente detríticas, y la falta de continuidad de los afloramientos entre la mayoría de las unidades. A ellos se puede agregar la poca información existente sobre estudios sedimentológicos y estratigráficos para los depósitos terciarios. Todo esto condiciona notablemente el planteamiento, los resultados y el análisis global del Cenozoico en el ámbito de toda la cuenca, al no tener criterios bioestratigráficos y cartográficos suficientemente fiables para el establecimiento de correlaciones entre las distintas unidades definidas en las diversas zonas de la cuenca (Lendínez *et al.*, 1991; Bond, 1996; Rey, 2003).

Los sedimentos terciarios que rellenan la cuenca son de carácter continental y están representados en superficie por el Paleógeno y el Neógeno, ocupando estos últimos la mayor parte del área. Discordantes sobre los sedimentos del Cretácico Superior, estos sedimentos están compuestos por facies detríticas de conglomerados, arenas y arcillas, con intercalaciones de calizas y también de evaporitas.

En la Cuenca de Almazán propiamente dicha se han hecho diversos trabajos de distinta

naturaleza sobre las series sedimentarias del Terciario (Rey, 2003; Maestro González, 2004). Así, Sáenz García (1957) dató los depósitos terciarios del borde N de la cuenca como Eoceno-Oligoceno, y Sánchez de la Torre (1963, 1974) analizó estratigráficamente la cuenca, describiendo el borde mioceno de Arcos de Jalón. Por su parte, Meléndez *et al.* (1982) relacionaron la Cuenca de Almazán con la fosa de Calatayud-Teruel, apuntando una comunicación entre ambas en el Mioceno Superior. La sedimentación continental durante el Paleógeno en el extremo E de la cuenca fue estudiada por Guisado (1987) y Guisado *et al.* (1988), quienes relacionaron las secuencias aluviales y lacustres paleógenas de esa zona con la actividad tectónica del borde de las sierras. A su vez, la sedimentación durante el Terciario del sector SE de la cuenca fue estudiada por Sánchez de la Vega (1988). En 1989 Armenteros apunta el desarrollo de una karstificación incipiente en el techo de la serie finicretácica, de edad paleocena, en el sector del Sistema Ibérico limitante con la Cuenca de Almazán. Además, Armenteros *et al.* (1989) determinaron cinco Unidades Tectosedimentarias (UTS) en las series terciarias relacionadas con el frente de la Cordillera Ibérica adyacente al área que nos ocupa. En el Paleógeno de la Cuenca de Almazán, Carballeira y Pol (1989) distinguieron cuatro UTS, mientras Lendínez (1991) y Armenteros (1991) diferencian cinco UTS en el Neógeno de la cuenca. Ramos y Alonso (1990) proponen una edad relativa para los depósitos del Terciario de la zona de San Esteban de Gormaz-Burgo de Osma (Corredor Aranda de Duero-Burgo de Osma), analizando sus características sedimentológicas y paleogeográficas. Varas (1997) diferencia ocho unidades litoestratigráficas en los depósitos neógenos del SE de la cuenca. Rey (2003) sigue la definición establecida por Pol y Carballeira (1989) de cuatro UTS paleógenas, y para el Neógeno la de Lendínez (1991) y Armenteros (1991). Más recientemente, Maestro González (2004) diferenció 4 UTS específicas para el Paleógeno, adoptando también las cinco UTS establecidas por Lendínez (1991) y Armenteros (1991) para el Neógeno.

2.3.1 Paleógeno

Los sedimentos continentales paleógenos aparecen adosados a los bordes N y E de la cuenca (Fig. 2.11), con espesores de unos 3000 m, según Rey (2003) y Maestro González (2004), y de hasta 3500 m, según Huerta *et al.* (2006). Las variaciones sedimentológicas y la naturaleza y disposición de sus sistemas aluviales y lacustres se pueden explicar en relación con los cambios tectónicos y climáticos que condicionaron su desarrollo.

En el sector del Sistema Ibérico que limita con la Cuenca de Almazán, los sedimentos de la base del Terciario se hallan discordantes sobre la serie finicretácica, discontinuidad sedimentaria marcada por una incipiente karstificación y por la alteración del substrato carbonatado, así como por la formación de niveles complejos de caliches edáficos (Armenteros, 1989).

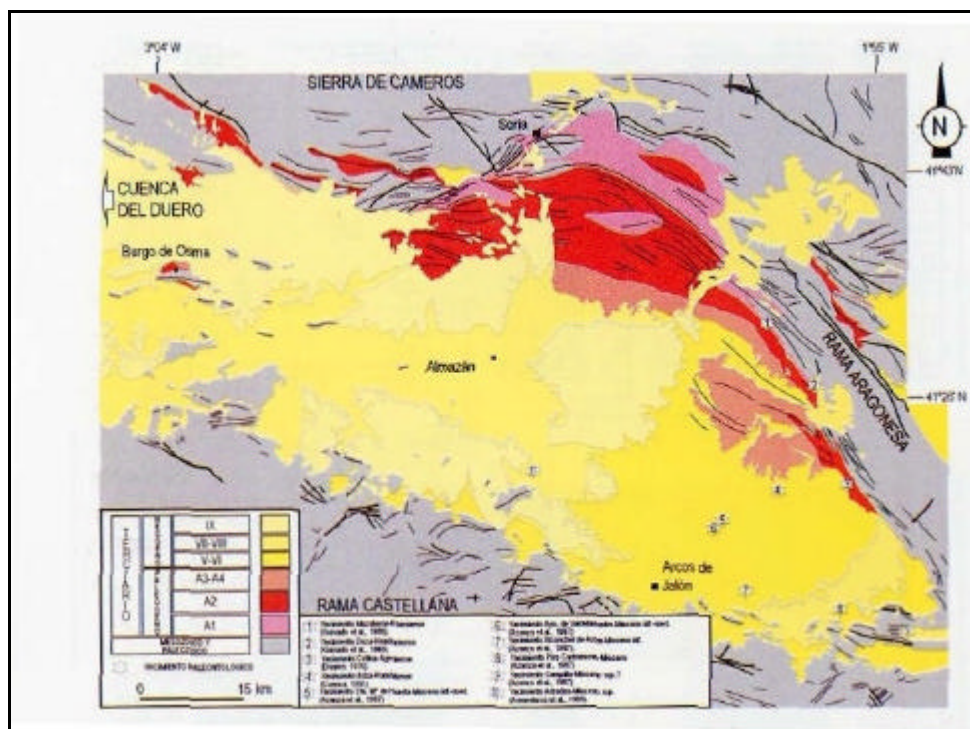


Fig. 2.11. Mapa de las UTS de la Cuenca de Almazán, establecidas por Maestro González para el Paleógeno y por Lendínez y Armenteros para el Neógeno (según Maestro González, 2004).

Siguiendo a Rey (2003), para la descripción de los sedimentos paleógenos de la Cuenca de Almazán se han considerado principalmente las cuatro UTS definidas por Carballeira y Pol (1989). Además Rey (2003) tuvo en cuenta los trabajos de Arenas *et al.* (1987) en el SE de la Cuenca de Almazán, de Armenteros *et al.* (1989) en el borde E, de Ramos Martín (1989) en el Corredor de Burgo de Osma, así como los de Bond (1996) para toda la cuenca, y también los de Maestro González (2004).

Las cuatro UTS definidas por Pol y Carballeira (1989) son:

UTS I. Aflora principalmente en las hojas geológicas a escala 1:50.000 del Mapa Nacional Topográfico de Torrijo de la Cañada (nº 408) y Borobia (nº 380) y, en menor medida, en la de Soria (nº 350). Corresponde a los niveles de base del Paleógeno de la cuenca, iniciándose la sedimentación con depósitos de diversos sistemas aluviales, que evolucionaron temporal y espacialmente a ambientes lacustres. Paleogeográficamente significan abanicos aluviales que al principio rellenaban paleorrelieves, para coexistir después con sistemas lacustres frontales y marginales a otros sistemas fluviales con grandes llanuras de inundación. Los sistemas lacustres adquieren cada vez mayor relevancia, hasta generalizarse al final de esta unidad.

UTS II. Aparece a lo largo de todo el borde de la cuenca, desde Alhama de Aragón hasta Soria, y está representada por cuatro sistemas aluviales contemporáneos, de procedencia variable, paleozoica y/o mesozoica. En estos sistemas sedimentarios de origen aluvial varía el tipo de

carga de los canales.

UTS III. Del Oligoceno, aflora a lo largo de todo el borde N y E, a partir del paralelo de Deza-Torluenga, aunque también se localiza aisladamente hacia el O. Corresponde a sistemas aluviales cuyas características están en función del área fuente.

UTS IV. Del Oligoceno Superior (Arveniense)-Mioceno Inferior (Ageniense), significa una intensa reactivación de los bordes. Los clastos son casi exclusivamente carbonatados en todos los sistemas integrantes de la unidad. Esta UTS, a partir del sector de Deza-Serón de Nágima hasta Burgo de Osma, aparece en casi toda la región.

Maestro González (2004), basándose en el análisis tectosedimentario definió 4 UTS para el Paleógeno, considerándolas como unidades limitadas por discordancias o discontinuidades correlativas, partiendo de las relaciones geométricas en perfiles de sismica de reflexión y correlacionándolas con las secuencias y unidades definidas por otros autores (Fig. 2.12).

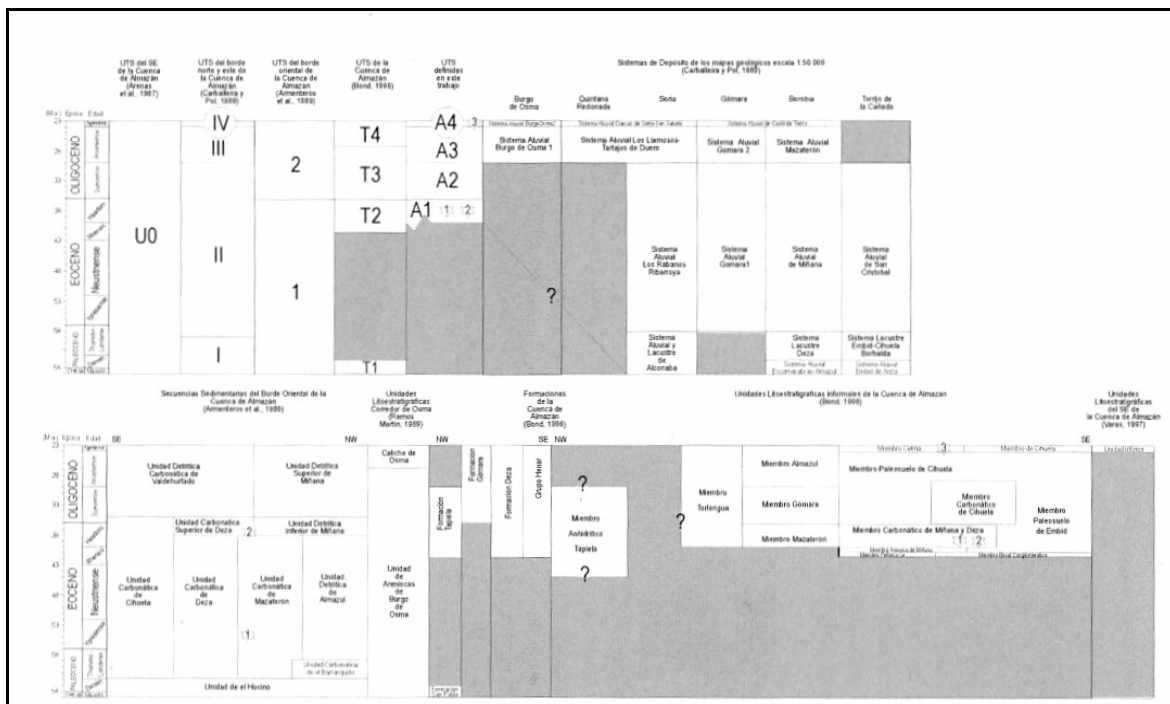


Fig. 2.12. Tentativa de correlación de las unidades paleógenas de la Cuenca de Almazán establecidas por diversos autores (según Maestro González, 2004).

Para el Neógeno adoptó la diferenciación establecida por Lendínez (1991) y Armenteros (1991), correlacionando a su vez las unidades propuestas por diversos autores (Fig. 2.13). En la Fig. 2.11 se muestra la distribución de las distintas UTS, y en la Fig. 2.14 una síntesis estratigráfica simplificada. Según este autor, la serie del Paleógeno de Almazán tiene una potencia de unos 3000 m, que se ve reducida de NO a SE, y se localiza en los bordes N y E de la cuenca. A partir de los perfiles sísmicos y de observaciones de campo realizó mapas de isopacas de las

unidades terciarias, los cuales se muestran en la Fig. 2.15.

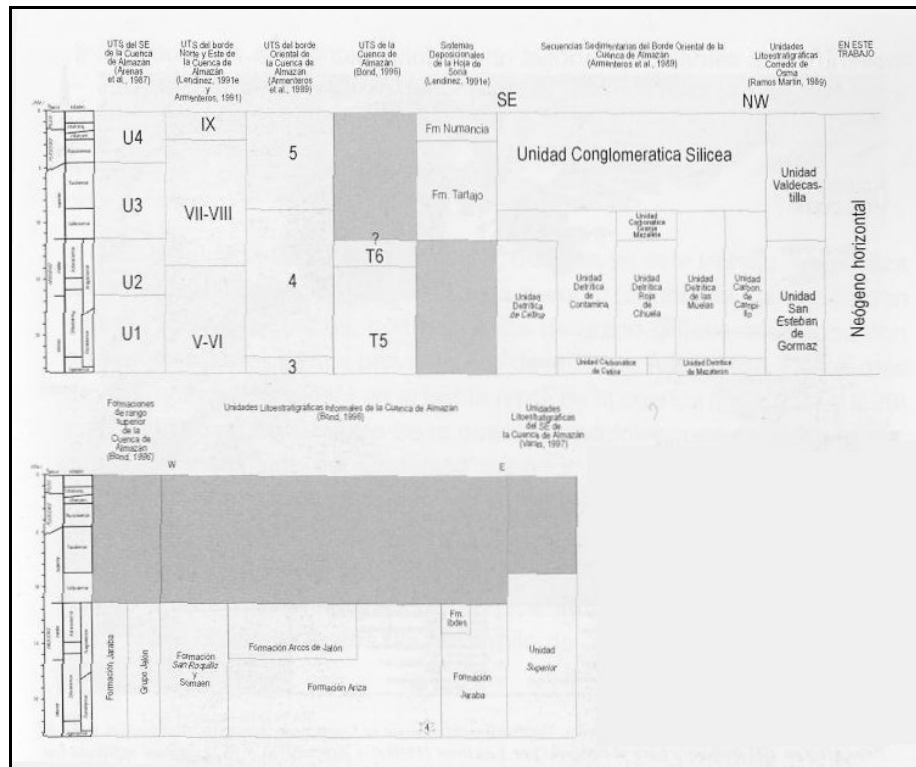


Fig. 2.13. Correlación tentativa de las unidades neógenas de la Cuenca de Almazán establecidas por distintos autores (según Maestro González, 2004).

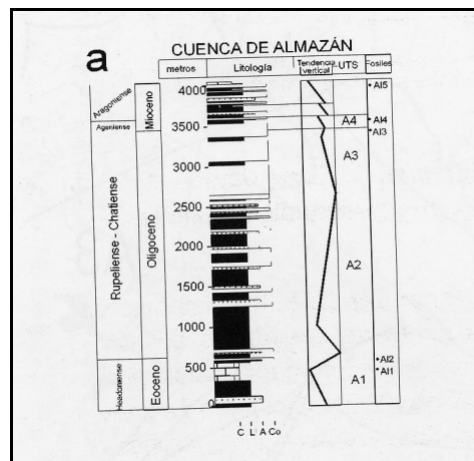


Fig. 2.14. Perfil estratigráfico de síntesis del Paleógeno del borde norte de la Cuenca de Almazán, con la evolución vertical de las UTS. C: calizas lacustres; L: lutitas; A: arenas; Co: conglomerados (tomado de Maestro González, 2004).

Al describir las 4 UTS que define entre el Eoceno y el Mioceno Inferior, las relaciona con las propuestas por Carballeira y Pol (1989), con las de Bond (1996), y con las de otros autores:

La UTS A1 está localizada en los bordes N, donde alcanza más de 700 m de espesor, y E de la cuenca. Son lutitas y calizas lacustres con depósitos de grano grueso asociados a abanicos aluviales que proceden de la Rama Aragonesa. Se acuña hacia el centro de la cuenca, donde se dispone en *onlap*² sobre el Cretácico Superior, al sur de la misma. En discordancia o paraconformidad sobre la serie cretácica, se correlaciona con la UTS II de Carballeira y Pol (1989).

La UTS A2 aflora a lo largo del borde N y E, y está constituida por depósitos de canal, conglomerados y arenas. En el centro y norte de la cuenca llega a tener espesores comprendidos entre 1000 m y 1500 m, y disminuye hacia el sur de la misma, donde se sitúa en *onlap* sobre el Cretácico Superior. Se correlaciona con el techo de la UTS II de Carballeira y Pol (Fig. 2.12), quienes diferencian diversos sistemas aluviales, de procedencia variable, que evolucionaron temporal y espacialmente a zonas lacustres.

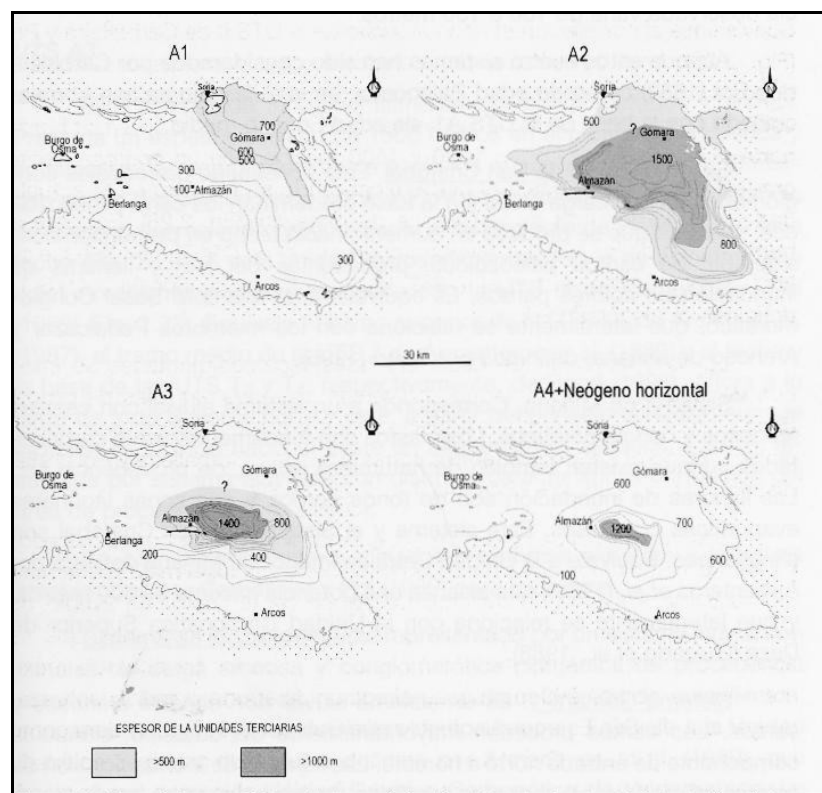


Fig. 2.15. Mapas de isopacas de las UTS A1 a A4 (Maestro González, 2004).

También la UTS A3 la constituyen principalmente conglomerados y arenas. Tiene un espesor máximo en torno a 1500 m, en el centro de la cuenca, y disminuye gradualmente hacia los márgenes. Representada por sistemas aluviales de características distintas según el área de procedencia, se dispone en *onlap* sobre la unidad A2.

² *Onlap*: solapamiento transgresivo. *Offlap*: solapamiento regresivo.

La UTS A4, constituida mayoritariamente por conglomerados y arenas, se caracteriza por la naturaleza exclusivamente carbonatada de los clastos que integran todos sus sistemas. Con un espesor máximo de más de 500 m, se dispone en *onlap* sobre la unidad A3. Del mismo modo que para las UTS anteriores, Maestro González (2004) establece una correlación con los sistemas aluviales definidos por Carballeira y Pol (1989) para las zonas N y E de la cuenca.

2.3.2 Neógeno

Los sedimentos neógenos, en disposición subhorizontal y fosilizando las estructuras paleógenas y de los bordes de cuenca, ocupan una gran superficie y presentan muchas dificultades para su análisis, pues son fácilmente erosionados y evolucionan a relieves regularizados por el Cuaternario, por lo que su estudio se basa en perfiles estratigráficos incompletos (Maestro González, 2004).

Para describir y especificar los depósitos del Neógeno de la Cuenca de Almazán, que afloran principalmente en las zonas centro y sur de la misma (Fig. 2.11), y no llegan a superar casi nunca los 500 m de potencia (Lendínez, 1991; Armenteros, 1991), nos basaremos en las UTS de los bordes N y E de la cuenca definidas por Lendínez (1991) y Armenteros (1991), y descritas por Rey (2003) y por Maestro González (2004). No es fácil determinar si se trata de auténticas unidades tectosedimentarias, pues no se observan discordancias propiamente dichas, sino rupturas, y los afloramientos son horizontales con una disposición generalizada en *onlap* hacia el sur (Maestro González, 2004).

Litológicamente, en las unidades del Neógeno predominan los depósitos lutíticos y carbonatados sobre los de grano grueso. Corresponden a los estadios finales del relleno de la cuenca y su geometría no está tan claramente controlada por la actividad tectónica de los bordes de la misma como ocurre con los depósitos del Paleógeno, y no puede ser definida según los perfiles sísmicos (Maestro González, 2004).

Las UTS V y VI se han agrupado a lo largo del borde E, debido a lo difícil que resulta su separación litológica y cronológica. Del Mioceno Inferior-Medio (Ageniense-Aragoniense), con una potencia máxima de 120 m, están constituidas por conglomerados calcáreos y silíceos, y arenas, culminando con un notable desarrollo de sedimentos limo-arcillosos. Los primeros se asignan a ambientes de abanico aluvial con barras longitudinales, características de facies proximales de un sistema *braided*, mientras los depósitos finos limo-arcillosos implicarían llanuras de inundación. El aporte muestra un trazado general hacia el O, con algunas paleocorrientes, señalando orientaciones hacia el SO en las cercanías del borde sur.

Las unidades UTS VII y VIII se agrupan igualmente debido a que sus límites no siempre se pueden determinar con claridad. Principalmente se extienden a lo largo del curso del río Duero,

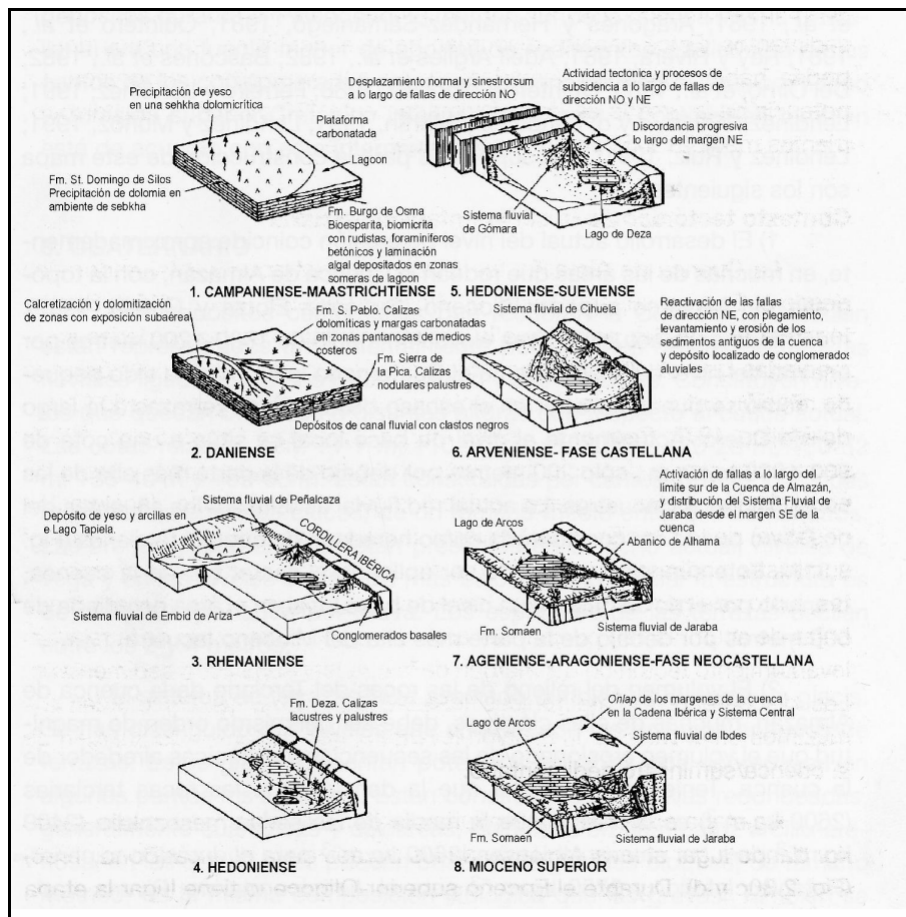
aunque también hay afloramientos en el borde E de la cuenca. Son del Mioceno Superior-Plioceno Inferior, corresponden a la secuencia constituida por la Unidad Rojo 1 y la Unidad Páramo 1, y tienen una potencia total, variable y de difícil cálculo, de unos 160 m. Su parte basal está formada por sedimentos de llanura aluvial con canales rellenos de conglomerados y arenas, cambiando lateralmente a depósitos finos y a materiales carbonatados de posibles zonas encharcadas, quizás palustres con episodios lacustres. Las direcciones medidas de paleocorrientes en distintos sectores muestran aportes hacia el sur.

La UTS IX está ampliamente representada en el centro y cerca de los bordes NO y SO, disponiéndose paraconforme sobre las unidades inferiores. De unos 170 m de potencia y edad Plioceno Superior, abarca la Unidad Rojo 2 y la Unidad Páramo 2, depósitos correspondientes a cursos fluviales que discurrían, hacia el centro de la cuenca, sobre los materiales ya existentes en la misma y removilizándolos parcialmente. En ese centro de cuenca podrían existir zonas encharcadas en donde precipitasen carbonatos. Las paleocorrientes indican aportes del norte.

El Cuaternario de la Cuenca de Almazán aparece como recubrimientos superficiales de extensión variable, con potencias en general inferiores a la decena de metros (SIEMCALSA, 1997). Abarca desde finales del Plioceno hasta la actualidad, marcando los primeros episodios probablemente el tránsito Plioceno-Pleistoceno (Molina y Armenteros, 1986). Está representado principalmente por distintos niveles de terrazas fluviales relacionadas con los ríos Duero y Jalón y sus afluentes, con espesores entre 2 y 4 m (Maestro González, 2004). El conjunto de terrazas lleva asociado un sistema de glaciares, del que se distinguen dos niveles con espesores que pueden sobrepasar los 5 m. Asimismo se han observado depósitos travertínicos (Deza, Jaraba) de hasta 8 m de potencia (Maestro González, 2004).

2.3.3 Contexto tectosedimentario

Maestro González, (2004) resume la evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Almazán (Fig. 2.16) apoyándose en el modelo de Bond (1996). Así, en el Eoceno Medio-Superior comienza la etapa compresiva terciaria, provocando el levantamiento de los bordes de la cuenca (Bond, 1996). La etapa principal de plegamiento tuvo lugar durante el Eoceno Superior-Oligoceno, época en que se produce un notable aporte sedimentario hacia el S y SO de la cuenca, procedente de la Sierra de Cameros y de la Sierra del Moncayo. Este levantamiento de los bordes N y E se mantuvo hasta el Oligoceno Medio-Superior. A partir del Aageniense hay una progresiva disminución del diastrofismo, lo que provoca una expansión de los sistemas palustres/lacustres. Finalmente, no se encuentran evidencias de que las unidades neógenas estén basculadas en la mayor parte de la cuenca (Cortés y Maestro, 1997).



esfuerzos compresivo NNE a NE, así como a la evolución de los pliegues. Por su parte, en los materiales neógenos la dirección dominante de la red de fracturas es NE-SO, NO-SE y E-O.

Las fracturas que afectan a los depósitos plegados del Paleógeno, NNE a NE y SE (Fig. 2.17), son generalmente anteriores al desarrollo de los pliegues, siendo las de la familia NE anteriores a las de orientación dominante SE. Además, también existen familias de fracturas conjugadas, cuyo diedro agudo es coincidente con el eje compresivo local. Durante el periodo orogénico principal se formaron los pliegues y las fracturas N a NE, en un régimen compresivo de dirección variable entre NNE, correspondiente a la dirección del campo primario o externo, y NE, que se relaciona con un desvío de los esfuerzos a gran escala originado por las grandes estructuras NO-SE de la Cordillera Ibérica. En etapas tempranas, con un régimen compresivo bajo un s_1 horizontal N030E y s_2 vertical, se originó un sistema de fracturas conjugadas, cuyas orientaciones medias son N015E, con sentido dextrorso, y N40E, con sentido sinistrósum, junto con fracturas de tensión NNE. El desarrollo de pliegues fue posterior, ligeramente oblicuos a la compresión primaria y quizás relacionados con la reactivación de fallas o discontinuidades NO-SE del zócalo. Las fracturas NO-SE tuvieron su génesis principalmente como respuesta a otro campo compresivo primario, la denominada compresión *Guadarrama*, de componente NO-SE, con desarrollo de estructuras de cizalla y de tensión similar al descrito en el sistema anterior. Algunas de las fracturas de tensión podrían relacionarse con intercambios de los ejes de esfuerzos específicamente dentro del campo compresivo NNE.

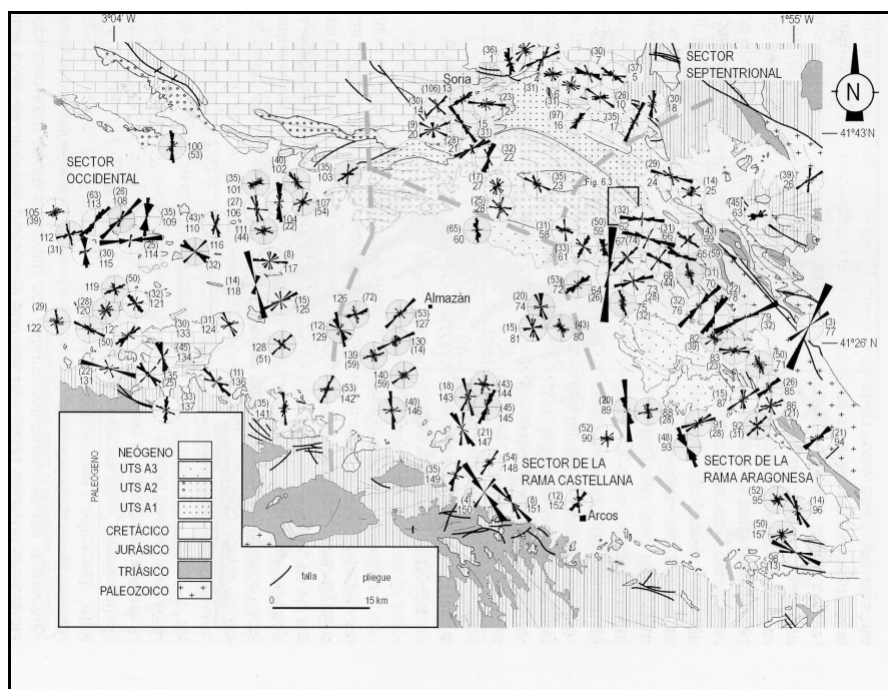


Fig. 2.17. Diagramas en rosa de orientación de las fracturas medidas en afloramiento. El círculo exterior representa el 20%, el número es la referencia de la estación de datos, y entre paréntesis la cantidad de medidas hechas en la estación correspondiente. El color gris indica que el material donde se localiza la estación de medida está horizontal, mientras que el blanco significa que está deformado (Maestro González, 2004).

Maestro González (2004) propuso un modelo de campos de esfuerzos del Neógeno y Cuaternario, predominantemente distensivo, en el cual las trayectorias dominantes de s_y (Fig. 2.18) se disponen según una dirección NNE a NE.

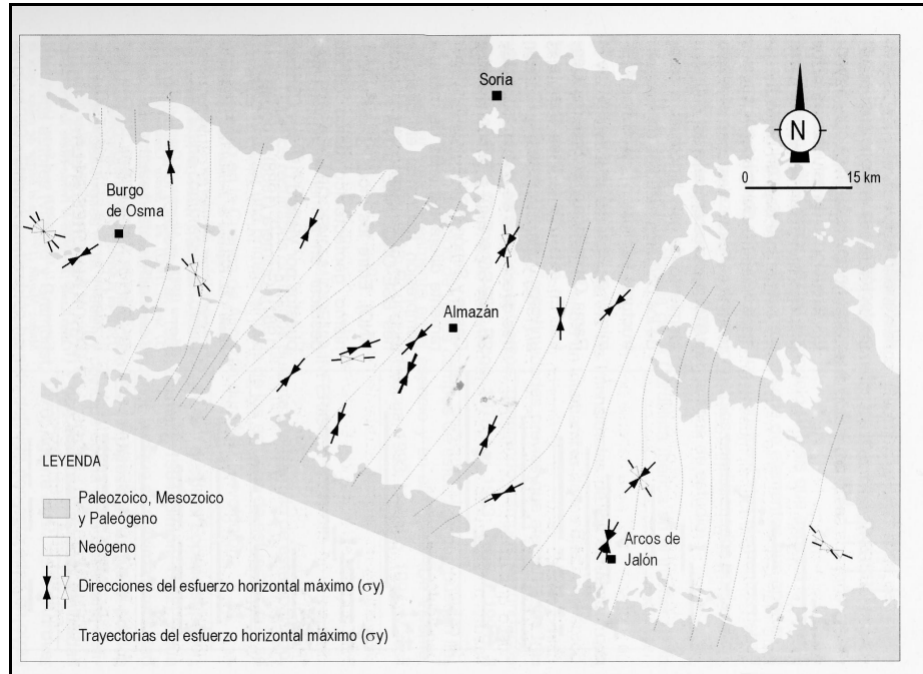


Fig. 2.18. Trayectorias supuestas de s_y suponiendo un campo NNE. Las flechas rellenas indican direcciones obtenidas a partir de fallas, mientras que las huecas se han obtenido analizando diaclasas, grietas de tensión y estilolitos (Maestro González, 2004).

Según Maestro González y Cortés (1999), aunque existen estaciones con tres direcciones dominantes de fracturas, en los sedimentos del Neógeno estudiados hay un área de fracturas con múltiples direcciones, asociada a una extensión radial. Rey (2003) encuentra que la relación entre las características topográficas de la Cuenca de Almazán y la morfología del domo cortical, que define en la estructura profunda de la cuenca, indica un determinado control del relieve por parte de la estructura de la corteza, mostrando así que se trata de una estructura activa en tiempo reciente, coincidiendo con la estructuración de la red hidrográfica actual. Esto ha de manifestarse en la disposición espacial de los sedimentos más modernos, es decir, del Neógeno y del Cuaternario, constituyendo una de las mejores evidencias de ello la red de fracturas que afecta a los depósitos neógenos.

En el Neógeno subhorizontal, principalmente en los sectores central y oriental, donde aparecen mayoritariamente los materiales de esta edad, la dirección dominante de la red de fracturas es NE-SO, NO-SE y E-O (Fig. 2.17). En estas zonas hay una orientación dominante ENE-OSO de los lineamientos, según se desprende de la imagen satélite (Fig. 2.19), dirección que también reflejan las orientaciones de las diaclasas y las fallas a escala de afloramiento. El modelo

macroestructural de la red de fracturas de la cuenca, de dirección predominante ENE, pudo ser originado por la compresión neógena, instaurada bajo un régimen de desgarre en el que se desarrollaron principalmente fracturas y fallas ENE de movimiento sinistrórsum, y fallas normales NO a SE. Ahora bien, la presencia de discontinuidades con una orientación similar en materiales subyacentes al Terciario, paleozoicos y mesozoicos, de la cuenca puede haber influido de modo notable en las orientaciones de las diaclasas observadas en superficie, afectando a los materiales del Neógeno.

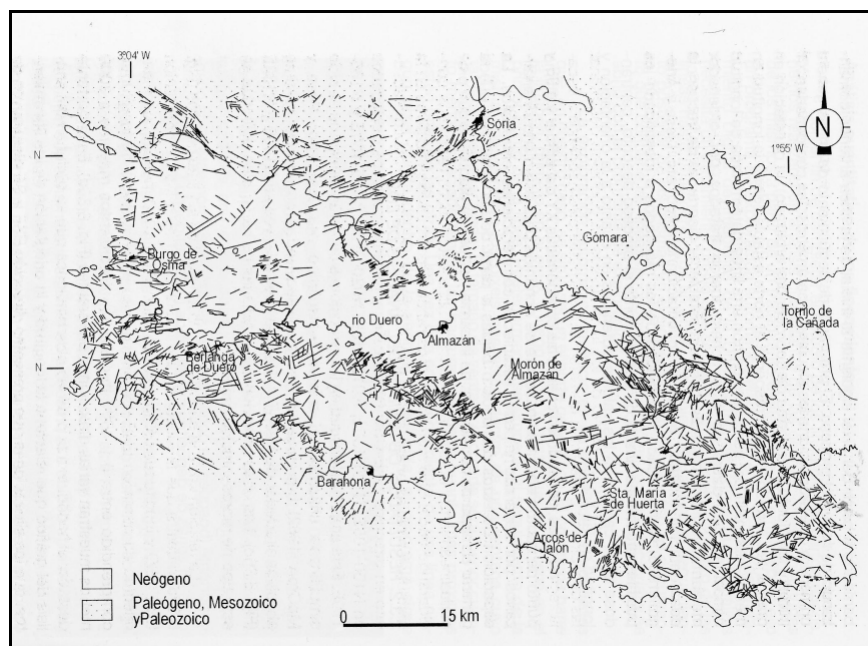


Fig. 2.19. Mapa de lineamientos obtenidos según la imagen satélite (Maestro González, 2004).

2.4 Estructura de la Cuenca de Almazán

2.4.1 Contexto regional

Las unidades que limitan la Cuenca de Almazán tienen una entidad geológica propia. Son la Sierra de Cameros, las Ramas Aragonesa y Castellana de la Cordillera Ibérica, y la Cuenca del Duero, tal y como se observa en la Fig. 2.1.

La Sierra de Cameros, en la zona NO de la Cordillera Ibérica, está constituida principalmente por rocas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, de características continentales y depositadas bajo un régimen distensivo. Está flanqueada por dos sierras con afloramientos paleozoicos, al oeste, la de la Demanda y, al este, la del Moncayo, y por dos cuencas terciarias, al norte la del Ebro y al sur la de Almazán. Su límite N está formado por un cabalgamiento E-O, vergente al N, mientras que su borde S lo constituyen cabalgamientos que vergen al S y cuyas

direcciones varían de NO-SE a NE-SO y con menores desplazamientos que el del borde norte (Platt, 1990; Mas *et al.*, 1993; Maestro González, 1994; Guimerá *et al.*, 1995).

Cerca del contacto entre la Sierra de Cameros y la Cuenca de Almazán hay un borde cabalgante cuya dirección predominante es E-O, que adquiere una dirección ibérica hacia el este, mientras que presenta direcciones NE-SO y NO-SE hacia el oeste, y su traza está desplazada en algunas zonas por fallas direccionales NNE-SSO, aparentemente de sentido dextrorso. El Terciario del borde de la cuenca aparece, en general, discordante sobre el Cretácico, excepto en el contacto con la Sierra de San Marcos-Cuevas de Soria, donde es cabalgado por el Cretácico Superior (Maestro González, 2004).

La Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica está formada básicamente por dos grandes afloramientos paleozoicos de edad cambro-ordovícica, con estructura de antiforme orlada por materiales mesozoicos, con orientación NO-SE, separados por la cuenca neógena de Calatayud en la mayor parte de su trazado. El Paleozoico, en el margen septentrional, constituye una serie monoclinas de dirección NO-SE, mientras que en el sector meridional se dispone en flexiones cuya vergencia es NE. La reactivación de la estructura hercínica que dio origen a la anisotropía del basamento paleozoico y condicionó la orientación NO-SE durante la compresión terciaria, explica la estructura de este sector meridional. Según Cortés (1994) la cobertera mesozoica presenta localmente pliegues de dirección E-O.

Por su parte, la Rama Castellana está formada básicamente por rocas mesozoicas, y sus estructuras compresivas más importantes se relacionan con el acortamiento durante el Terciario. Presenta pliegues de gran escala, orientados de E-O a NE-SO, aunque también se observan otras estructuras de menor escala, con direcciones NE-SO y NO-SE, por lo general laxas, y probablemente asociadas a la reactivación e inversión de fallas normales triásicas que han controlado la sedimentación durante la mayor parte del Mesozoico (Maestro González, 2004). Las estructuras más relevantes de este sector son el Monoclinas de Arcos de Jalón y el Monoclinas de Almazán, contemporáneos con la sedimentación terciaria.

2.4.2 Estructura en profundidad

En términos generales, la Cuenca de Almazán presenta una estructura en sinclinorio según una dirección NE-SO.

Al N y NO de Gómara presenta una estructura que es continuación de la de la Rama Aragonesa (Fig. 2.20): pliegues NO-SE a E-O de escala kilométrica que involucran niveles terciarios y la delgada cobertera mesozoica, con fallas normales mesozoicas en los flancos de los pliegues. Al S de Gómara aparecen tres grandes pliegues monoclinas: el de Gómara, vergente al S y que es continuación del aflorante entre Deza y Alhama de Aragón, y el de

Almazán y Arcos de Jalón, que vergen al N (Vera, Ed., 2004). Según Maestro González (2004) se trata de estructuras contemporáneas con el depósito de los materiales terciarios.

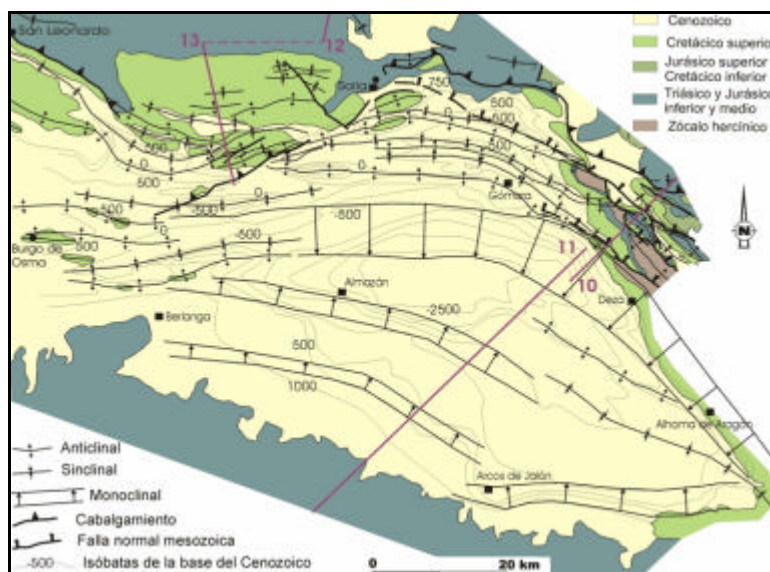


Fig. 2.20.- Mapa estructural de la base de los depósitos paleógenos de la Cuenca de Almazán, a partir de Casas Sainz *et al.*, 2000 (tomada de Vera, Ed., 2004).

El relleno terciario presenta espesores de 3500 m en el centro de la cuenca (Fig. 2.21). Disminuye rápidamente hacia el sur y más gradualmente hacia el norte, estando erosionado en la zona noreste (Fig. 2.22).

Maestro González (2004) describe detalladamente la estructura de la cuenca y diferencia cuatro áreas dentro de la misma:

- En el centro, al E de Almazán, la base del Terciario presenta una estructura sinclinal E-O de charnela plana, con unos 3000 m de sedimentos paleógenos en su núcleo, bordeada por los Monoclinales de Gómara, al N, y Almazán, al S (Fig. 2.20 y corte 3-3' de Fig. 2.24). En su prolongación hacia el este, el sinclinal pasa a un sinclinorio NO-SE (sinclinorio de Almazán) que se extiende desde la Fosa de Teruel, al SE, hasta la Cuenca de Almazán, al NO (Vera, Ed., 2004). Hacia el oeste, pasa a un sinclinorio asimétrico con el flanco meridional roto por un cabalgamiento.
- Hacia el sur se suceden los Monoclinales de Almazán y Arcos de Jalón, que están separados por una zona con capas de suave buzamiento y 1000-1500 m de potencia de materiales paleógenos (Fig 2.20 y corte 3-3' de Fig. 2.24), zona que hacia el este pasa a un sinclinal y al oeste a pliegues más apretados. En el límite sur de la cuenca afloran los materiales mesozoicos de la Rama Castellana, pertenecientes al flanco sur del Monoclinial de Arcos.

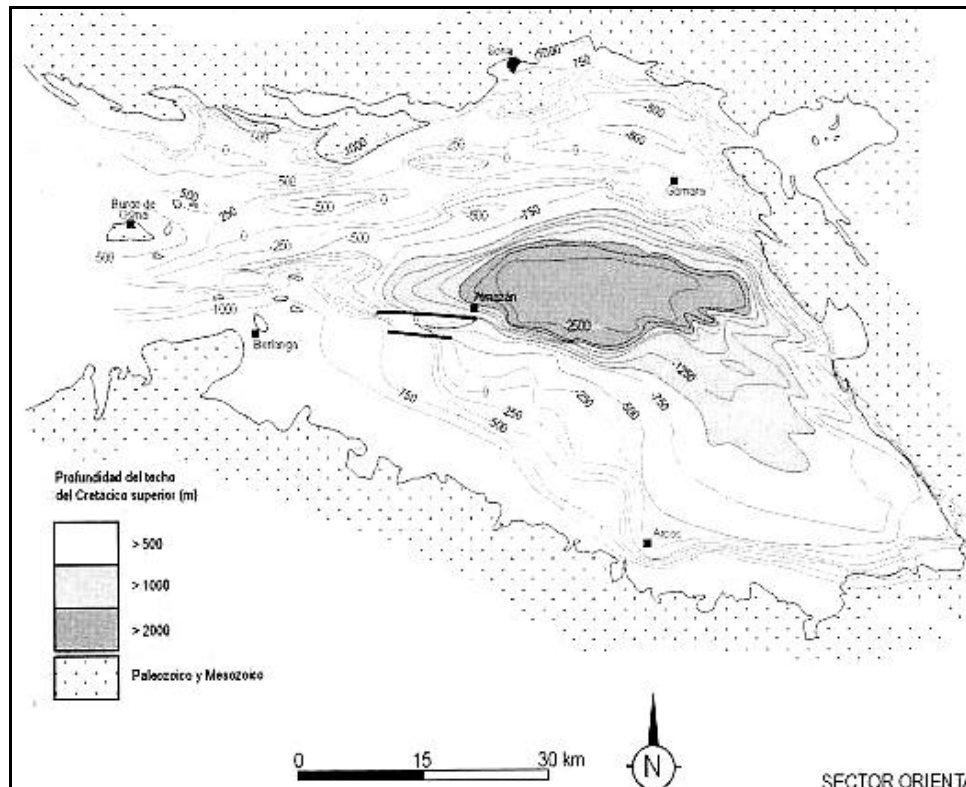


Fig. 2.21. Mapa de isobatas del techo del Cretácico Superior (*datum*: nivel del mar) (según Maestro González, 2004).

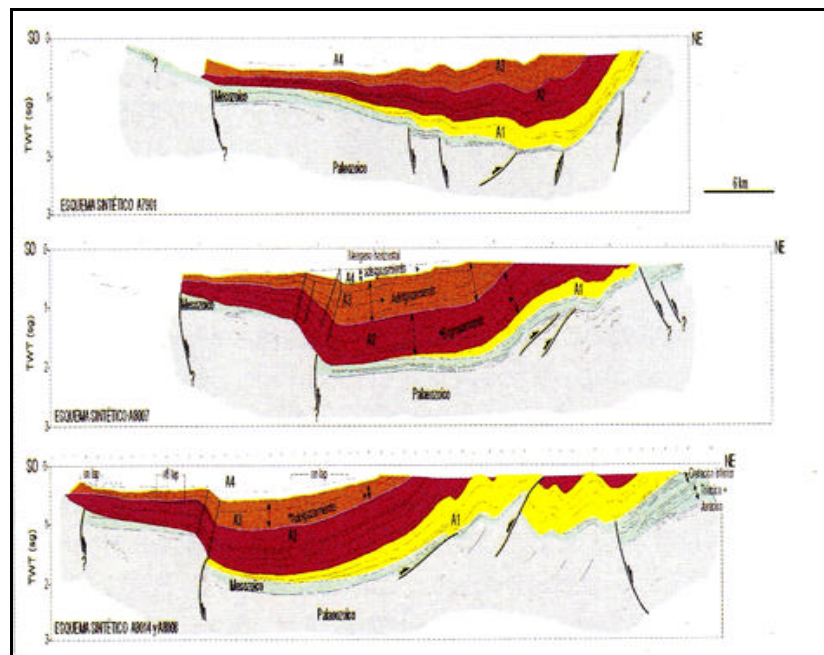


Fig. 2.22. Esquemas sintéticos de distintas líneas sísmicas de dirección SO-NE de la Cuenca de Almazán (según Maestro González, 2004).

- Al oeste de Almazán, donde el máximo espesor de sedimentos paleógenos es de unos 2000 m, aparecen pliegues E-O afectados localmente por estructuras cabalgantes de vergencia norte.

- Al norte del Monoclinal de Gómara, el Paleógeno presenta espesores de unos 1000 m formando pliegues que pasan de dirección E-O, en el centro, a NO-SE, al este, en las proximidades a la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig 2.20). Limitan al N con los cabalgamientos de bajo ángulo del sur del Macizo de Cameros.

En la zona central de la Cuenca de Almazán, todos los materiales mesozoicos y terciarios presentan buzamientos subhorizontales (ITGE, 1990). Los pliegues paleógenos del NE de la cuenca, en el entorno de Gómara, presentan mayor buzamiento que los deducidos por sismica de reflexión y, en superficie, aparecen mayor número de ellos y algunos de menor escala, hecho que implica la existencia de niveles de despegue posiblemente de pequeña entidad en las facies arcillosas del Paleógeno. Estos mismos pliegues pueden seguirse hacia el este, presentando aquí dirección NO-SE. La estructura deducida a partir de perfiles sísmicos indica que es prácticamente monoclinal, con buzamientos relativamente bajos, que se hacen subhorizontales hacia el centro de la cuenca.

En el área de contacto entre la Rama Aragonesa y la Cuenca de Almazán, los materiales terciarios presentan estructuras con una orientación NO-SE, y su buzamiento se va atenuando hacia el O (Maestro González, 2004). El Neógeno se observa en disposición *onlap* sobre el borde de la cuenca, llegando a apoyarse en discordancia angular sobre el Paleógeno.

En el borde sur de la cuenca, en el contacto con la Rama Castellana, el Mesozoico presenta fallas normales E-O heredadas de estadios extensionales, principalmente del Triásico Inferior (Maestro González, 2004), que se reflejan por cambios de espesor en la serie sedimentaria. Además, aparecen pliegues de gran escala de dirección E-O a NE-SO, probablemente relacionados con la reactivación e inversión de fallas normales mesozoicas. Los materiales neógenos se disponen en *onlap* sobre los sedimentos mesozoicos y paleógenos del borde de la cuenca. El contacto entre el Terciario y el Mesozoico plegado se realiza mediante una discordancia angular y los materiales terciarios tienden a fosilizar estructuras E-O que afectan a los depósitos mesozoicos. Aparecen materiales aflorantes de edad Triásico-Lías Inferior. Forman el Monoclinal de Arcos de Jalón que está afectado por fallas normales E-O (corte 2-2' de Fig. 2.24). Hacia el oeste, en el sector de Gormaz-Galve de Sorbe, la serie mesozoica se inclina hacia el norte, donde los materiales triásicos aparecen al sur, los jurásicos en una franja intermedia y los cretácicos en la parte más septentrional, sumergiéndose bajo la discordancia de la base del Neógeno. Al norte de la falla que atraviesa el Anticlinal de Galapagares se observa un incremento importante de la serie jurásica: en el sondeo de Gormaz aparecen unos 800 m, mientras que al sur del anticlinal sólo hay 200 m, lo cual implica una posible estructura extensional que controló el depósito de los materiales jurásicos.

Bajo la Cuenca de Almazán, la corteza adopta una forma de domo que eleva el Moho más de 2 km respecto a las zonas adyacentes y cuyo núcleo se sitúa al E de la localidad de Almazán (Rey, 2003). Esta estructura es bastante reciente y está originada por el campo de esfuerzos extensivo dominante desde finales del Terciario y controlada por los esfuerzos inducidos desde los márgenes bético, mediterráneo y pirenaico. Ejerce un control topográfico tal que la parte más elevada de la cuenca, la divisoria entre las aguas del Ebro y del Duero, coincide con la culminación del domo cortical, adoptando una forma radial respecto a éste. También se manifiesta en la red de fracturas de los materiales neógenos así como en la disposición de éstos y la de los materiales cuaternarios.

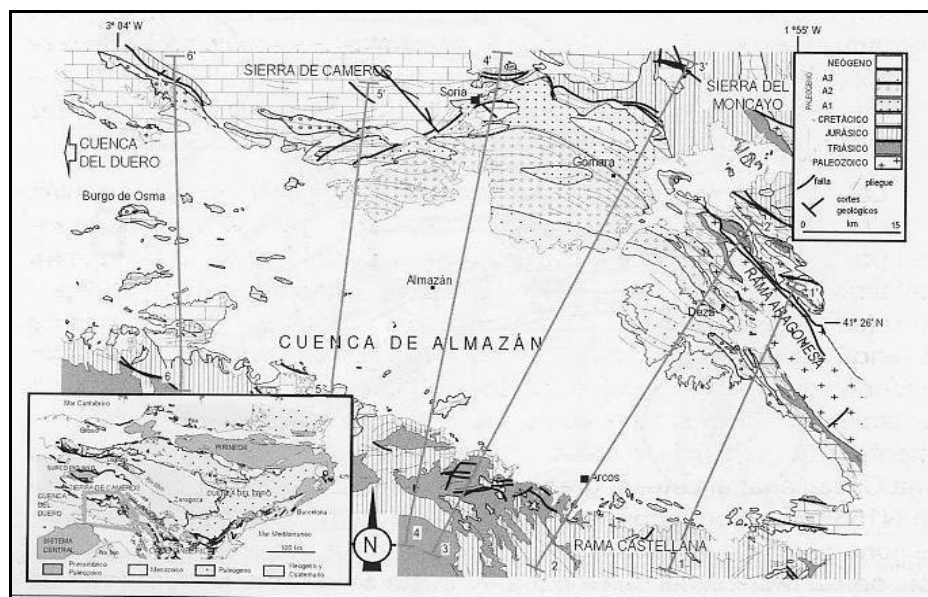


Fig. 2.23. Mapa geológico de la Cuenca de Almazán donde se ubican los cortes geológicos de la Fig. 2.24 (según Maestro González, 2004).

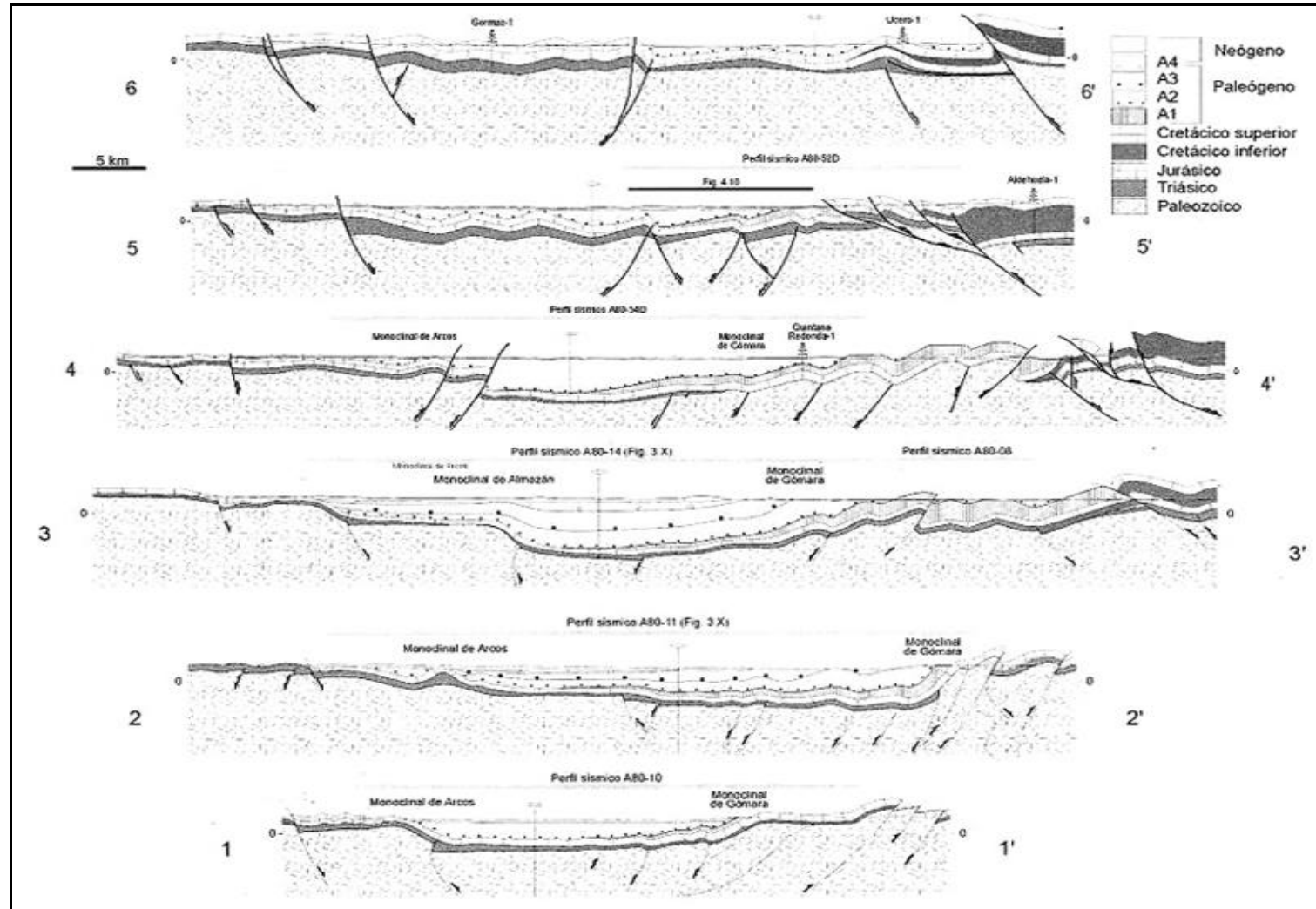


Fig. 2.24. Cortes geológicos interpretados de la Cuenca de Almazán (para ubicación de los perfiles ver Fig. 2.23) (según Maestro González, 2004).

3 METODOLOGÍA GENERAL y DATOS DE PARTIDA

3.1 Metodología

3.1.1 Introducción

Para identificar y seleccionar formaciones, áreas y estructuras en el subsuelo de la Cuenca de Almazán favorables para el almacenamiento de CO₂ se han aplicado una serie de criterios a escala de cuenca (Ruiz *et al.*, 2007). Estos criterios han sido exclusivamente geológicos (estratigráficos, petrofísicos, geotérmicos, estructurales...) sin considerar otros de tipo económico, sociales, etc. La aplicación de criterios más detallados para seleccionar emplazamientos favorables (inyectividad, integridad del almacén y sello, etc.) correspondería a una etapa posterior que requeriría de la caracterización detallada de las formaciones favorables, labor que excede el alcance del presente trabajo.

Los criterios geológicos se han ido aplicando en pasos sucesivos. Para identificar y seleccionar formaciones favorables se han utilizado criterios de tipo litoestratigráfico: existencia de pares almacén/sello, potencia mínima de ambos, características petrofísicas idóneas del almacén y sello (porosidad, permeabilidad), etc.

Posteriormente, para la identificación y delimitación de áreas y estructuras favorables de las formaciones identificadas, se ha procedido a la aplicación de criterios sobre la extensión de las formaciones y los gradientes geotérmicos y de presión en el subsuelo, así como de criterios de tipo estructural, estos últimos a una escala más local. Se ha valorado que las formaciones tuvieran extensión importante en el subsuelo de la cuenca y que estuvieran dentro del rango de profundidades favorables que garanticen el estado supercrítico del CO₂, así como la existencia de trampas estructurales o estratigráficas en las formaciones favorables, etc (Ruiz *et al.* 2007).

Para alcanzar los objetivos perseguidos se han integrado datos geológicos de superficie (cartografía geológica, estudios estratigráficos, sedimentológicos, etc.) e información geológica del subsuelo de la cuenca a escala regional (estudios geofísicos de sísmica de reflexión e información de sondeos profundos) (ver apartado 3.2). Parte de los datos se han integrado en un Sistema de Información Geográfica (SIG) con el fin de facilitar su representación y la posterior aplicación de criterios específicos para la delimitación de áreas y la identificación de estructuras favorables, así como para la estimación de la capacidad de almacenamiento de CO₂.

El resultado ha sido la elaboración de un inventario de formaciones del subsuelo de la Cuenca de Almazán que satisfacen una serie de criterios geológicos de idoneidad para almacenar CO₂.

Adicionalmente, se ha elaborado un modelo geológico 3D de la estructura en profundidad de estas formaciones almacén identificadas y unos mapas de áreas favorables para la inyección de CO₂.

A continuación se detallan las actividades realizadas para alcanzar estos resultados y la información y datos que se han utilizado a lo largo del trabajo.

3.1.2 Recopilación de información

El primer paso en el desarrollo del trabajo ha sido la recopilación de información sobre el subsuelo de la Cuenca de Almazán. Esta información proviene básicamente de las investigaciones realizadas por distintas empresas y organismos para la exploración de hidrocarburos, entre las décadas de los 50 y 80 del siglo pasado.

Existen dos recopilaciones realizadas por el IGME relacionadas con la exploración de hidrocarburos que han sido relevantes a lo largo del trabajo: 1) Lanaja (1987), que recoge las fichas de los sondeos de prospección de hidrocarburos perforados en España, además de algunos mapas de isobatas, resultando de especial interés las columnas estratigráficas de los sondeos realizados en la Cuenca de Almazán y sus proximidades y 2) IGME (1990), donde se recogen datos de sondeos, líneas sísmicas, mapas de isobatas, mapas gravimétricos y distintas correlaciones entre sondeos, siendo relevante el tomo V dedicado a la Cuenca del Duero-Almazán.

Asimismo, se accedió a información detallada sobre los sondeos de exploración petrolífera (informe general del sondeo, diagráfias, descripción de la columna estratigráfica, pruebas de producción...) mediante su búsqueda en las microfichas disponibles en los archivos del IGME.

Por otra parte, la documentación más importante utilizada que recoge aspectos sobre la litoestratigrafía y estructura del subsuelo de la Cuenca de Almazán aparece en las tesis doctorales y trabajos de Muñoz (1993), Muñoz *et al.* (1995), Bond (1996), Rey (2003) y Maestro González (2004).

Muñoz *et al.* (1992) realizaron correlaciones entre los materiales permo-triásicos del subsuelo de Almazán y los materiales que afloran en superficie mediante el análisis de las diagráfias y la información obtenida de los ripios y testigos de sondeos profundos. Posteriormente, Muñoz (1993) interpreta, a partir de electrofacies y de una serie de líneas sísmicas, la estructura del Triásico en la cuenca y dibuja mapas de profundidades relativas de la base del Buntsandstein y del Muschelkalk+Keuper, además del techo y muro del intervalo carbonatado del Cretácico Superior, para la zona SE de la cuenca. En 1995 ampliaron la correlación a la zona NE de la Cuenca del Tajo, borde E de la Cuenca del Duero, margen N de la del Ebro y el entorno de la Sierra de la Demanda-Cameros.

Bond (1996), en su estudio sobre la evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Almazán durante el Terciario, describe la estructura de la cuenca y presenta un mapa de isobatas de la base del Cenomaniense que fue elaborado por la compañía Shell en 1982 para el techo de la Fm Utrillas.

Maestro González (1999) (recogido también en Maestro González, 2004) analiza la estructura y evolución alpina de la Cuenca de Almazán, deduciendo su geometría en profundidad a partir del mapa de isohipsas y el mapa estructural de la base del Terciario que elabora partiendo de datos de perfiles de sismica de reflexión, datos de estudios gravimétricos, información de sondeos y datos de superficie, realizando además seis cortes geológicos de la misma.

Rey *et al.* (1999a y b) caracterizaron la estructura en profundidad de la Cuenca de Almazán apoyándose en datos geofísicos (diagráfias, gravimetría y sismica de reflexión). Posteriormente Rey (2003) estudió la estructura de la corteza de la cuenca y debido a la disparidad de resultados en trabajos previos y a la necesidad de conocer valores de profundidad de distintos reflectores, realizó, entre otros trabajos, una restitución de perfiles sísmicos para el techo del Albiense.

Para el estudio de la estratigrafía general de la zona, eventos regionales y su significado a nivel de cuenca, evolución y configuración estructural de la misma, etc., se han utilizado básicamente: el libro Geología de España (Vera, Ed., 2004), el Mapa Geológico y Minero de Castilla-León, a escala 1:400.000 (SIEMCALSA, 1997), y una revisión de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región central y oriental de España, de Gil *et al.* (2004).

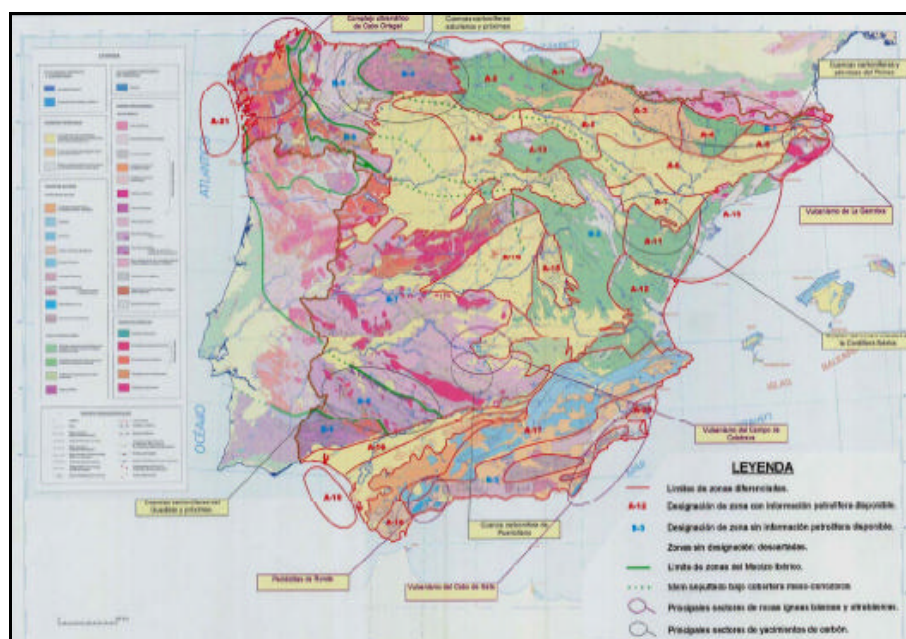


Fig. 3.1. Zonas preseleccionadas para la búsqueda de posibles almacenes de CO₂ en la Península Ibérica (GEOMINA, 2004).

Por último, como punto de partida sobre identificación de formaciones favorables para almacenar CO₂, se ha considerado un informe solicitado por el IGME (GEOMINA, 2004), que recoge las características esenciales de las zonas preseleccionadas como posibles almacenes de CO₂ en España (zona A-9, Cuenca del Duero- sector oriental-septentrional) (Fig. 3.1).

3.1.3 Síntesis geológicas

Se ha trabajado con gran parte de la cartografía geológica del IGME de la zona a escalas 1:200.000 y 1:50.000 (Proyecto MAGNA) y se han realizado sendas síntesis geológicas con las hojas de ambas escalas, que cubren la práctica totalidad de la cuenca. La síntesis de hojas geológicas 1:50.000 (2ª serie) incluye las siguientes (Fig. 3.2):

- San Leonardo de Yagüe (348)
- Cabrejas del Pinar (349)
- Soria (350)
- Burgo de Osma (377)
- Quintana Redonda (378)
- Gómara (379)
- Borobia (380)
- Berlanga de Duero (405)
- Almazán (406)
- Morón de Almazán (407)
- Torrijo de la Cañada (408)
- Barahona (434)
- Arcos de Jalón (435)
- Alhama de Aragón (436)

La síntesis de mapas 1:200.000 abarca 2 hojas, en las que se incluyen todas las anteriores:

- Soria (31)
- Sigüenza (39)

La síntesis de mapas 1:50.000 se ha integrado en un SIG sobre *ArcGis* y en ella se han posicionado algunas de las poblaciones más importantes y los sondeos profundos realizados en la zona, a excepción de los sondeos de Alcózar y Castilfrío, por estar distantes de los límites de la cuenca representados en dicha síntesis. Esta síntesis y la información geo-referenciada han constituido el punto de partida en la elaboración de un modelo geológico del subsuelo de la Cuenca de Almazán (ver capítulo 4).

Por otra parte, se han agrupado todos los esquemas tectónicos a escala 1:250.000 incluidos en las distintas hojas 1:50.000, con el fin de disponer de una visión global de la estructura existente en los bordes y el interior de la cuenca (Fig.3.3).

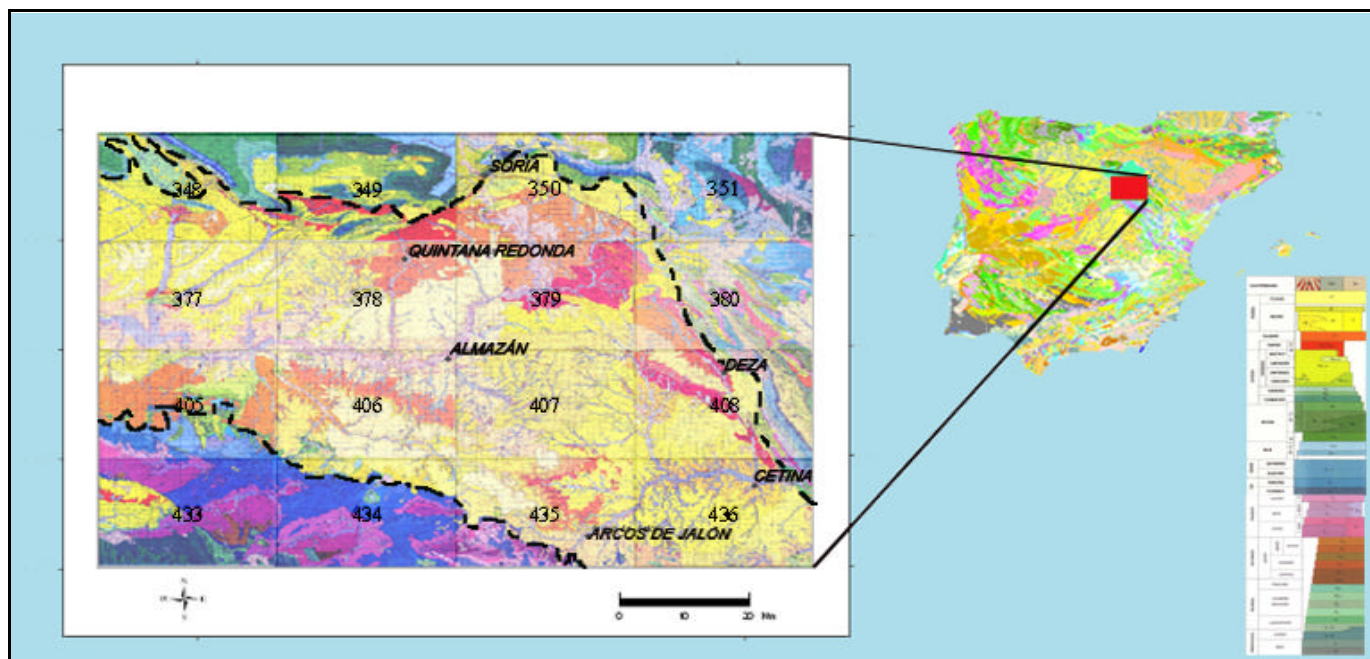


Fig. 3.2. Síntesis geológica de la Cuenca de Almazán y áreas adyacentes elaborada con la cartografía geológica 1:50.000 del Proyecto MAGNA del IGME (leyenda sintética).

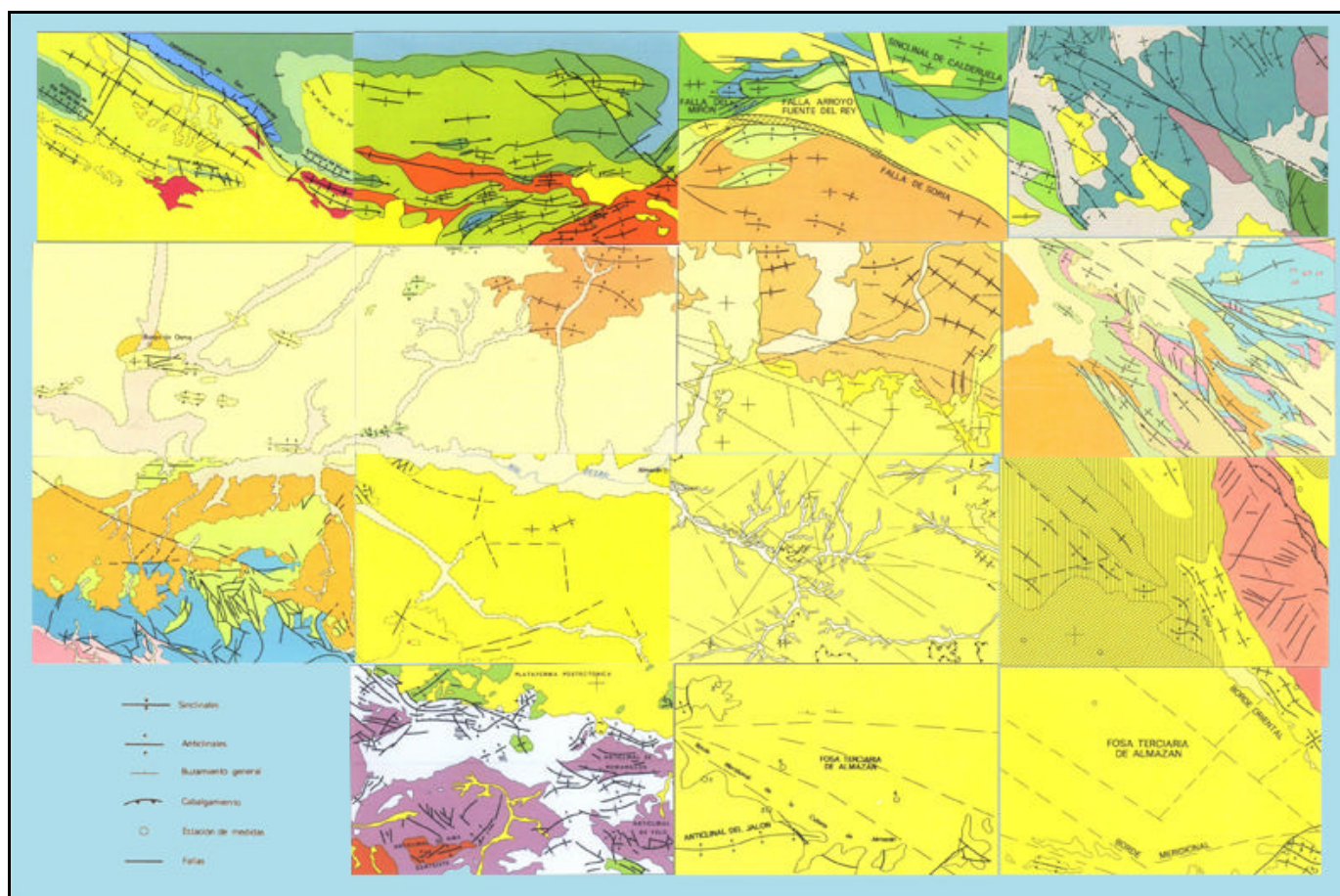


Fig. 3.3. Síntesis tectónica de la Cuenca de Almazán elaborada con los esquemas tectónicos 1:250.000 de las hojas MAGNA.

3.1.4 Identificación y selección de posibles formaciones favorables

Aplicación de criterios estratigráficos, litológicos y petrofísicos

Para la identificación y selección de formaciones permeables profundas favorables para almacenar CO₂ en el subsuelo de la Cuenca de Almazán, se ha analizado la información disponible de cada sondeo, considerando criterios de idoneidad geológica.

El primer criterio ha sido de tipo estratigráfico y litológico: se han buscado formaciones permeables que estuvieran confinadas por otras impermeables capaces de evitar la liberación rápida del CO₂. Es decir, se ha tratado de identificar a lo largo de toda la columna estratigráfica pares almacén/sello en los que la roca almacén estuviera constituida por litologías preferiblemente siliciclásticas, aunque también se han contemplado las carbonatadas, y la roca sello compuesta principalmente por arcillas o evaporitas, dadas sus buenas capacidades de sellado.

En segundo lugar se ha aplicado un criterio de tipo petrofísico buscando formaciones almacén que presentaran una porosidad efectiva superior al 10% y una permeabilidad superior a 300 mD (Ruiz *et al.* 2007). Este último criterio se ha aplicado en pocos casos puesto que, en la información disponible de cada sondeo, son muy pocos los datos cuantitativos que aparecen sobre permeabilidad.

Como tercer paso, se ha considerado el espesor que presentan los almacenes y sellos identificados ya que, en el primer caso, a mayor potencia, mayor capacidad del almacén y, probablemente, mayor tasa de inyección (Ruiz *et al.* 2007) y, en el segundo, a igualdad de integridad de los sellos, una mayor potencia de éste favorecerá el confinamiento del CO₂. Las potencias consideradas se apoyan en las que muestran las formaciones favorables en los distintos sondeos. El criterio de potencia mínima para el almacén ha sido 50 m y para el sello, 30 m.

Como resultado de toda esta tarea, se ha elaborado un inventario de posibles formaciones favorables para almacenar CO₂ en el subsuelo de la Cuenca de Almazán, con la descripción de las características litológicas, estratigráficas y petrofísicas de cada una de ellas (ver capítulo 4).

Aplicación de criterios de continuidad y extensión litológica

La extensión y continuidad litológica de las formaciones almacén son determinantes a efectos de estimar la capacidad de las mismas, así como para entender el comportamiento del CO₂ en ellas a lo largo del tiempo. La extensión y continuidad del sello a techo del nivel almacén también son importantes debido a que permiten establecer el área de confinamiento y las potenciales vías de escape (Ruiz *et al.*, 2007).

Para la caracterización de la extensión y continuidad del almacén a escala regional y local es necesario determinar la profundidad del techo del mismo, su potencia y su compartimentación estructural, ya que esto último puede suponer límites laterales al flujo de CO₂, o bien favorecer el escape del mismo.

Con el fin de disponer de una primera aproximación sobre la distribución en profundidad de los distintos niveles estratigráficos y sus cambios laterales de facies, se ha partido de las correlaciones estratigráficas entre sondeos realizadas por la compañía Shell en 1982 (ITGE, 1990), añadiéndoles los sondeos La Cuenca y El Gredal, que no se consideraron inicialmente (ver apartado 3.2.1). En segundo lugar, se ha hecho uso de los mapas de isobatas disponibles, tanto de la formación almacén como de su sello, obtenidos de la interpretación de perfiles sísmicos y de distintos sondeos. Asimismo se ha trabajado con las interpretaciones sismoestratigráficas de algunas líneas sísmicas y con algunos cortes estratigráficos que han ayudado a entender la estructura en profundidad de estas formaciones.

Estos mapas de isobatas se han integrado sobre el SIG iniciado, obteniendo un modelo de distribución tridimensional muy simplificado de los intervalos estratigráficos identificados como favorables en los pasos anteriores, facilitando, gracias a las potencialidades de *ArcGis*, la posterior aplicación de criterios específicos para la identificación y delimitación de áreas potencialmente favorables, así como para una estimación preliminar de las capacidades de almacenamiento de CO₂ de una estructura idónea.

La representación en el SIG de la estructura en profundidad de las formaciones favorables se realizó partiendo de un Modelo Digital del Terreno de la Cuenca de Almazán con una resolución de 1km x 1km, con datos procedentes del Proyecto GLOBE (Globe Land One-kilometer Base Elevation) del National Oceanic & Atmospheric Administration/Nacional Geophysical Data Center (NOOA/NGDC). A este modelo topográfico se le asoció la síntesis geológica de los mapas a escala 1:50.000 mencionada anteriormente, la posición de algunas de las poblaciones más importantes y de los sondeos en la zona, así como la traza de gran parte de las líneas sísmicas que se llevaron a cabo durante la búsqueda de hidrocarburos en la cuenca, obtenidas del Sistema de Información Geofísica del IGME (SIGEOF).

Posteriormente, se procedió a la geo-referenciación, proyección a coordenadas UTM, vectorización y referenciación respecto al nivel del mar de los distintos mapas de isobatas y sus fallas relevantes, correspondientes al techo y/o muro de las formaciones identificadas como idóneas para su integración en el SIG. Los distintos sistemas de representación, escalas, referencias, extensiones y calidades de estos mapas, en ocasiones muy pobres por proceder de microfichas, han supuesto imprecisiones en su representación final sobre el SIG. A ello hay que añadir la baja resolución en el proceso de vectorización de las líneas de isobatas, de por sí

muy interpretativas; las limitaciones de la propia herramienta en la representación de superficies falladas; y los métodos de interpolación utilizados. En algunos casos, se ha procedido a compartimentar estas superficies, considerando las fallas más relevantes en cuanto a extensión y salto, a efectos de disponer de una mejor visualización 3D de la estructura y continuidad de los almacenes (ver capítulo 4).

Finalmente, los distintos modelos geológicos representados se compararon entre sí, describiéndose las diferencias entre ellos en cuanto a profundidades y distribuciones en el subsuelo de la cuenca (ver capítulo 4).

El resultado de esta labor ha sido un modelo geológico 3D muy simplificado en el que se representa la distribución en profundidad de las formaciones identificadas como favorables para almacenar CO₂ en el subsuelo de la Cuenca de Almazán, modelo que ha permitido abordar la aplicación de otros criterios geológicos en una etapa posterior del trabajo (ver apartado 3.1.5).

3.1.5 Identificación y delimitación de áreas y estructuras favorables

Aplicación de criterios geotérmicos, de presión y estructurales

Las formaciones favorables deben asimismo satisfacer unas determinadas condiciones de presión y temperatura en profundidad, ya que éstas van a influir en aspectos tales como la profundidad de inyección, la capacidad de almacenamiento y el comportamiento del CO₂ en el medio (Ruiz *et al.*, 2007).

Se deben superar 31°C de temperatura y 7.4 MPa de presión a la profundidad del techo de la formación almacén para garantizar el estado supercrítico CO₂, ya que ello permitirá optimizar la capacidad de almacenar CO₂ y dificultar su escape. Esto implica que, para un gradiente geotérmico en torno a 25°C/km y en condiciones de presión hidrostática, el techo de la formación almacén debe superar los 800 m de profundidad (Ruiz *et al.* 2007).

Por otra parte, y dado que los costes de perforación e inyección se incrementan con la profundidad sin obtener a cambio un aumento significativo en la capacidad de almacenamiento del CO₂ a partir de 1000-1500 m, el criterio de profundidad máxima para ese mismo techo se suele establecer en unos 2500 m, valor que se ha utilizado como límite máximo de profundidad en este trabajo.

La delimitación de áreas idóneas en superficie en las que el techo de cada posible almacén satisface estos requisitos de profundidad se realizó mediante el SIG, y son áreas en las que las formaciones almacén garantizarían, *a priori*, el estado supercrítico del CO₂. Las áreas favorables se han identificado posteriormente delimitando las zonas que, además de cumplir

los requisitos previos de profundidad, aparecen confinadas por las correspondientes formaciones sello (ver capítulo 4).

Finalmente, con el propósito de disponer de una estimación cuantitativa muy preliminar de las posibilidades de almacenar CO₂ en la Cuenca de Almazán, se trabajó a una escala más detallada y se aplicaron criterios estructurales para la identificación de una trampa estructural que eventualmente garantizara la retención del CO₂ en una de las formaciones almacén seleccionadas. Se eligió específicamente una 'nariz estructural' en la Fm Utrillas que había sido objeto de investigaciones previas durante la etapa de prospección de hidrocarburos, ya que se trataba de una posible trampa estructural y de la que se disponía de información. Se ha calculado el volumen de roca de dicha estructura y su capacidad para almacenar CO₂, partiendo de una serie de supuestos que se detallan en el capítulo 5.

3.2 Datos de partida

Para la identificación y descripción de formaciones favorables para almacenar CO₂ en la Cuenca de Almazán se ha hecho uso de distintos tipos de datos: geológicos, geofísicos (perfiles sísmicos), estratigráficos, de sondeos profundos, etc.

3.2.1 Datos de sondeos

En la Tabla 3.1 se recoge la información correspondiente a los nueve sondeos profundos realizados en la Cuenca de Almazán y sus proximidades, para la exploración de hidrocarburos, los cuales han sido utilizados en el desarrollo de este trabajo.

La columna estratigráfica sintética de cada uno de estos sondeos se recoge en Lanaja (1987), aunque gran parte de la información correspondiente a estos nueve sondeos se ha extraído de las microfichas pertenecientes al archivo del IGME. Si bien esta información se obtuvo con objetivos distintos a los perseguidos en el presente trabajo, se han encontrado datos relevantes en los informes generales de cada sondeo, en la descripción de las columnas estratigráficas realizadas a partir del análisis y la interpretación de diagráfias y de los ripsos de perforación, y en los resultados de las pruebas de producción. Casi toda la información obtenida está centrada sobre materiales de edad mesozoica y, en menor medida, en sedimentos terciarios, debido a que la exploración de hidrocarburos se realizó prioritariamente en los primeros.

La mayoría de los sondeos, a excepción de El Gredal, están situados en el borde noroccidental de la cuenca (Fig. 3.4). Esto dificulta el conocimiento litológico del basamento mesozoico de la cuenca terciaria, especialmente en la zona del depocentro. Parte de esta dificultad se ha solventado con el análisis de las líneas sísmicas realizadas en la Cuenca de Almazán (ver apartado 3.2.2).

Tabla 3.1. Información sobre los sondeos profundos de la Cuenca de Almazán. Los nombres completos de los sondeos considerados y las referencias utilizadas son: Alcózar 1 (Phillips, 1962) Aldehuela 1 (CAMPSA, 1971-72), Burgo de Osma 1 (CIEPSA, 1950), Castilfrío-1 (Lanaja, 1987), El Gredal A (Shell, 1982), Gormaz 1 (ITGE, 1990), La Cuenca (AMOSPAIN, 1963) 1, Quintana Redonda (Lanaja, 1987) y Uceró 1 (CAMPSA, 1962; AMOSPAIN, 1961).

SONDEO	ALCÓZAR	ALDEHUELA	BURGO DE OSMA	CASTILFRÍO	EL GREDAL	GORMAZ	LA CUENCA	QUINTANA REDONDA	UCERO
COORDENADAS UTM	470399	522638	494314	557599	542351	495698	521238	537137	500712
	4608962	4624322	4602686	4643994	4580324	4593174	4621342	4611125	4618890
Nº de MAPA GEOLÓGICO (1:50.000)	376	349	377	318	407	405	349	378	348
	San Esteban de Gormaz	Cabrejas del Pinar	El Burgo de Osma	Almarza	Morón de Almazán	Berlanga de Duero	Cabrejas del Pinar	Quintana Redonda	San Leonardo de Yagüe
ALTITUD (m)	940	1150	1025		1062	919	1085		1064
NIVEL DE REFERENCIA	945	1154	1029	1434	1070	923	1085	1064	1064
PROFUNDIDAD (m)	3000	2671	2211	2200	1669	2200	1013	1156	1046
NIVEL DE PARADA	Carbonífero	Triásico (Keuper)	Triásico (Buntsandstein)	Ordovícico	Paleozoico	Triásico (Buntsandstein)	Wealdense	Paleozoico (Carbonífero?)	Jurásico
AÑO	1962	1971	1950	1954	1981	1958	1963	1958	1961
EMPRESA	PHILLIPS	CAMPSA	CIEPSA	VALDEBRO	SHELL	VALDEBRO	AMOSPAIN	VALDEBRO	CAMPSA
LÍNEA SÍSMICA		AL-6			A80-13		V-3	SL, A69-A2	

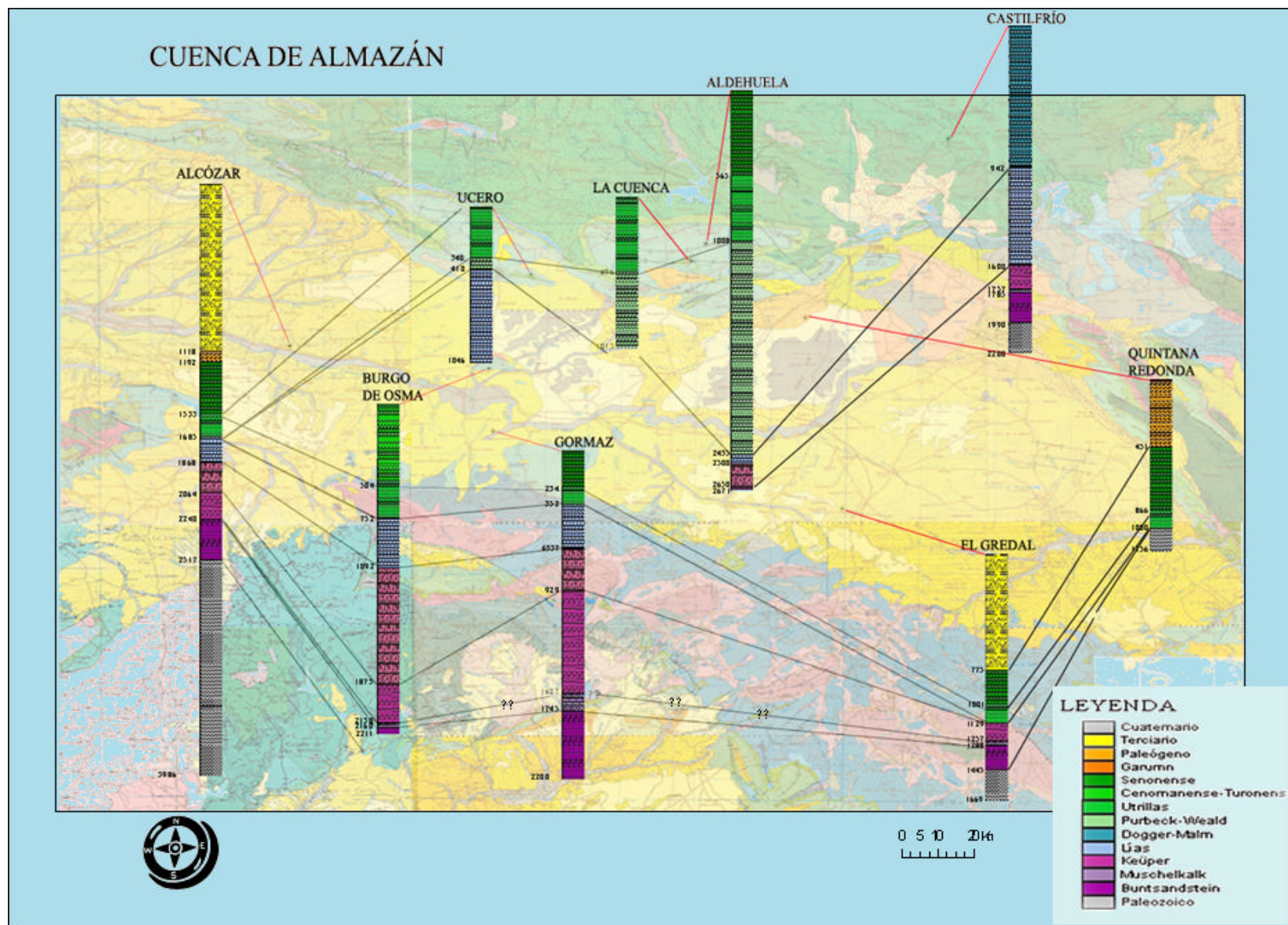


Fig. 3.4. Sondeos y correlaciones estratigráficas de la Cuenca de Almazán, según ITGE (1990), modificado (las líneas rojas señalan la posición de los sondeos).

La información proporcionada por los sondeos es muy variable, tanto desde un punto de vista cualitativo como cuantitativo. Los sondeos Alcózar, Gormaz, Aldehuela, Uceró, El Gredal y Castilfrío disponen de testificación geofísica y mecánica, frente a los de Quintana Redonda, Burgo de Osma y La Cuenca, que aportan una información más limitada (ITGE, 1990).

Las profundidades alcanzadas por estos sondeos varían entre 1000 y 3000 m. Cuatro sondeos alcanzan el basamento paleozoico: El Gredal, Quintana Redonda, Alcózar y Castilfrío; seis atraviesan los depósitos triásicos: Alcózar, Gormaz, El Gredal, Burgo de Osma, Castilfrío y Aldehuela; seis perforan hasta los materiales de edad jurásica: Alcózar, Gormaz, Burgo de Osma, Castilfrío, Aldehuela y Uceró; ocho atraviesan el Cretácico Inferior y el Superior, a excepción de Castilfrío, y tres solamente cortan los sedimentos terciarios: Alcózar, Quintana Redonda y El Gredal. La serie estratigráfica no está completa en los sondeos Alcózar, Burgo de Osma y Gormaz, ya que no aparece gran parte del Cretácico Inferior. En el sondeo El Gredal, además del Cretácico Inferior, faltan los materiales jurásicos y, en el de Quintana Redonda, los depósitos del final del Cretácico Inferior se apoyan directamente sobre los materiales paleozoicos.

Las correlaciones estratigráficas entre los sondeos de la cuenca fueron realizadas por la compañía petrolífera Shell, en 1982, y posteriormente recopilada por el ITGE (1990). Las correlaciones se circunscriben fundamentalmente a una orla en la zona noroccidental de la cuenca por la falta de sondeos en el interior la misma, a excepción del sondeo El Gredal (Fig. 3.4).

3.2.2 Datos geofísicos

La Cuenca de Almazán ha sido objeto de exploración mediante sísmica de reflexión 2D durante la prospección de hidrocarburos, lo que ha permitido obtener información sobre su estructura en profundidad. Se han realizado distintas campañas sísmicas a lo largo de ese periodo: V, AL (1972), S (Valdebro, 1958), A-69 (Valdebro, 1970), A-80 (Shell, 1979-80). En el sistema SIGEOF del IGME están disponibles las trazas de casi todas las líneas sísmicas de estas campañas, trazas que han sido de utilidad a lo largo de todo el trabajo ya que se han podido integrar en el SIG, sirviendo como sistema de referencia espacial a efectos de entender la estructura del subsuelo. Las orientaciones preferentes de los perfiles sísmicos realizados son: NO-SE y SO-NE, cubriendo gran parte de la superficie de la Cuenca de Almazán (Fig. 3.5).

Se ha dispuesto de la sección migrada de quince de las líneas sísmicas de la campaña A80 a partir de microfichas del IGME, si bien sólo se dispuso de los esquemas interpretativos de las denominadas A80-11 y A80-13, que aparecen recogidos en ITGE (1990). Estos esquemas representan cortes sismoestratigráficos exclusivamente a nivel de reflectores principales

(límites Triásico-Jurásico, Jurásico-Cretácico, etc.), en los que los tiempos dobles de la escala vertical se han convertido a profundidades. No obstante y aunque no correspondan a una fotografía exacta del subsuelo, las secciones sísmicas migradas con tiempos dobles en la escala vertical, también han sido de utilidad.

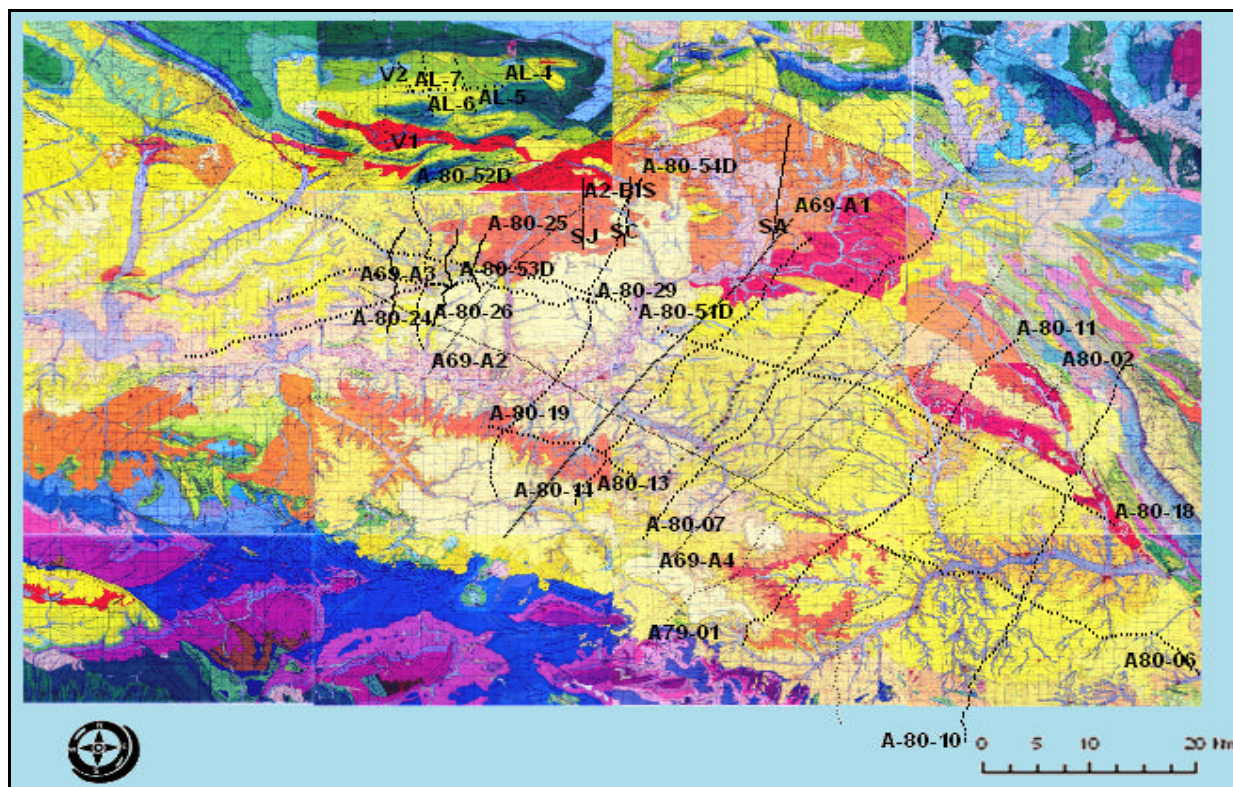


Fig. 3.5. Algunas de las líneas sísmicas realizadas en la Cuenca de Almazán y sus proximidades .

Asimismo se ha trabajado con la interpretación de las líneas A80-29 y A80-09 que se recogen en el trabajo de Bond (1996) con el mismo nivel de detalle. Además, en el trabajo de Maestro González (2004) se ha hecho uso de algunos de los perfiles sísmicos de la campaña A80 (10, 14, 52-D, 54-D, etc.) para elaborar cortes geológicos de la Cuenca de Almazán, por lo que su interpretación también ha sido de gran utilidad.

A lo largo del trabajo se ha utilizado una serie de mapas de isobatas de distintas formaciones del subsuelo de la cuenca, que reflejan la estructura 3D de las principales configuraciones interpretadas a partir de las secciones sísmicas 2D. Algunos de estos mapas presentan, además de los valores de profundidad del nivel correspondiente, la interpretación de las fallas existentes deducidas de la correlación entre perfiles sísmicos.

Estos mapas están representados a distintas escalas y respecto a diferentes niveles de referencia, cubriendo distintas extensiones; todo ello ha implicado la necesidad de su homogeneización para incorporarlos dentro del SIG (ver apartado 3.1.4). Los mapas de isobatas o isohipsas considerados, que abarcan gran parte de la superficie de la cuenca o su

totalidad, son los que se enumeran a continuación:

- Techo del Paleozoico, 1:1.000.000, *datum*: nivel del mar, y 1:2.500.000 (Lanaja, 1987)
- Techo del Muschelkalk, 1:100.000, *datum*: 1200 m (Shell, 1982)
- Muro del Albiense, 1:100.000, *datum*: nivel del mar, basado en una síntesis realizada por Hispanoil en 1974 del mapa de isobatas del horizonte H'3, techo del Albiense (ITGE, 1990)
- Techo de la Fm Utrillas:
 - 1:100.000, *datum*: 1200 m (Shell, 1982) (denominado como base del Cenomaniense por Bond, 1996)
 - Datos de profundidad del Techo del Albiense, *datum*: 1200 m (Rey, 2003)
- Base del Terciario:
 - *Datum*: nivel del mar (Maestro González, 2004)
 - *Datum*: nivel del mar (Rey, 2003)
 - 1:2.000.000, Mapa Tectónico de España (Vera, Ed., 2004)

Los mapas de isobatas que cubren sólo parte de la extensión de la Cuenca de Almazán son los siguientes:

- Muro y techo de las Facies Buntsandstein, sector SE de la cuenca (profundidades relativas) (Muñoz, 1993)
- Muro de los materiales cretácicos terrígenos, sector SE (profundidades relativas) (Muñoz, 1993)
- Techo del Cretácico carbonatado, sector SE (profundidades relativas) (Muñoz, 1993)
- Profundidades de niveles del Cretáceo Superior y Supra-Cretáceo, 1:25.000, zona N de la cuenca (Valdebro, 1958)

3.2.3 Datos geológicos

Se ha utilizado la información geológica contenida en los Mapas Geológicos a escala 1:50.000 (2ª serie) del Proyecto MAGNA del IGME que cubren la Cuenca de Almazán, principalmente aquellos en los que se incluyen los sondeos profundos realizados en la misma. Son los siguientes:

- Almarza (318) (sondeo Castilfrío)
- San Leonardo de Yagüe (348) (sondeo Ucero)
- Cabrejas del Pinar (349) (sondeos Aldehuela y La Cuenca)
- San Esteban de Gormaz (376) (sondeo Alcózar)

- Burgo de Osma (377) (sondeo Burgo de Osma)
- Quintana Redonda (378) (sondeo Quintana Redonda)
- Berlanga de Duero (405) (sondeo Gormaz)
- Morón de Almazán (407) (sondeo El Gredal)

También se dispuso de los mapas números 31 (Soria) y 39 (Sigüenza) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000, síntesis de la cartografía existente, editados por el IGME.

Por otra parte, se ha hecho uso de los cortes geológicos que se recogen en Maestro González (2004) sobre la estratigrafía y la estructura profunda de la Cuenca de Almazán.

4 FORMACIONES Y ÁREAS FAVORABLES

4.1 Introducción

El resultado del presente trabajo ha sido la elaboración de un inventario de formaciones potencialmente favorables que satisfacen una serie de criterios geológicos a escala de cuenca para almacenar CO₂. En la Tabla 4.1 se incluye este inventario de formaciones y sus sellos correspondientes.

Tabla 4.1.- Intervalos estratigráficos favorables para almacenar CO₂ identificados en el subsuelo de la Cuenca de Almazán.

	FORMACIONES FAVORABLES	
	<u>ALMACÉN</u>	<u>SELLO</u>
ROCAS SILICICLÁSTICAS	Facies Buntsandstein	Facies Keuper (evaporítica)
	Facies Utrillas	Arcillas de la formación y Margas base del Cenomaniense
ROCAS CARBONATADAS	Cretácico Superior	Facies Garum (evaporítica)

Dentro de los depósitos mesozoicos, los almacenes principales que se han identificado en la Cuenca de Almazán están constituidos por rocas siliciclásticas. El más antiguo está formado por las areniscas de la Facies Buntsandstein, del Triásico Inferior, cuyo sello estaría constituido por la serie evaporítica del Keuper. En el apartado 4.2 se recoge una descripción de las características litológicas y petrofísicas de esta formación y su sello, su estructura en profundidad y las áreas favorables para la inyección de CO₂ dentro de la cuenca. Las características que allí se describen se han extraído fundamentalmente de la información de sondeos profundos, siendo, por tanto, estimaciones puntuales, e incluyéndose sólo algunas consideraciones regionales.

Otra formación siliciclástica identificada dentro del subsuelo de Almazán con condiciones idóneas como almacén de CO₂ son las arenas y areniscas de la Fm Utrillas, siendo sus propios niveles arcillosos intercalados y la serie margosa de la base del Cenomaniense los que actuarían como sellos de este almacén (ver apartado 4.3).

Dentro de la cuenca, las rocas carbonatadas también podrían señalarse, en general, como

potenciales almacenes. Entre éstas, se pueden destacar los carbonatos del Cretácico Superior como intervalo estratigráfico favorable, con la Facies Garum actuando de sello suprayacente, al igual que la cobertera terciaria (ver apartado 4.4).

Los carbonatos de la Facies Muschelkalk, cuyo sello lo constituirían las evaporitas del Keuper, podrían también señalarse, en principio, como un potencial almacén; sin embargo, en este trabajo se han descartado por sus pobres condiciones: presentan escasa potencia, son fundamentalmente dolomías duras y compactas con porosidades relativamente aceptables (5-13.5%), pero permeabilidades nulas (Tabla 4.2) y además no se extienden a todo el subsuelo de la cuenca. No obstante, dado que estas características se basan en información muy escasa obtenida de los sondeos profundos que bordean la cuenca, su no consideración como formación favorable tendría que revisarse a la vista de más información.

Las *Carniolas del Rhaetiense*, con las evaporitas y margas del infraLías a techo, también se han descartado *a priori* como formación favorable en el subsuelo de Almazán, ya que se describen como carbonatos densos, muy duros, cavernosos en la base, que muestran muy poca porosidad y son totalmente impermeables (Tabla 4.3). Además, tampoco se extienden a todo el subsuelo de la cuenca. Al igual que sucede con los materiales del Muschelkalk, la catalogación de las Carniolas como no favorables se basa en muy pocos datos, por lo que esta valoración tendría que ser revisada una vez se dispusiera de más información.

Se ha descartado asimismo como formación favorable el *Jurásico marino carbonatado*, atendiendo principalmente a criterios petrofísicos: son carbonatos densos y muy poco porosos (Tabla 4.4). En el sondeo Aldehuela se han obtenido valores entre el 2 y 4% de porosidad y en el de Ucero, los carbonatos de la base del Jurásico están fracturados, presentando un 1% de porosidad y una permeabilidad nula. A estas condiciones desfavorables se añade que los depósitos jurásicos están ausentes en el sector centro-este de la cuenca: no aparece en los sondeos El Gredal ni Quintana Redonda (ver apartado 4.2).

Por último y continuando con los depósitos mesozoicos, se ha considerado idónea la *Facies Purbeck-Weald*, ya que presenta altas porosidades (18-30%) y permeabilidades, especialmente en los tramos de areniscas, con saturaciones del 95-100% en agua. No obstante, esta formación se ha eliminado como favorable debido a que aparece exclusivamente al norte de la cuenca, acunándose hacia el sur y fuera los límites de la cuenca, como lo muestra el que sólo se hayan identificado en los sondeos Aldehuela (1427 m), La Cuenca (517 m) y Ucero (70 m) (Tabla 4.5). Al norte de la cuenca, los lineamientos de las fallas de San Leonardo de Yagüe y de Cuevas de Soria (hojas 349 y 348 de Cabrejas del Pinar y San Leonardo de Yagüe, respectivamente) marcarían el límite meridional de la cuenca *Purbeck-Weald* de Cameros, ya que más al sur, en los anticlinales de Las Fraguas y prácticamente en el de la Hoya del Moro,

no aparecen dichos materiales. En esta antigua cuenca mesozoica existen hasta 5 km de relleno de materiales de edad Jurásico Superior y Cretácico Inferior, por lo que la *Facies Purbeck-Weald* podrían ser unos depósitos muy favorables para ser analizados en zonas no pertenecientes a la Cuenca de Almazán.

En relación con los materiales terciarios, debido a su complejidad y al poco conocimiento que se tiene de los mismos, no ha sido posible definir ni delimitar unidades litológicas concretas y continuas. La mayor parte de la escasa información disponible, esquemática y poco exhaustiva, se refiere prácticamente a los 200 ó 300 m superiores, en el mejor de los casos, proviniendo en general de la gran cantidad de sondeos realizados para captaciones de agua. Además, de los sondeos petrolíferos disponibles solamente tres cortan materiales de esta edad (El Gredal, Alcózar y Quintana Redonda), proporcionando una información a todas luces insuficiente para conocer la disposición de esos materiales, considerando además que el sondeo de Alcózar se encuentra fuera de la cuenca propiamente dicha, en el corredor Aranda de Duero-Burgo de Osma. En síntesis, el Terciario detrítico está constituido por capas lenticulares de arenas o gravas, englobadas en una matriz limo-arcillosa más o menos semipermeable, y se caracteriza por sus frecuentes cambios laterales de facies. Estas capas y bancos de arena y arenisca no sobrepasan generalmente los 10 m de espesor y su continuidad lateral es reducida. El Terciario supone, por tanto, un complejo puzle tridimensional, en el cual formaciones detríticas de todas las granulometrías y texturas están yuxtapuestas de manera que conforman una geometría aparentemente caótica, anastomosada o trenzada. Esta disposición obedece a los procesos de sedimentación que han ido rellenando la cuenca a lo largo de todo el Terciario. No obstante, las series detríticas y evaporíticas del Terciario podrían tener relevancia como recubrimiento de los intervalos estratigráficos definidos anteriormente como favorables, más que como formaciones favorables en sí mismas.

Las propiedades, estructura y sello para cada uno de los intervalos estratigráficos seleccionados se describen en los apartados siguientes.

Tabla 4.2.- Profundidades, espesores, litologías, porosidades y permeabilidades de la Facies Muschelkalk a partir de los sondeos profundos de la Cuenca de Almazán.

<u>SONDEO</u>	<u>Prof. Techo (m)</u>	<u>Prof. Muro (m)</u>	<u>Potencia (m)</u>	<u>Litología</u>	<u>Porosidad</u>	<u>Sello (potencia) Litología</u>
EI GREDAL	1257	1288	31	Dolomía microcristalina alternando con arcillas Muy arcilloso y compacto	Porosidad entre 5 y 13.5% Permeabilidades nulas Pobres condiciones como almacén	Facies Keuper
BURGO DE OSMA	2130	2160	30	Caliza muy dolomítica, dura, cristalina y fracturada		Facies Keuper

Tabla 4.3.- Profundidades, espesores, litologías y porosidades de las Carniolas del Rhaetiense encontrados en los sondeos profundos de la Cuenca de Almazán, así como de los materiales de la formación sellante, incluyendo los testigos recuperados.

<u>SONDEO</u>	<u>Prof. Techo (m)</u>	<u>Prof. Muro (m)</u>	<u>Potencia (m)</u>	<u>Litología</u>	<u>Porosidad</u>	<u>Sello Litología</u>
GORMAZ	653?	929	276	Caliza densa cavernosa en la base Test. 7 (655.6-658.9 m): caliza densa Test. 8 (680.3-685.8): caliza densa limosa, dura, fract. Irregular Test. 9 (753.8-759.3): caliza densa cavernosa (<i>vuggy</i>) Test. 10 (826.9-829.9): caliza densa dura cavernosa. Inclusiones de arcilla Test. 11 (856.5-861.9): caliza dolomítica cavernosa Test. 12 (905.9-908.9): caliza Test. 13 (923.2-928.7): caliza brechificada		Niveles arcillosos del Lías: Test. 3 (367.6-371.8 m): caliza intercalada con limos Test 4 (445-448): arcilla limosa, fracturas rellenas de calcita Test 5 (513.5-515.1): arcilla limosa Test 6 (591.3-593): caliza densa, venas arcillosas, inclusiones de calcita
BURGO DE OSMA	1092	1875	783	Carniolas. Caliza muy dura, muy fracturada y rellena con calcita y aragonito. Pasadas de pizarras, margas.	Porosa en la base	Niveles arcillosos del Lías (752-1092): pizarra arenosa, micácea con pasadas de caliza
ALDEHUELA	2500	2650	133	Dolomicritas con manchas de anhidrita.	Totalmente impermeables y sin porosidad Calizas de muy poca o ninguna porosidad	Niveles margosos del Lías (no aparecen en este sondeo por existencia de una falla)
ALCÓZAR	1868	2064	196	Carniolas: Dolomita densa a cristalina, ligeramente arenosa con intercalaciones de anhidrita en la base		Anhidritas de la base del Jurásico

Tabla 4.4.- Profundidades, espesores, litologías y porosidades de los materiales del Jurásico marino encontrados en los sondeos profundos de la Cuenca de Almazán.

<u>SONDEO</u>	<u>Prof. Techo (m)</u>	<u>Prof. Muro (m)</u>	<u>Potencia (m)</u>	<u>Litología</u>	<u>Porosidad</u>	<u>Sello (potencia) Litología</u>
ALDEHUELA	2435	2500	65	Tramo calizo superior y tramo dolomítico inferior	Porosidades muy bajas (2-4%) Saturación del 100% en agua Las resistividades son muy altas como corresponde a una zona dura y sin porosidad Totalmente impermeable	
UCERO	410	1046...(base del sondeo)	636...	Calizas, margas y dolomías Test. (1040-1043.5m): muy fracturado	Porosidad máxima: 5% No porosidad efectiva en calizas del Lías Dolomía compacta con porosidad del 1% y permeabilidad nula (1040-1048 m) Impermeables entre 866 y 1044 m	
ALCÓZAR	1685	1868	183	Caliza dolomítica. Hacia la base dolomía y anhidrita		

Tabla 4.5.- Profundidades, espesores, litologías y porosidades de la Facies Purbeck-Weald encontrados en los sondeos profundos de la Cuenca de Almazán.

<u>SONDEO</u>	<u>Prof. Techo (m)</u>	<u>Prof. Muro (m)</u>	<u>Potencia (m)</u>	<u>Litología</u>	<u>Porosidad</u>	<u>Sello (potencia)</u> <u>Litología</u>
ALDEHUELA	1008	2435	1427	<p>El <i>Purbeck</i> es abundantemente arenoso</p> <p>Tres grupos:</p> <p><u>Grupo Urbión</u> (1008-1935): 927m</p> <p>Alternancia arenas, cuarzarenitas y arcillas cuarzarenitosas (conglomerado muy duro entre 1450 y 1475m)</p> <p><u>Grupo Oncala</u> (1935-2158): 223m</p> <p>Calizas hojosas intercaladas con cuarzarenitas</p> <p><u>Grupo Tera</u> (2158-2435): 277m cuarzarenitas</p>	<p>Las porosidades en los tramos de areniscas son muy altas (18-30%)</p> <p>Permeabilidad buena</p> <p>Saturado en agua (95-100%)</p>	Arcillas intercaladas y Margas base Cenomaniense
LA CUENCA	496	1013	517	Alternancia de arenisca y arcillas. Pasadas de conglomerados de cuarzo	10%	Arcillas intercaladas y base del Albiense
UCERO	340	410	70	Caliza arenosa y marga		Arcillas intercaladas y base del Albiense

4.2 Facies Buntsandstein

Propiedades

Un posible almacén de CO₂ dentro del subsuelo de la Cuenca de Almazán estaría constituido por las Facies Buntsandstein, cuyo sello superior sería la serie evaporítica del Keuper. Son facies en las que predominan las areniscas con intercalaciones de limos, pasando a materiales conglomeráticos hacia el muro (ver apartado 2.2.1).

Presentan materiales del Buntsandstein los sondeos Alcózar, Burgo de Osma, El Gredal, Gormaz y Castilfrío. En el sondeo La Cuenca no se perforó por debajo de materiales del Cretácico Inferior (Facies Weald); la base del sondeo de Utero sólo alcanzó materiales jurásicos; en el de Aldehuela, se perforaron 21 m de Facies Keuper y, de los restantes, el sondeo Quintana Redonda es el único en el que no aparecen depósitos triásicos, ya que las facies Utrillas se apoyan directamente sobre materiales paleozoicos. En el sondeo de Gormaz no existe información geofísica completa en su parte inferior; es muy posible que parte de esos sedimentos correspondan a conglomerados, lutitas y areniscas de edad pérmica, sin embargo, es difícil precisar sus características, espesor y contacto con los materiales suprayacentes (Muñoz, 1992). En la Tabla 4.6 se recogen las profundidades a las que se ha cortado esta facies dentro de cada sondeo, las potencias encontradas y sus características litológicas y petrofísicas.

Atendiendo a las unidades identificadas por Muñoz *et al.* (1995) (ver apartado 2.2.1, Fig. 2.5), la *Fm Conglomerados de la Hoz del Gallo*, en la base del Buntsandstein y que se dispone en discordancia sobre cualquier material más antiguo, aparece en el sondeo El Gredal. La subunidad G3 superior, que tiene mayor porcentaje de areniscas (55%), sólo se identifica en el sondeo Gormaz. El espesor de esta formación es muy variable, observándose una disminución hacia el sondeo Alcózar) y hacia el de El Gredal. La *Fm Areniscas de Rillo de Gallo* aparece en los sondeos Alcózar, Gormaz y El Gredal con un espesor mínimo en el último de 21 m; disminuye el espesor de forma irregular hacia el N de la Cuenca de Almazán y hacia el NE, con una reducción del porcentaje de lutitas frente al de areniscas. La *Fm Nivel de Prados*, compuesta principalmente por lutitas, se refleja en los sondeos Alcózar y Gormaz, presentando una distribución muy irregular: disminuye de espesor hacia el N, acompañado de un incremento en el porcentaje de lutitas que llega al 100% en el sondeo Alcózar, así como hacia el NE. La *Fm de Areniscas de Río Arandilla* se representa en los sondeos Alcózar, Gormaz y El Gredal; localmente existe un tramo de unos 10 m de espesor formado por conglomerados con cantos de cuarzo y cuarcita de matriz lutítica (Conglomerados de Termancia) que se encuentran en la

Tabla 4.6. Profundidades, espesores, litologías y porosidades de los materiales del Buntsandstein encontrados en los sondeos profundos de la Cuenca de Almazán, así como de los materiales de la formación sellante del Keuper, incluyendo los testigos recuperados.

<u>SONDEO</u>	<u>Prof. Techo (m)</u>	<u>Prof. Muro (m)</u>	<u>Potencia (m)</u>	<u>Litología</u>	<u>Porosidad</u>	<u>Sello</u> <u>Litología/potencia</u>
EI GREDAL	1288	1455	167	Arcillitas Arenisca fracturada Conglomerado poroso en la base	16-26% F media: 23% (1288-1410m) 7-16%: (1410-1427m) 6%: (1436-1455m)	Evaporitas Keuper (128m)
BURGO DE OSMA	2160	2211... (base del sondeo)	51...	Caliza dolomítica densa. Intercalaciones de esquistos carbonatados. Arenosa en la base. Trazas de yeso		Keuper (255m) Caliza muy dolomítica con nódulos de calcita y pizarra
ALCÓZAR	2240	2517	277	Triásico: Arenisca con intercalaciones de limo, yeso y anhidrita. Conglomerados en la última parte Test. 1 (1.9 m) (2451.7-2453.6): conglom., guijarros de Q, en ganga de arenisca con yeso, anhidrita y arcilla muy micácea		Keuper (176m)
GORMAZ	1745	2200... (base del sondeo)	455	Areniscas y conglomerados: Test.25 (1743.8-1745.9): arenisca, micas, arcillas intercaladas Test.26 (1771.5-1775.6): arenisca, arcillas intercaladas Test.27 (1818.1): arenisca arcillosa dura, micas Test.29 (1896.8-1901.3): arenisca, micas, arcillosa, dura Test.30 (1988-1991): arenisca rojiza compacta y arenisca a conglomerado		<u>Keuper sup. (385 m)</u> : Test. 14 (960.1-963.5): anhidrita; Test. 15 (998.2-1001.3): anhidrita dura, arcillas; Test. 16 (1086.6-1090): anhidrita dura; Test. 18 (??): anhidrita con arcillas intercaladas; Test. 19 (1283.5-1286.9): caliza dolomítica dura masiva; Keuper inf. (313 m): Test. 20 (1365.5-1357.8): arcillas con pasadas de yeso; Test. 21 (1439.6-1440.5): arcillas con pasadas de yeso; Test. 22 (1580.7-1534.1): arcillas, micas, venas de sal; Test. 23 (1623.4-1624.6): arcillas con inclusiones de sal; Test. 24 (1713.6-1718.3): arcillas limosas con inclusiones de yeso

base de la unidad en los sondeos Alcózar y Gormaz; presenta un espesor mínimo de 28 m en el primero y aumenta de espesor en sentido SE, acompañado de un incremento en el porcentaje de areniscas. La *Fm Limos y Areniscas de Rillo* presenta lutitas predominantes en la parte superior, donde se hallan como niveles alternando con areniscas, mientras que en la parte inferior suelen formar el techo de secuencias granodecrecientes; se identifican conglomerados únicamente en algunas series, como en las de los sondeos Gormaz y El Gredal. Su espesor máximo se muestra en la Cuenca de El Duero. Aparece en toda la zona de la Cuenca de Almazán y se observa una tendencia a aumentar de espesor hacia el SE.

Los únicos datos de porosidad disponibles sobre esta facies en profundidad se han obtenido en el sondeo El Gredal: las areniscas presentan una porosidad entre el 16 y el 26% y una media del 23% en el intervalo comprendido entre 1288 y 1410 m de profundidad, porosidad que va disminuyendo a medida que se pasa a los niveles más conglomeráticos de la base, con un rango del 7 al 16% y un valor medio del 10%, en el intervalo de 1410-1427 m, y del 6%, entre 1436 y 1456 m de profundidad. En este mismo sondeo se recuperó agua de formación en la parte superior de los materiales del Buntsandstein, mostrando una cierta permeabilidad. La información correspondiente a unidades de flujo, conectividad entre ellas, salinidades, etc. se recoge en Lomba y Recreo (2007).

A la vista de estas características, los intervalos de areniscas de la Facies Buntsandstein se pueden señalar como favorables para almacenar CO₂, pudiendo actuar como sello intraformacional los materiales de granulometría fina que aparecen a techo. Dentro de los sedimentos que aparecen en los sondeos de la Cuenca de Almazán, se destacan niveles de areniscas entre 1742 y 1900 m de profundidad en el sondeo Gormaz, y entre 1288 y 1410 m, en el sondeo El Gredal. En la parte superior de dichos intervalos, se observa un neto aumento en el contenido de materiales de granulometría fina (Muñoz, 1992). Las características de los primeros apuntan hacia sistemas aluviales de tipo *braided*, lo que indicaría una gran heterogeneidad tanto en la vertical como en la horizontal. Respecto los materiales más finos, que correspondería a depósitos de llanura de inundación de un sistema fluvial de mayor sinuosidad, con canales de tipo meandriforme, la heterogeneidad horizontal puede ser también importante.

Estructura

Según los cortes sismoestratigráficos, a nivel de reflectores principales, de dirección NE-SO correspondientes a los perfiles sísmicos A80-13 y A80-11, la cuenca muestra, en el primero, una estructura en forma de *semigraben* con basamento más profundo al noreste, afectado en el centro por una falla inversa de basamento de dirección NO-SE (Fig. 4.1). Está limitada en los márgenes por fracturas de distinta envergadura, como es el caso de la estructura en flor que

aparece en el borde sur. En el segundo perfil (Fig. 4.2), paralelo al anterior, pero situado al sureste del mismo (Fig. 3.5), la falla inversa se resuelve en pequeñas fracturas y los bordes presentan las mismas fracturas, con la estructura en flor ocupando una franja más ancha (ITGE, 1990).

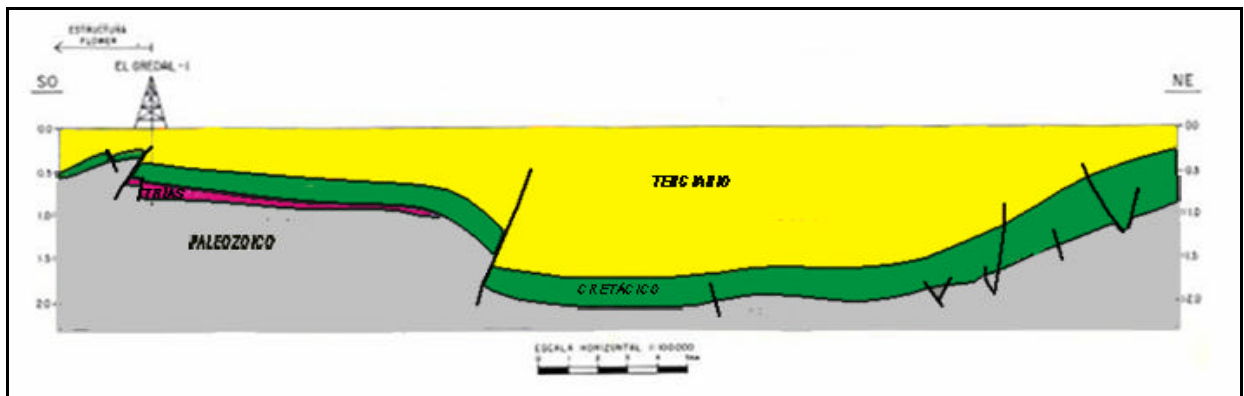


Fig. 4.1. Interpretación sismoestratigráfica de la línea sísmica A80-13 (según ITGE, 1990).

Los perfiles sismoestratigráficos de dirección NO-SE de las líneas A80-29 y A80-09 (Fig. 4.3), muestran cómo el basamento se profundiza hacia el centro-noroeste, donde se sitúa el depocentro de la cuenca, con potencias de depósitos terciarios de casi 4000 m en el entorno de Nolay, al este de la población de Almazán (Bond, 1996). La gran subsidencia que favoreció este gran espesor de sedimentos ocurrió a favor de una gran zona de falla intracuenca de dirección NE-SO (Fig. 4.3).

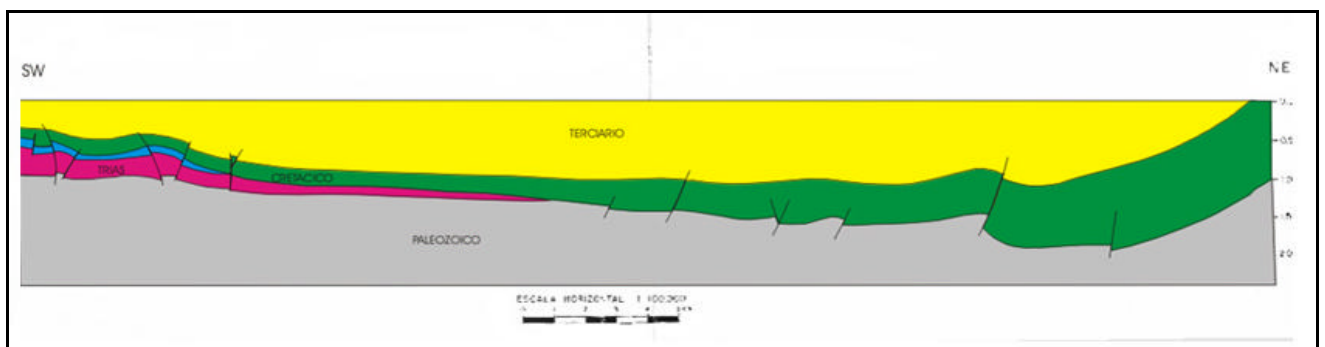


Fig. 4.2. Interpretación sismoestratigráfica de la línea sísmica A80-11 (según ITGE, 1990).

Siguiendo estas interpretaciones, dentro de las extensiones que abarcan, sobre el sustrato paleozoico aparecería un Trías restringido a la parte sur de la cuenca, acuñándose hacia el centro de la misma, sin llegar a las grandes fallas antes mencionadas y, por tanto, sin alcanzar la zona del depocentro. Este mismo acuñamiento también es interpretado por la compañía Shell en 1982 en relación con el techo del Muschelkalk (ver descripción del sello en este mismo apartado). La inexistencia de Triásico en el sector centro-noreste de la cuenca, bien por erosión, bien por no sedimentación, queda también reflejada con la línea que lo delimita en el

documento del ITGE (1990) (Fig. 4.4).

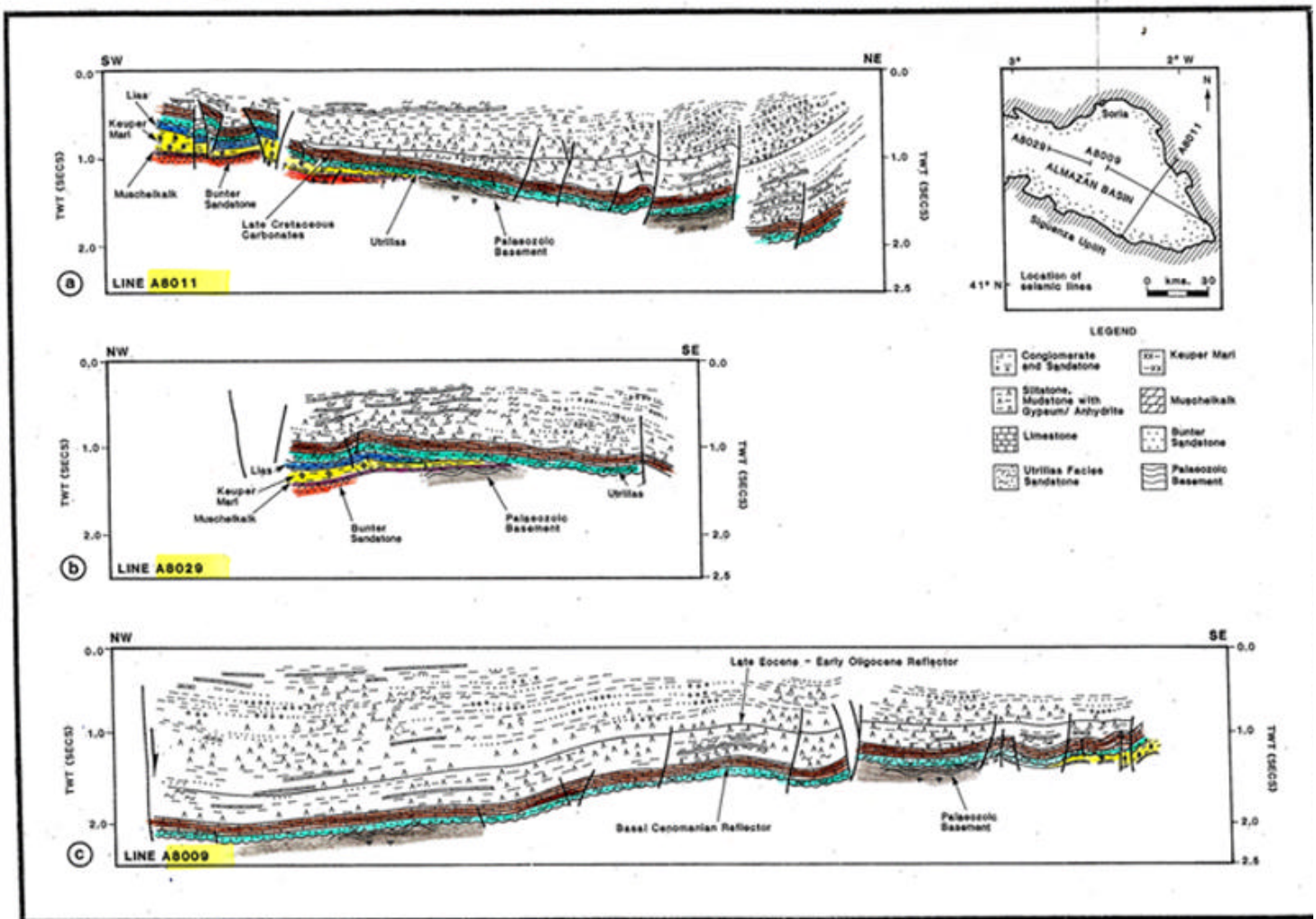


Fig. 4.3. Interpretación sismoestratigráfica de las líneas A80-11, A80-29 y A80-09 (según Bond, 1996).

Muñoz (1993), en su interpretación del Permo-Trías sobre algunas líneas sísmicas paralelas al perfil A80-11 del sector SE de la Cuenca de Almazán (A80-13, A80-02, A79-01; Fig. 3.5), parece describir la existencia de materiales triásicos también al otro lado la falla anterior (de dirección NO-SE), si bien a una mayor profundidad. Asimismo Maestro González (2004), en un corte estratigráfico que sigue exactamente la dirección de la línea A80-11, interpreta que el Trías se extiende al otro lado de esta falla, llegando a la zona NE de la cuenca (perfil 3-3' de Fig. 2.24). Es más al oeste, al sur del sondeo Quintana Redonda y siguiendo el perfil de la línea A80-54D de dirección N-S, en las proximidades de Almazán, donde Maestro González (2004) interpreta que el Trías habría desaparecido, como lo atestigua la no aparición de estos materiales en dicho sondeo (Fig 2.24, corte 4-4').

El único mapa de isobatas disponible para el muro y techo del Buntsandstein, aunque de profundidades relativas, se recoge en Muñoz (1993), y se halla restringido a la zona SE de la

Cuenca de Almazán. Este mapa se ha integrado en el SIG y se ha asociado al sondeo El Gredal, en un intento de representar profundidades más reales para disponer de un modelo geológico sobre el que poder aplicar criterios adicionales en la selección de áreas favorables para almacenar CO₂. En las Fig 4.5 y 4.6 se recogen una representación en planta y otra en perfil de la Facies Buntsandstein. En la segunda se observa un aumento de profundidad del techo de los depósitos desde el SO al NO, desde aproximadamente 1400 a 4000 m (*datum* 1200 m), estando menos profundo hacia el NE (~2800 m) y apareciendo a una mayor profundidad en el área SE que en la SO (~2600 m).

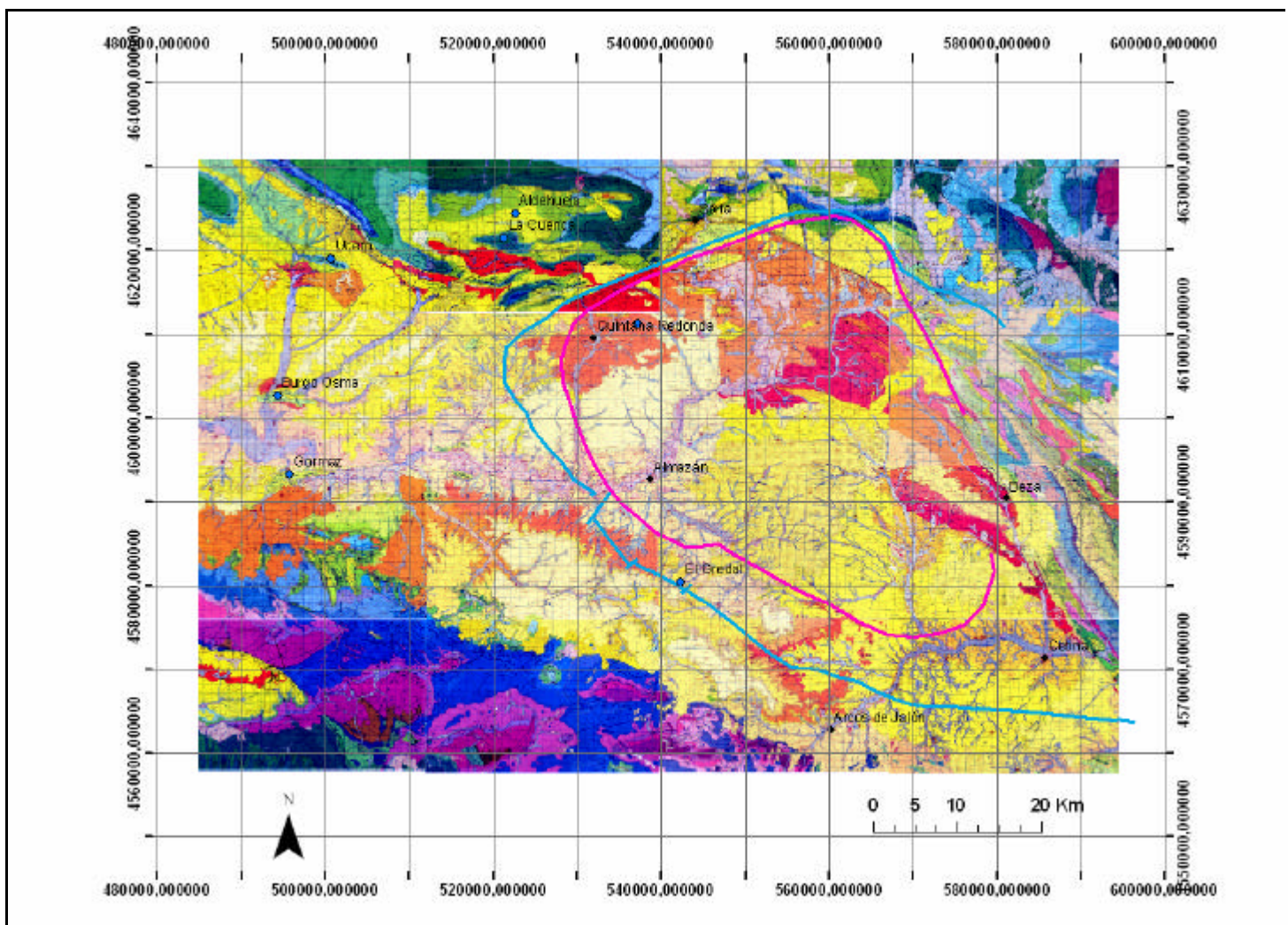


Fig. 4.4. Sondeos (puntos azules) y límites de existencia de los depósitos triásicos (línea rosa) y jurásicos (línea azul) en el subsuelo de la Cuenca de Almazán (basado en ITGE, 1990).

En superficie, y dentro de los materiales mesozoicos que conforman la cuenca terciaria de Almazán, los depósitos de la Facies Buntsandstein afloran en el margen noreste, como se observa en los mapas a escala 1:50.000 de Borobia, Alhama de Aragón y Torrijo de la Cañada (ver apartado 3.1.3). No obstante, su máxima extensión aparece en el borde sur de la cuenca, en las hojas de Barahona, Arcos de Jalón y Berlanga de Duero. Estos materiales aparecen

discordantes sobre el basamento paleozoico y en estructuras de dirección E-O a NO-SE, al noreste.

Las potencias de los materiales del Buntsandstein son muy variables a escala regional. Los materiales que afloran en el borde noreste presentan potencias que van de 650 m (hoja de Ólvega) a 100-135 m, al suroeste (hoja de Gormaz), reduciéndose a 65-70 m en el borde sur-oriental de la cuenca (hojas de Borobia y Alhama de Aragón). Esto es debido a que esta zona perteneció o estaba muy próxima al antiguo umbral estructural de Ateca (ver apartado 2.2.1).

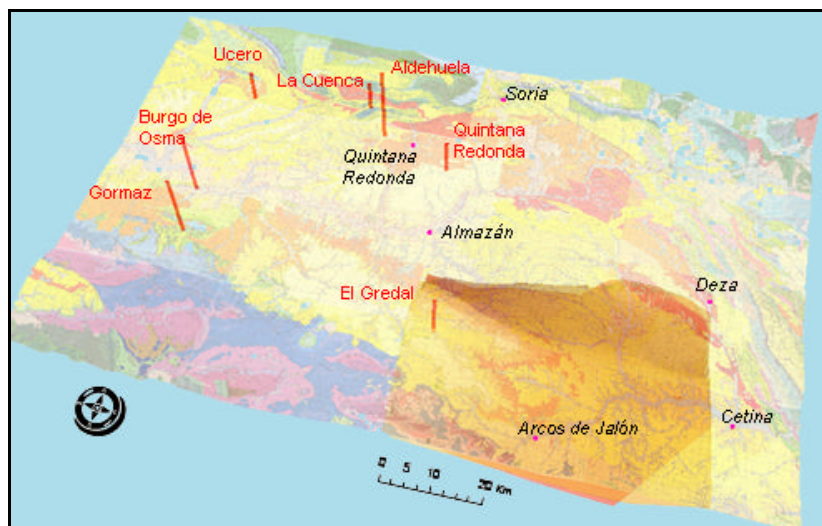


Fig. 4.5. Disposición de los materiales del Buntsandstein en la zona SE de la Cuenca de Almazán (color amarillento), basado en Muñoz (1993) y representado mediante un SIG.

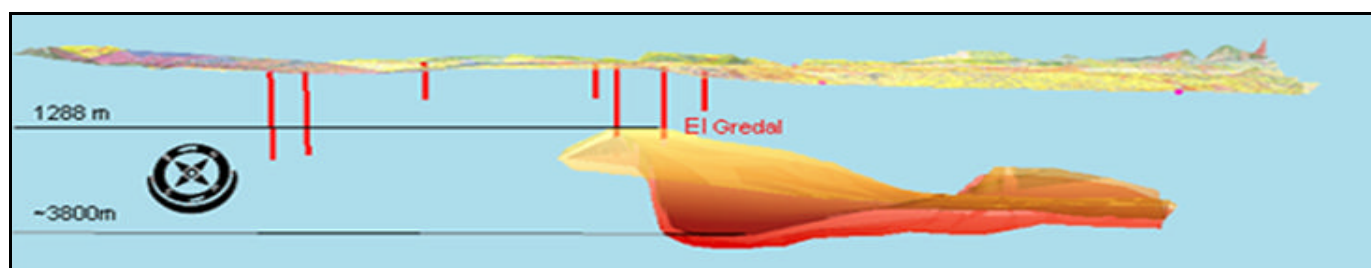


Fig. 4.6. Vista de perfil del Buntsandstein en la zona SE de la Cuenca de Almazán, basado en Muñoz (1993) y en datos del sondeo El Gredal (escala vertical exagerada x6).

Los espesores que aparecen en los sondeos profundos de la zona de estudio también son muy variables, alcanzando 167, 455, 51, 277 y 215 m en los de El Gredal, Gormaz, Burgo de Osma, Alcózar y Castilfrío, respectivamente. En el sondeo Gormaz la potencia podría ascender a 573 m según Lanaja (1989), ya que se consideran dudosos los 118 m superiores, pudiendo tratarse de materiales del Muschelkalk.

Sello

Además del sello secundario que podrían constituir las arcillas intraformacionales del

Buntsandstein, estos materiales tendrían como sello primario los materiales del Keuper que aparecen por encima de los carbonatos del Muschelkalk, cuando existen, o directamente sobre las areniscas del Buntsandstein, como es el caso de la zona atravesada por el sondeo Alcózar.

La litología de estas facies, las profundidades de su techo y muro, así como las potencias identificadas en los distintos sondeos se recogen en la Tabla 4.7.

Tabla 4.7. Litologías, profundidades y espesores del Keuper en los sondeos de la Cuenca de Almazán.

<u>SONDEO</u>	<u>Prof. Techo (m)</u>	<u>Prof. Muro (m)</u>	<u>Potencia (m)</u>	<u>Litología</u>
ALDEHUELA	2650	2671...(base del sondeo)	21...	Arcillas y anhidritas. Sal
ALCÓZAR	2064	2240	176	Yeso y anhidrita
BURGO DE OSMA	1875	2130	255	Dolomías, yeso y sal
CASTILFRÍO	1600	1757	157	Anhidrita
EL GREDAL	1129	1257	128	Arcillas con anhidrita
GORMAZ	Keuper sup.?: 929 Keuper inf.: 1314	1314 1627	385 313 Total:701	Arcillas, anhidrita y sal

Son materiales lutítico-evaporíticos, con niveles de anhidrita y sal, litologías que suelen presentar buenas propiedades de sellado dada su gran plasticidad.

Al igual que los depósitos del Buntsandstein, el Keuper aflora en el borde noreste de la cuenca, pero sus mayores extensiones aparecen al sur de la misma. El margen noreste está definido por una gran falla inversa con deslizamientos primarios a favor de los depósitos del Keuper, y secundarios a favor de las evaporitas de las carniolas del Jurásico (Bond, 1996).

El Keuper en general presenta gran variedad lateral, un carácter plástico y suele aparecer muy tectonizado. Aflora una pequeña potencia al noreste, con un rango general entre 25-30 m (mapas de Ólvega, Torrijo de la Cañada y Alhama de Aragón), llegando en algunos casos a 50 m (mapa de Borobia). En el borde sur, en la memoria del mapa geológico de Berlanga de Duero, se describe un tramo de 20-30 m de limos y arcillas equivalente a las Facies Muschelkalk (edad Carniense) y por encima, 140 m de Facies Keuper.

En los sondeos, las potencias son mayores. Aparecen en los sondeos Aldehuela, Burgo de Osma, El Gredal, Gormaz, Castilfrío y Alcózar con una potencia de al menos 21 m en el

primero (base del sondeo), y de 255, 128, 313, 157 y 176 m, en los demás, respectivamente. En los sondeos La Cuenca y Ucero se perforó hasta el Cretácico Inferior y Jurásico, respectivamente, y son los materiales más antiguos que aparecen en los mapas correspondientes a Cabrejas del Pinar y San Leonardo de Yagüe. El sondeo Quintana Redonda es el único en el que no se han identificado estos depósitos, estando la Facies Utrillas apoyada directamente sobre materiales del Paleozoico.

La información disponible que más puede orientar sobre las profundidades del muro de este sello es el mapa de isobatas del techo del Muschelkalk, que fue elaborado por la compañía Shell en 1982, apoyándose en la interpretación de líneas sísmicas y en la extrapolación de datos geológicos regionales, así como en la información del sondeo El Gredal. Teniendo en cuenta que las interpretaciones de las líneas antes comentadas A80-11 y A80-13 establecen acunamiento de todo el conjunto de depósitos triásicos hacia el centro de la cuenca, cabe suponer que el muro de la Facies Keuper podría presentar muy probablemente una estructura y extensión similares a las que refleja este mapa de isobatas, cuya representación en planta se recoge en la Fig. 4.7. En ella se ha reflejado además la traza de las fallas que afectan a dicho techo, deducidas de la correlación entre distintas líneas sísmicas. Para visualizar mejor los saltos de falla, se ha dividido gran parte de esta superficie considerando las principales fallas que la intersectan.

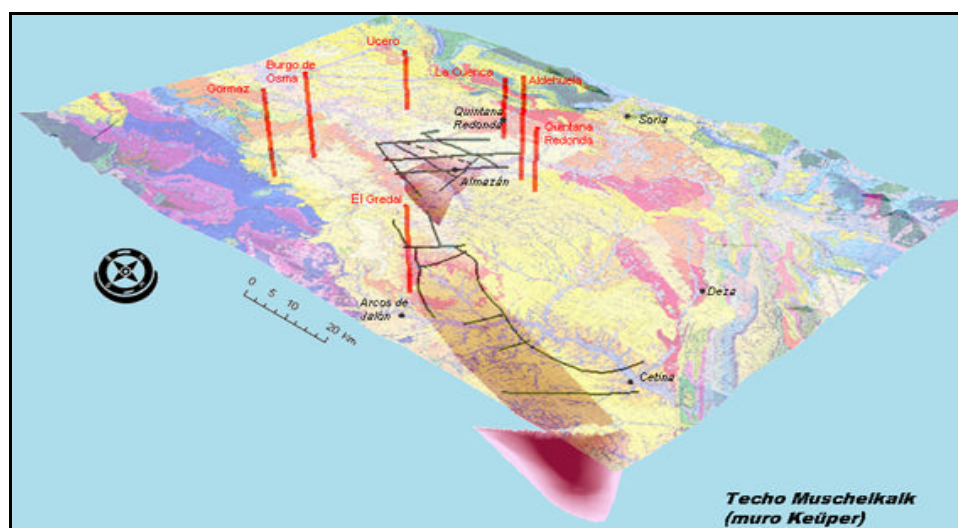


Fig. 4.7. Techo de los depósitos del Muschelkalk (muro del Keuper) (en rosa por debajo de la topografía geológica) y fallas principales que le afectan, según una panorámica desde el extremo SE de la Cuenca de Almazán (basado en Shell, 1982).

Dentro de la zona analizada por la compañía Shell mediante la campaña sísmica A-80 y teniendo en cuenta la suposición anterior, el sello aparecería en dos zonas: 1) en una franja a lo largo del sector sureste de la cuenca y 2) al oeste, en un área situada al sur del sondeo Quintana Redonda (Fig. 4.7). En esta última zona aparecen fallas de dirección NE-SO que conllevan pequeños desplazamientos del techo del Muschelkalk (muro del Keuper) y fallas

inversas de dirección NO-SE, que rompen el Triásico plegado de manera asimétrica según la misma dirección. Esta estructura se ajusta a la representada por Maestro González (2004) en el perfil 5-5' de la Fig. 2.24. Al sureste de la franja sur, las evaporitas del Keuper están afectadas por fallas lítricas, y al sur de la misma aparece una amplia zona de falla en dirección de 5 km de ancho.

En la Fig. 4.8 se recoge una vista de perfil del par almacén-sello: techo del almacén Buntsandstein, así como el muro de los materiales del Keuper (techo del Muschelkalk).

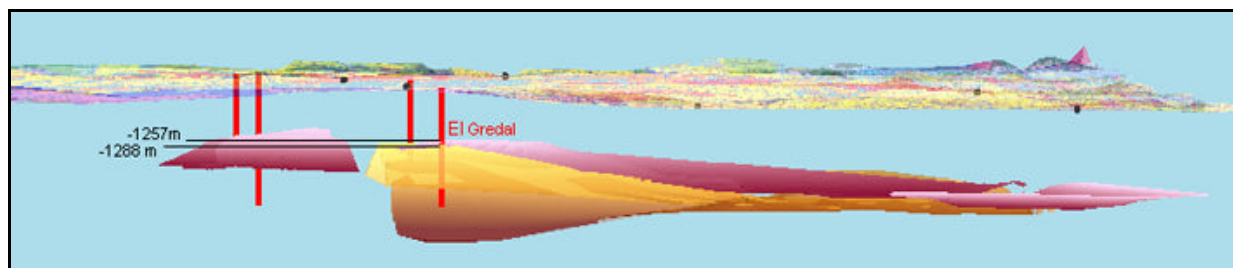


Fig. 4.8. Vista de perfil desde el sur de la Cuenca de Almazán del techo de las Facies Buntsandstein (en amarillento) y el muro de las del Keuper (en rosa) con sus profundidades respectivas en el sondeo El Gredal (escala vertical exagerada x 5).

Áreas favorables

Las áreas idóneas para inyectar CO₂ en el almacén de la Facies Buntsandstein dentro de la zona de estudio se han delimitado aplicando sobre el techo del mismo unos requisitos de temperatura y presión a ese nivel, que garantizarían el estado supercrítico del CO₂ y, por tanto, optimizarían la capacidad de almacenamiento del mismo.

Dada la no disponibilidad de información sobre las condiciones de presión y temperatura a la profundidad de este posible reservorio ni sobre los gradientes de presión y geotérmicos existentes en la cuenca, se han supuesto valores medios para estos parámetros. Esto implica que las profundidades del techo del almacén a partir de las cuales se garantizaría el estado supercrítico del CO₂ se situarían en torno a los 800 m. Además, para la delimitación de las áreas idóneas se ha establecido que dicho techo no debería superar los 2500 m de profundidad con el fin de evitar altos costes de perforación e inyección (ver apartado 3.1.5).

Las áreas que cumplen estos requisitos para el almacén de la Facies Buntsandstein en la zona representada, se muestran en las Fig. 4.9 y 4.10. Como se puede observar, satisfacen el criterio de profundidad idónea las zonas que se sitúan al sureste de la cuenca, fuera del área del depocentro.

La Fig. 4.11 refleja además en qué zonas la formación almacén aparecería muy probablemente sellada por los materiales del Keuper, es decir, el área de confinamiento del almacén Buntsandstein. Esto significa que la incertidumbre planteada anteriormente sobre la existencia

de los materiales del Buntsandstein y Keuper en la zona del depocentro influye poco en la identificación de zonas favorables.

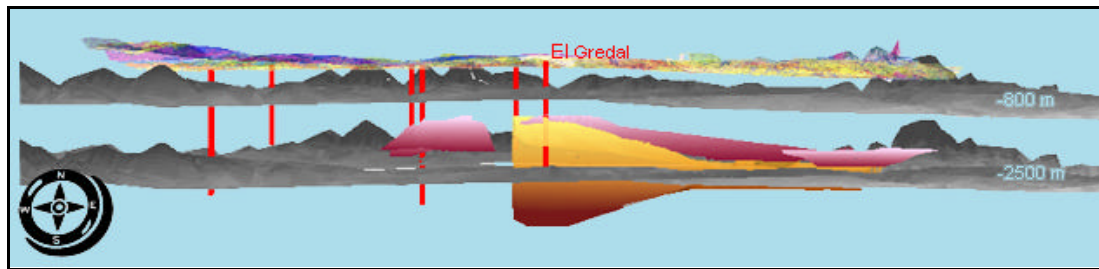


Fig. 4.9. Vista de perfil del techo del almacén del Buntsandstein que cumple los requisitos de profundidad (entre 800 y 2500 m) en la zona SE de la Cuenca de Almazán (Facies Buntsandstein en amarillento, y muro de la Facies Keuper, en rosa) (escala vertical exagerada x 6).

En relación con la zona oeste en la que también aparecen materiales del Keuper y donde sólo se dispone de la distribución de la base del mismo (Fig. 4.7), la existencia de los materiales del Buntsandstein estaría restringida a la zona más oriental de este área, como lo revela la interpretación del perfil A80-29 (Fig. 4.3), el perfil 4-4' recogido en la Fig. 2.24, así como su no aparición en el sondeo Quintana Redonda. En esta zona, las profundidades del almacén se encontrarían dentro del rango de profundidad requerido, por lo que se considera también zona favorable.

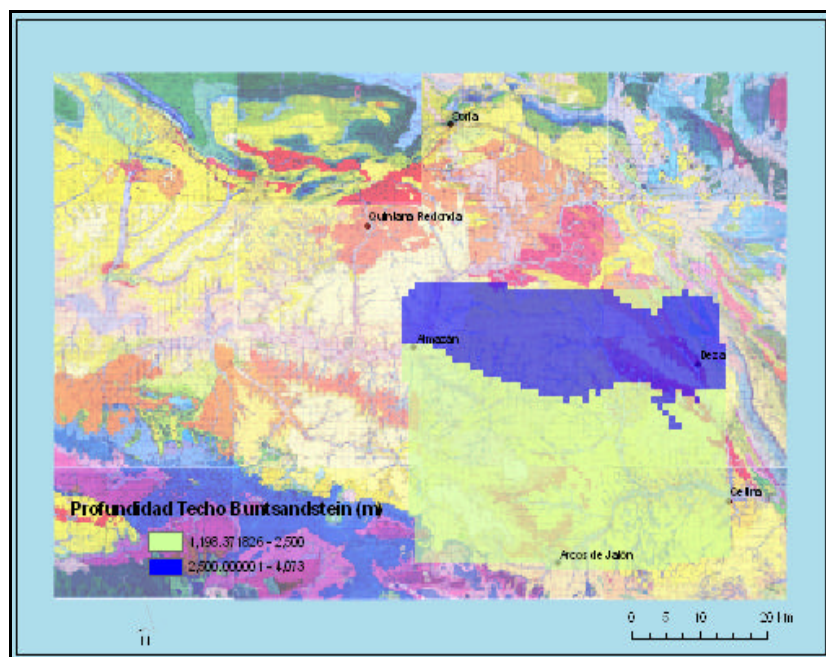


Fig. 4.10. Áreas idóneas del almacén del Buntsandstein que cumplen el requisito de profundidad en la zona SE de la Cuenca de Almazán (en verde).

Las áreas favorables descritas para inyectar CO₂ en la Facies Buntsandstein son, por tanto, aquéllas que cumplen ambos requisitos, profundidad adecuada del techo del almacén y existencia de sello superior. Dentro de estas áreas, la estrategia de inyección tendría que enfocarse hacia zonas en las que dicho techo estuviera estructuralmente más bajo, de manera

que la migración por flotabilidad del CO₂ se produjera hacia las zonas más altas, como son los anticlinales, y fuera retenido allí por el sello superior. Esto implica la necesidad de aplicar, a partir de este punto, criterios adicionales de tipo estructural y estratigráfico que ayudaran a delimitar, dentro de estas áreas favorables, potenciales trampas dentro de la formación, es decir, trabajar a una escala de trabajo más detallada.

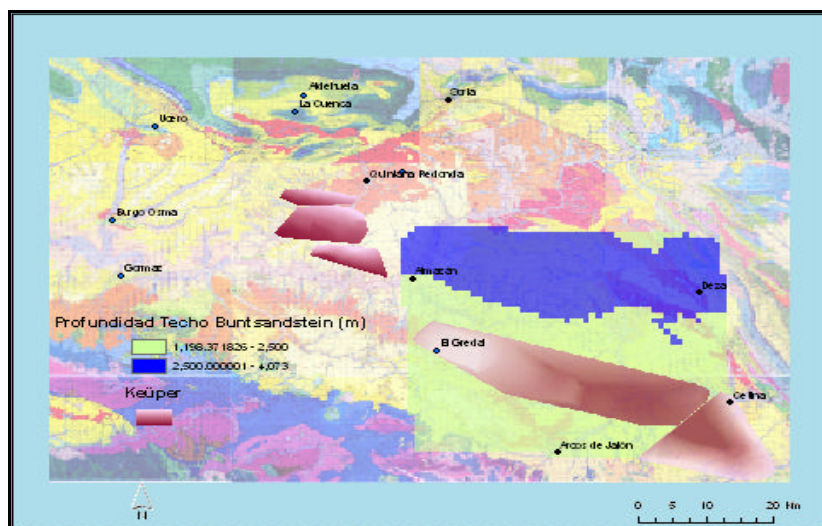


Fig. 4.11. Áreas favorables del almacén del Buntsandstein que cumplen los requisitos de profundidad (en verde) y presentan sello de la Facies Keuper (en rosa).

4.3 Facies Utrillas

Propiedades

Otro potencial almacén de CO₂ en el subsuelo de Almazán sería la Facies Utrillas, cuyo sello superior estaría formado por la serie margosa de la base del Cenomaniense (Cretácico Superior).

Litológicamente es una facies compuesta principalmente por arenas y areniscas poco consolidadas con intercalaciones de arcillas. Consta de dos unidades: una inferior, de unos 140-200 m de espesor, formada por grandes cuerpos canaliformes de unos 20 m de potencia de arenisca grosera y microconglomerática, separados por finos niveles lutíticos, y una unidad superior, en discordancia sobre la anterior, con una potencia entre 0 y 350 m, constituida por niveles areniscos canalizados, con un espesor medio de 4.5 m e intercalados en una masa pelítica dominante, con abundantes costras ferruginosas a escala local (Maestro González, 2004).

En la Cuenca de Almazán, la Facies Utrillas aparece en los sondeos El Gredal, Gormaz, Burgo de Osma, Uclero, Aldehuela y La Cuenca. En la Tabla 4.8 se recogen las profundidades a las que se ha cortado esta formación por cada sondeo, las potencias atravesadas y algunas de sus

propiedades litológicas y petrofísicas.

Esta formación presenta buenas características como roca almacén. En el sondeo El Gredal muestra un rango de porosidad del 17-33% en los tramos de alrededor de 20 m netos de potencia de arenas/areniscas, y un 28% de porosidad media. Esta porosidad también es alta en el sondeo La Cuenca, con un valor del 20%, entre 142 y 496 m de profundidad.

Si bien son depósitos que presentan una gran variabilidad estratigráfica por tratarse de sedimentos fluviales que implican cambios laterales de facies y una distribución irregular de espesores, los tramos de arenas y areniscas pueden constituir buenos almacenes para el CO₂ por su alta porosidad, pudiendo actuar las arcillas intercaladas como sellos internos a la formación.

La información sobre acuíferos profundos en esta formación, sus salinidades, conectividades, etc. están recogidos en Lomba y Recreo (2007).

Estructura

Los depósitos de la Formación Utrillas parecen extenderse a toda la Cuenca de Almazán, siendo discordante sobre los materiales más antiguos. Esta formación muestra una estructura que queda reflejada en el mapa estructural del techo del Cretácico Superior elaborado a partir de perfiles sísmicos, datos de sondeos, gravimétricos y de superficie, por Casas Sainz *et al.* (2000) (Fig. 2.20), así como en los seis perfiles geológicos que atraviesan la cuenca reconstruidos por Maestro González (2004) (Fig. 2.24).

Según esta información, la Cuenca de Almazán presenta una estructura en sinclinorio fosilizada por sedimentos cenozoicos. Al N y NO de Gómara presenta una estructura que es continuación de la Rama Aragonesa, con pliegues NO-SE a E-O, de escala kilométrica, que involucran niveles terciarios y la cobertera mesozoica así como con fallas normales mesozoicas en los flancos de los pliegues. Al S de Gómara aparecen tres grandes pliegues monoclinales: el de Gómara, vergente al S, y los de Almazán y Arcos de Jalón, que vergen al N (ver apartado 2.4 y Fig. 2.20).

Aflorando en el margen noreste de la cuenca que está definido por una falla inversa, aparecen anticlinales muy plegados, asimétricos, de techo en rampa en los carbonatos de finales del Cretácico. Los pliegues vergen al SO y tienen dirección NO-SE. Los materiales de la Fm Utrillas y del Cretácico Superior, en este borde NE, constituyen el Monoclinial de Gómara, de orientación NO-SE, con su flanco occidental casi vertical y el otro subhorizontal.

Tabla 4.8. Litologías, profundidades, espesores y porosidades de la Fm Utrillas a partir de datos de sondeos profundos .

<u>SONDEO</u>	<u>Prof. Techo (m)</u>	<u>Prof. Muro (m)</u>	<u>Potencia (m)</u>	<u>Litología</u>	<u>Porosidad</u>	<u>Sello</u> <u>Litología/potencia</u>
EI GREDAL	1000	1129	129	Arenas 20 m de potencia neta de arenas/areniscas	17-33% F media: 28%	Serie margosa base Cenomaniense (940-970 m) Propios niveles arcillosos intercalados
BURGO DE OSMA	500	752	252	Areniscas y arenas poco clasificadas y consolidadas. Ocasionalmente pasadas arenosas, pizarrosas		Base Cenomaniense (358-500 m) Margas y pizarras localmente con fracturas rellenas de calcita
GORMAZ	234	352	118	Areniscas Test. 2 (240-246): arenisca limosa (Utrillas)		Base Cret. Sup. Margas y arcillas (173-234) Test. 1 (213.3-218.8): pizarra, arcilla, mica, caliza arcillosa masiva
ALDEHUELA	565	1008	443	Arenas sueltas y en menor cantidad limonitas y conglomerados. Intercalaciones de arcilla		Margas del Cenomaniense
LA CUENCA	0	496	496	Areniscas con pasadas de arcillas Entre 142 y 496 m: Areniscas friables poco consolidadas con intercalaciones de arcilla	F media: 20%	Formación aflorante
UCERO	0	340	340	Areniscas y conglomerados, intercalaciones de arcilla		Formación aflorante
QUINTANA REDONDA	866	1000	134	Areniscas de matriz arcillosa. Pasadas conglomeráticas		
ALCÓZAR	1533	1685	152	Areniscas con intercalaciones de arcilla (Arenisca de Tejada) Test. 1 (1.9 m) (2451.7-2453.6): conglom., guijarros de Q, en ganga de arenisca con yeso, anhidrita y arcilla muy micácea		Caliza arcillosa, base del Cret. Sup.

Un poco más al sur de la Rama Aragonesa, en el área de Embid de Ariza, al borde de la cuenca, aparecen materiales de la Fm Utrillas y del Cretácico Superior, junto con niveles basales del Triásico (Muschelkalk y Buntsandstein), en discordancia angular sobre el Paleozoico, formando una serie de cuatro anticlinales de dirección NO-SE. Más al sur, siguiendo el límite entre la cuenca y la Rama Aragonesa, y en el área de Alhama de Aragón, se repite la secuencia: las calizas cretácicas forman un anticlinal tumbado hacia el oeste y hacia el este, la Fm Utrillas y el Cretácico Superior aparecen sobre los mismos niveles triásicos que se apoyan sobre Paleozoico, siguiendo una disposición monoclinal al haber sido plegados conjuntamente.

La Fm Utrillas aflora también en el margen norte de la cuenca, siendo los primeros materiales que se atraviesan en los sondeos de La Cuenca y Ucero, situados en esa zona. El muro de esta formación se dispone discordante, apoyándose sobre sedimentos del Cretácico Inferior (Facies Purbeck-Weald), como lo demuestra la estratigrafía de los sondeos de La Cuenca, Aldehuela y Ucero (Lanaja, 1987), la hoja geológica 1:50.000 de Cabrejas del Pinar y los cortes 5-5' y 6-6' de la Fig. 2.24.

Hacia el sur y en el sector occidental de la cuenca, la Fm Utrillas se dispone sobre sedimentos jurásicos. Esto se puede observar en el Anticlinal de las Fraguas (mapa de Cabrejas del Pinar), situado al noroeste de la cuenca y al sur de los sondeos Aldehuela y La Cuenca, donde esta formación es discordante sobre materiales del Jurásico Medio-Superior, ya que no existen los materiales detríticos y carbonatados de las Facies Purbeck-Weald debido a su acuñaamiento en dirección sur-suroeste (Fig. 4.12). Este acuñaamiento se corrobora con los sondeos situados más al sur, como son el de Burgo de Osma, en el que sólo aparece una pequeña sección de las facies del Cretácico Inferior, y el de Gormaz, donde las arenas de la Fm Utrillas se apoyan directamente sobre depósitos jurásicos (perfil 6-6' de la Fig. 2.24).

Hacia el este, al N de Soria, existe una banda de material tectonizado de 1 km de ancho que sería continuación del límite meridional de la Cuenca de Cameros del Triásico Inferior, y al sur de esta banda, las formaciones de Escucha-Utrillas se apoyan sobre materiales del Triásico y Paleozoico (Maestro González, 2004). En el sector centro-septentrional de la Cuenca de Almazán, la Fm Utrillas descansa directamente sobre materiales paleozoicos (Fig. 4.13). Esto se refleja en el sondeo Quintana Redonda (Fig 4.13), en el que además de la Facies Weald, no se encuentran las facies jurásicas ni las triásicas, así como en el perfil 4-4' de la Fig. 2.24, que sigue la dirección de la línea sísmica A80-54D que incluye dicho sondeo.

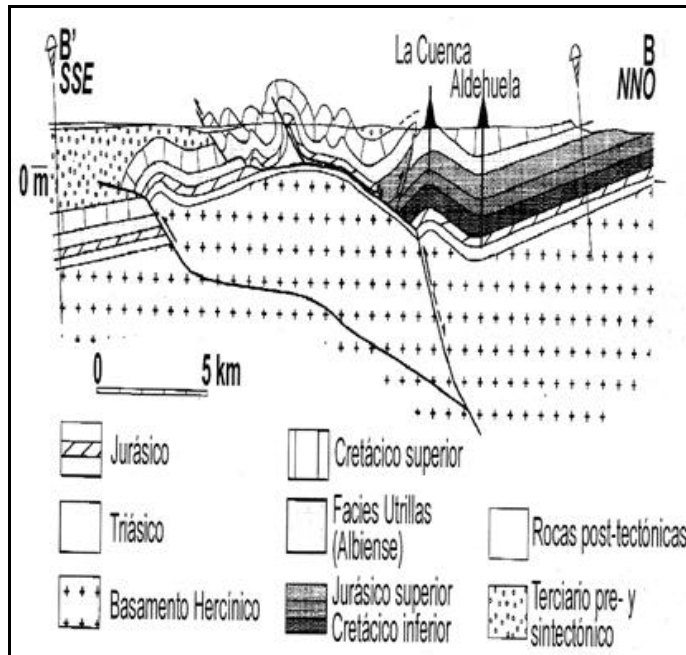
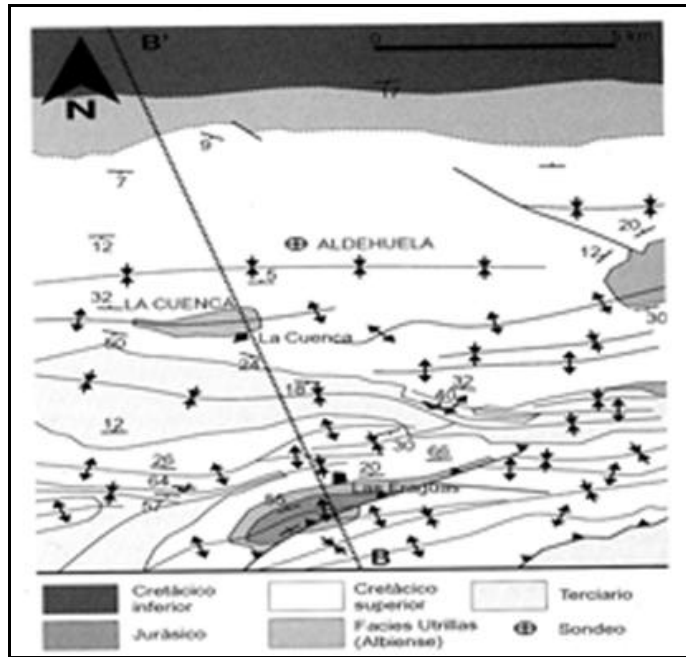


Fig. 4.12. Corte geológico en la zona de La Cuenca–Las Fraguas (según Maestro González, 2004, que se basa en Guimerá *et al.*, 1995).

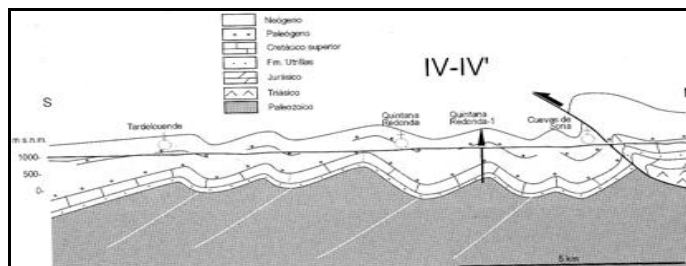


Fig. 4.13. Corte geológico en la zona de Cuevas de Soria, al oeste de Quintana Redonda (según Maestro González, 2004).

El techo de la Fm Utrillas se alcanza 1000, 565, 500, 234, 866 y 1533 m de profundidad en los sondeos El Gredal, Aldehuela, Burgo de Osma, Gormaz y Quintana Redonda, respectivamente, valores que referenciados respecto al nivel del mar (70, 589, 529, 689 y 198 m), reflejan la profundización de dicho techo desde los bordes hacia el centro de la cuenca.

Existen distintos mapas de profundidades de la Facies Utrillas que en esencia muestran una estructura similar, si bien difieren en cuanto a los valores de éstas, fundamentalmente en la zona del depocentro. Según el ITGE (1990), el muro de la Formación Utrillas en esta zona alcanzaría una profundidad máxima de unos 1800-2000 m bajo el nivel del mar; sin embargo, de acuerdo con el mapa de isobatas para el techo de Utrillas elaborado por la compañía Shell (1982) la profundidad máxima bajo ese mismo nivel de referencia en el depocentro estaría en torno a los 2700-2800 m, es decir, paradójicamente más profundo que el muro anterior. Esta interpretación estaría más próxima a la obtenida posteriormente por Rey (2003) a partir de la restitución de distintos perfiles sísmicos para el techo del Albiense, apuntando unos 3000-3300 m bajo el nivel del mar. En el mapa de isobatas que elabora Maestro González en 1999 para el techo del Cretácico Superior, se alcanzan valores máximos de 2500 m de profundidad, lo que concordaría mejor con los valores obtenidos por la compañía Shell, suponiendo una potencia de 200-300 m para el Cretácico Superior de la zona (ver apartado 4.4). En la Fig. 4.14A y B se recoge una visión 3D de los distintos mapas de isobatas comentados, así como distintos perfiles de la Fm Utrillas.

De estas superficies, se ha representado la del techo de la Fm Utrillas interpretada por la compañía Shell, por mostrar valores de profundidad intermedios entre todas las disponibles y tener detalladas las fallas que afectan al mismo (Fig. 4.15 y Fig. 4.16). Según esta interpretación, el techo de dicha formación estaría afectado por una serie de fallas importantes, muchas de las cuales intersectan toda la cobertera mesozoica ya que son fallas profundas, que afectan también al basamento paleozoico. En el margen SE de la cuenca existen fallas lítricas; el borde SO aparece limitado por una amplia zona de falla en dirección de 5 km de ancho dentro de la cobertera triásico-jurásica (Bond, 1996). En el margen NE, asociado a una falla inversa, aparecen anticlinales muy plegados, asimétricos, de techo en rampa en los carbonatos del Cretácico Superior, que involucran a la Fm Utrillas (ver apartado 4.4). En el borde NO aparece una gran falla en dirección NE-SO, de gran ángulo, que buzaba hacia el NO a finales del Jurásico-Cretácico Inferior y que se invirtió a principios del Terciario, buzando hacia el SE, provocando la gran subsidencia de la Cuenca de Almazán hacia el SE (Bond, 1996). Entre las poblaciones de Burgo de Osma y Almazán aparece además una serie de fallas de basamento de dirección NE-SO, con desplazamientos laterales de 2-3 km. En esa misma zona aparecen también unas fallas inversas de dirección NO-SE, que cortan la estructura de la serie cretácica de pliegues asimétricos de la misma dirección.

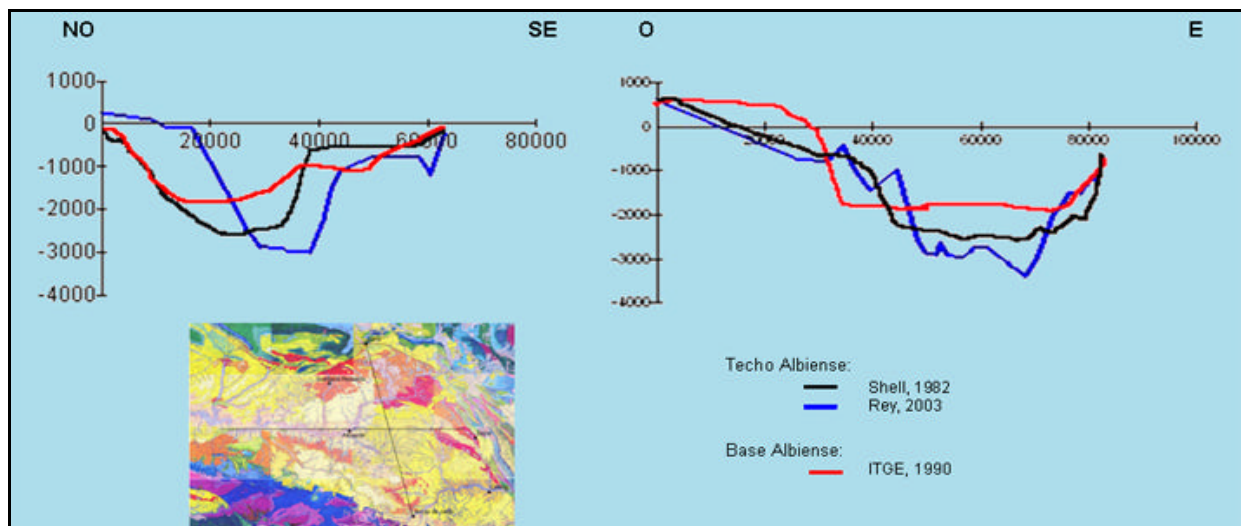
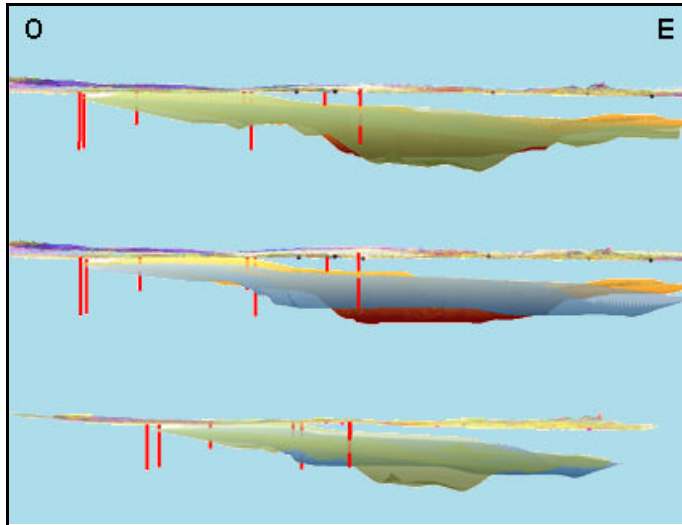


Fig. 4.14A: Base del Albiense en azul, según ITGE (1990); techo del Albiense en marrón, según Shell (1982) y en verde, según Rey (2003). B: Perfiles NO-SE y O-E del techo y el muro del Albiense según los mismos trabajos, en la Cuenca de Almazán (profundidades en m respecto al nivel del mar).

En relación con los espesores, la Fm Utrillas presenta potencias muy variables. Los espesores que aparecen en los sondeos son mayores en el de La Cuenca, Aldehuela y Ucero, al norte, con 496, 443 y 340 m, respectivamente; menores al oeste, en el sondeo Burgo de Osma, donde aparecen 252 m, y mínimos en el centro y sur de la cuenca, en los de Gormaz, El Gredal y Quintana Redonda, con 118, 129, y 134 m, pareciendo mostrar una tendencia a aumentar desde el centro hacia el norte (Fig. 3.4).

Esta misma tendencia se observa en el mapa geológico 1:50.000 de Cabrejas del Pinar, en el borde norte de la cuenca, en la zona de Picofrentes, donde se diferencian tres unidades dentro de la formación, con indentaciones entre ellas, presentando potencias de 600, 160 y 300 m, respectivamente, que se acuan hacia el sur, pasando a tener, en el Anticlinal de Las Fraguas,

50 y 125 m las dos últimas unidades. También se refleja en las menores potencias que aparecen en los afloramientos del sur de la cuenca, que se extienden en el rango de 30-95 m en los mapas de Almazán y Arcos de Jalón.

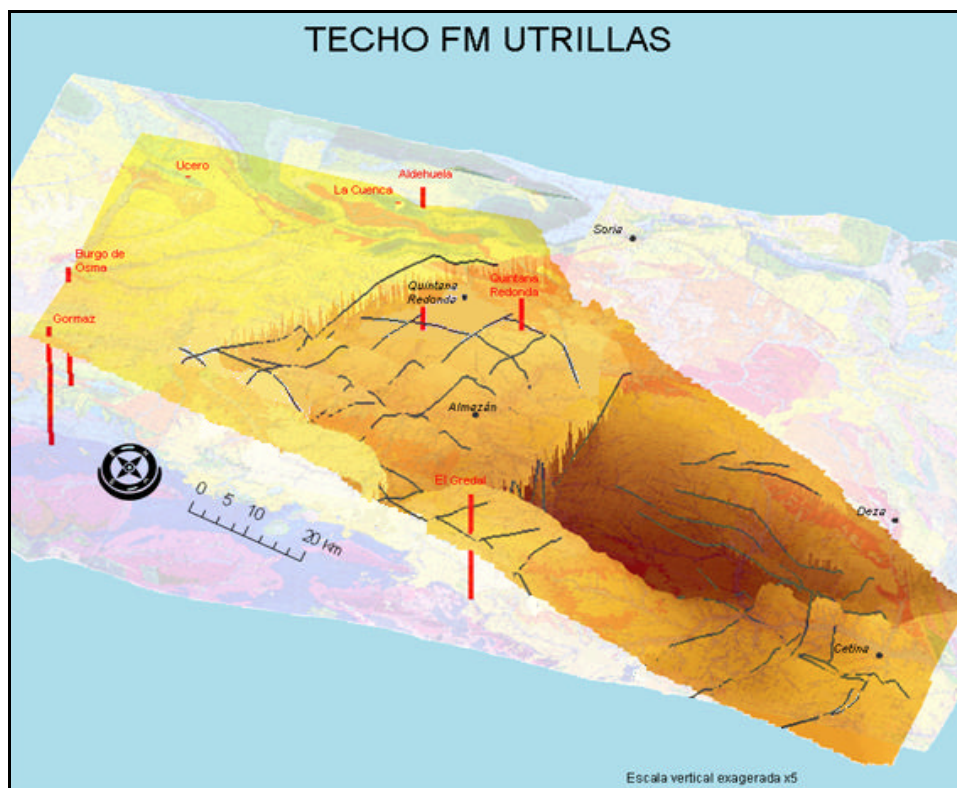


Fig. 4.15. Vista en planta del techo del almacén de la Fm Utrillas, con representación de las fallas que le afectan (basado en Shell, 1982) (exageración vertical x5).

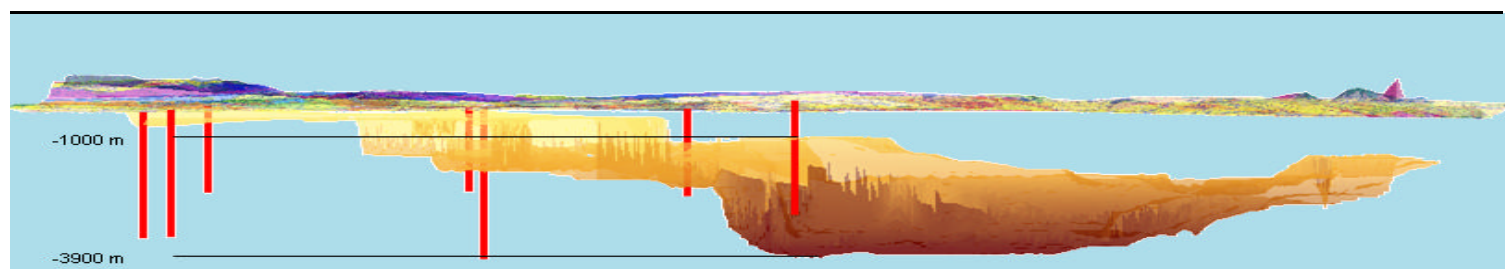


Fig. 4.16. Vista de perfil del techo del almacén de la Fm Utrillas (basado en Shell, 1982) (escala vertical exagerada x5).

En relación con esto, Maestro González (2004) describe que en el entorno de la Cuenca de Almazán, el espesor de la Fm Utrillas presenta una reducción respecto al observado en los bordes de la misma, debido a la existencia del Umbral de Ateca durante la sedimentación de estas facies, que es continuidad del que debió existir durante el Triásico (ver apartado 2.2.1). Este umbral separaba dos subcuencas y en él no hubo sedimentación o se depositaron estratos poco potentes.

Sello

En la Cuenca de Almazán, el sello superior del almacén de Utrillas estaría constituido por la serie margosa que suele aparecer en la base del Cenomaniense, además de por una potente cobertera terciaria, y el inferior, por las evaporitas del Keuper.

Esta serie aflora a techo de la Fm Utrillas en los bordes noreste y suroeste de la cuenca. En la zona más oriental (mapas de Borobia, Torrijo de la Calzada y Alhama de Aragón) esta formación aparece cubierta por la Fm Santa María de las Hoyas, que se describe formada por arenas, arcillas y calizas en dichos mapas, mientras que Maestro González (2004) la describe como calizas, biomicritas y margas algo arenosas en la base, con niveles discontinuos canalizados de calizas nodulosas (ver apartado 2.2.3).

Su potencia varía entre 15 y 40 m en ambos márgenes, si bien se encuentran mayores potencias en los sondeos (Tabla 4.8): al sur, en el interior de la cuenca y en el sondeo El Gredal, aparecen 30 m de margas grises en la base del Cenomaniense, por encima de la Fm Utrillas, entre 940 y 970 m de profundidad. Al oeste, en el sondeo Burgo de Osma, aparecen 142 m de arcillas calcáreas del Cenomaniense, entre 358 y 500 m de profundidad, estando en la parte alta localmente fracturadas, con fracturas rellenas de calcita. También al oeste, en el sondeo Gormaz, entre 173 y 234 m de profundidad, aparecen unos 30 m de margas y arcillas como base del Cretácico Superior, y el sondeo Alcózar, el Cretácico Superior presenta una caliza muy arcillosa cerca de su base con una potencia de unos 30 m. En el sondeo de Aldehuela, al norte, como base del Cretácico Superior se describen margas del Cenomaniense, que en la columna estratigráfica sintética se incluyen como calizas arenosas y margas. Este nivel margoso no se ha descrito, sin embargo, en el sondeo Quintana Redonda, en la zona septentrional de la cuenca.

Áreas favorables

Las áreas favorables para inyectar CO₂ en el almacén de la Fm Utrillas se han delimitado siguiendo el mismo procedimiento que para el de la Facies Buntsandstein (apartado 4.2). Estas áreas se representan en la Fig. 4.17. Cumplen el requisito de profundidad idónea para optimizar la capacidad de almacenamiento de CO₂ y, como se puede observar sobre la figura, se sitúan alrededor del depocentro de la cuenca debido a que en él, el techo de la Fm estaría situado a una profundidad significativa, superior a 2500 m.

En estas áreas idóneas, el almacén de la Fm Utrillas presenta sello en la zona atravesada por el sondeo El Gredal. Las zonas del resto de los sondeos en los que se ha atravesado formación sello están situadas en el sector nororiental de la cuenca, y la base de este sello aparece a una profundidad inferior a 800 m, es decir, en zona no favorable. No obstante, la existencia de sello en la mayoría de los sondeos así como en las zonas limítrofes de la cuenca,

permite decir que probablemente se extienda a una parte del subsuelo de la cuenca que es zona favorable.

Dentro de estas zonas favorables que cumplen con el requisito de profundidad, y probablemente de confinamiento, se ha identificado una posible estructura favorable, que fue objeto de estudio durante la etapa de exploración de hidrocarburos, para realizar estimaciones de capacidad de CO₂ en este trabajo (ver capítulo 5).

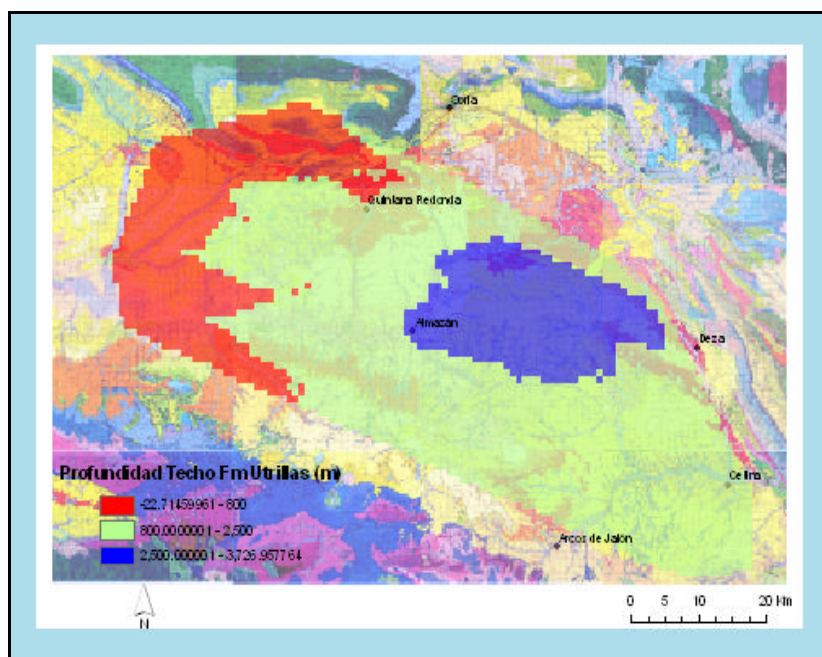


Fig. 4.17. Áreas favorables del almacén de la Fm Utrillas que cumplen el criterio de profundidad (en verde).

4.4 Cretácico Superior carbonatado

Propiedades

Los carbonatos del Cretácico Superior, en asociación con la Facies arcillosa Garum, podrían constituir otro par almacén-sello en el subsuelo de la Cuenca de Almazán.

Las formaciones de la serie marina carbonatada del Cretácico Superior de la zona se ha descrito en el apartado 2.2.3. En una correlación realizada entre sondeos y cortes de campo del norte de la Cuenca del Tajo, Almazán y Soria se ha identificado la existencia, en los sondeos, de algunas de las formaciones descritas para este Cretácico (Fig. 4.18).

En los sondeos El Gredal, Quintana Redonda, Burgo de Osma y Gormaz, situados en el área centro-occidental de la cuenca, se identificaron las calizas y margas de la Fm de Santa María de las Hoyas y las Margas de la Fm Picofrentes (o Calizas nodulosas de Monteverde) por encima de la Facies Utrillas. Estas formaciones no superan en total los 100 m de espesor en la

zona (ver apartado 2.2.3).

A techo de las anteriores, se correlaciona la Fm Calizas bioclásticas de Muñecas (o de Jaraba) con otras que aparecen en los sondeos El Gredal y Quintana Redonda.

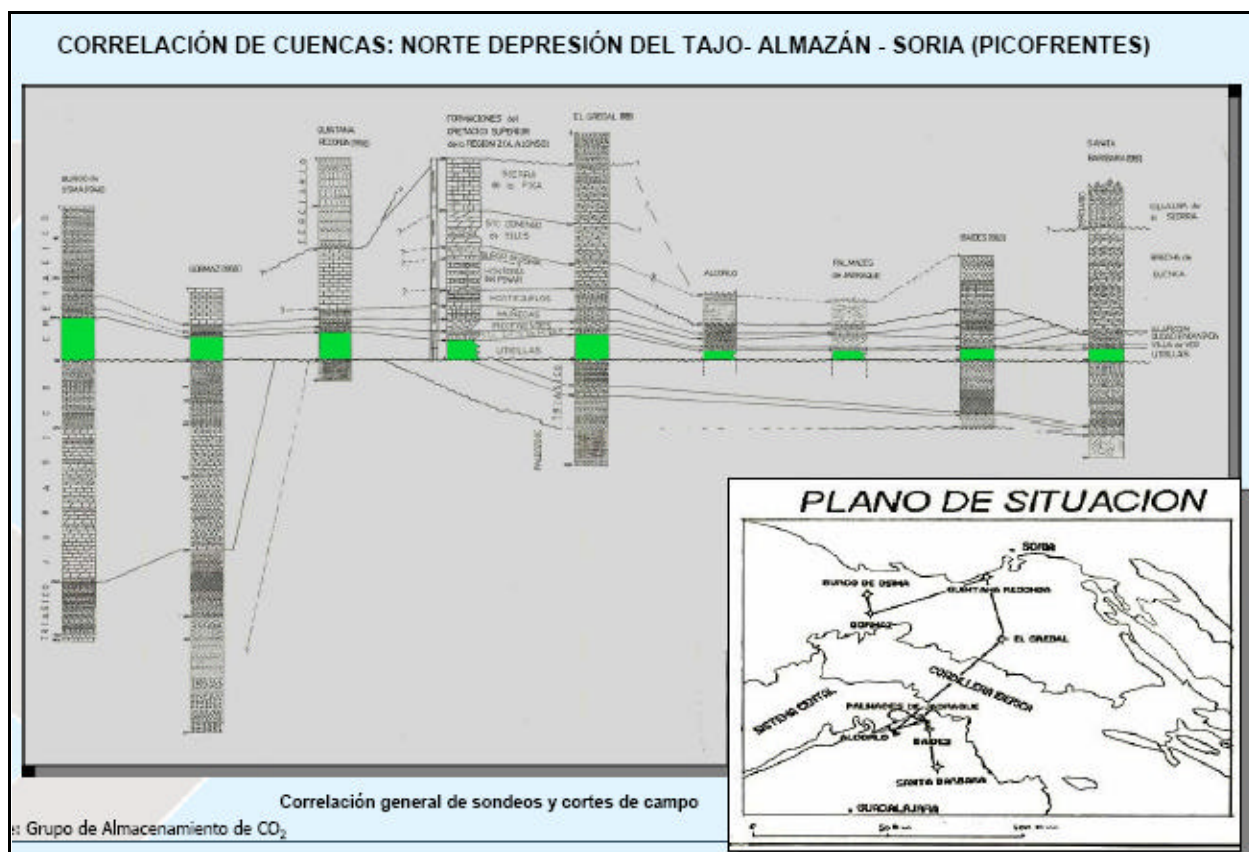


Fig. 4.18. Correlaciones estratigráficas del Cretácico Superior del norte de la Cuenca del Tajo y la Cuenca de Almazán (López López, 2006).

A partir de aquí y hacia el techo del Cretácico Superior, sólo se establece la correlación entre las formaciones que afloran en la zona con las que aparece en el sondeo El Gredal, dentro de la Cuenca de Almazán. Así, en este sondeo se identifican las formaciones siguientes: Calizas nodulares de Hortezielos, Calizas de Hontoria del Pinar, Calizas de Burgo de Osma, Dolomías, margas y calizas de Santo Domingo de Silos y la Fm Calizas con cantos negros de la Sierra de la Pica. Todas ellas sumarían una potencia máxima de unos 400 m en el área de estudio.

La información petrofísica disponible sobre esta serie carbonatada del Cretácico Superior es escasa (Tabla 4.8). En los sondeos sintéticos de El Gredal y Burgo de Osma se describe como calizas muy densas y duras; en el de Aldehuela aparecen calizas densas sobre otras arcillosas y arenosas, y en el sondeo Gormaz, que aparecen 234 m de Cretácico Superior, se describen calizas con margas y arcillas en su base, extraídas en el testigo nº 1, entre 213 m y 218 m de profundidad. Pese a esta carencia de información sobre sus propiedades, su significativa potencia, comprendida entre 225 y 565 m en sondeos, y en torno a 500 m en afloramientos,

unido a su existencia en todo el subsuelo de la Cuenca de Almazán, ha llevado a que se considere como posible almacén favorable.

En principio, los paquetes carbonatados con porosidad secundaria suficiente, constituirían los principales almacenes dentro de este conjunto del Cretácico Superior, y las margas intercaladas, así como las que aparecen en la base del Terciario, formarían los intervalos confinantes necesarios para la retención del CO₂.

Estructura

Los mayores afloramientos de depósitos carbonatados del Cretácico Superior se sitúan en el borde norte de la cuenca, en los mapas de Cabrejas del Pinar, donde se ubican los sondeos Aldehuela y La Cuenca, y de San Leonardo de Yagüe. En el primero, estos materiales afloran con una potencia de 400-500 m siguiendo estructuras de dirección principalmente E-O a NE-SO, y regresando gradualmente, por encima, hacia la Facies lacustres Garum. En el sondeo Aldehuela aparecen 565 m de Cenomaniense-Turoniense (Tabla 4.8).

El Cretácico Superior carbonatado también aparece en el borde noreste de la cuenca, en los mapas de Soria y Borobia, con potencias entre 200 y 500 m, y en el borde sur de la misma, principalmente en el mapa de Berlanga de Duero, con espesores entre 50 y 70 m. En este mismo borde, en el mapa de Barahona, aflora con mucha menor extensión y con potencias entre 50 y 150 m.

En el interior de la cuenca existen afloramientos muy pequeños de depósitos del Cretácico Superior. Aparecen materiales del Coniaciense-Campaniense en los mapas de Burgo de Osma, Quintana Redonda y Almazán, con pliegues E-O a E-SE y potencias visibles entre 20 y 150 m. En el sondeo Quintana Redonda, por debajo del Oligoceno-Mioceno, se han identificado 415 m de Cenomaniense-Senoniense, a 451 m de profundidad, y en el sondeo Burgo de Osma se han encontrado 500 metros de materiales Cenomaniense-Turoniense desde la superficie.

Tabla 4.9 Litologías, profundidades y espesores de los depósitos carbonatados del Cretácico Superior y de su posible formación sello.

<u>SONDEO</u>	<u>Prof. Techo</u> <u>(m)</u>	<u>Prof. Muro</u> <u>(m)</u>	<u>Potencia</u> <u>(m)</u>	<u>Litología</u>	<u>Sello (potencia)</u> <u>Litología</u>
ALCÓZAR	1192	1533	341	Calizas arenosas, muy arcillosa cerca de la base	Dolomita, anhidrita y yeso de la base del Oligoceno (1118-1192m) ¿Garum?
BURGO DE OSMA	0	358	358	Calizas duras con pasadas arcillosas	Aflorante
EL GREDAL	775	1000	225	Calizas microcristalinas densas y dolomías. Ocasionalmente arcillosas. Intervalo margoso en la base (940-970)	Superior: margas entre 590 y 670 m en la base del Terciario Inferior: margas entre 940 y 970 m
ALDEHUELA	0	565	565	Calizas densas sobre calizas arcillosas y arenosas y margas del Cenomaniense	Aflorante
GORMAZ	0	234	234	Calizas con margas y arcillas a la base	Aflorante
QUINTANA REDONDA	451	866	415	Calizas	Niveles arcillosos del Oligoceno-Mioceno

También aparecen pequeños afloramientos al sureste de la zona de estudio, en los mapas geológicos de Arcos de Jalón y Alhama de Aragón. En el primero son materiales del Cenomaniense-Santonense que no alcanzan los 200 m de espesor, y en el segundo, son materiales del Cenomaniense-Campaniense afectados por pliegues de dirección NO-SE, principalmente, y con potencias que superan los 300 m.

En relación con la estructura en profundidad de este intervalo estratigráfico, existe un mapa estructural de la base de los depósitos paleógenos (techo del Cretácico Superior) que fue descrito en el apartado 4.3 del almacén de Utrillas. Este mapa refleja una estructura en sinclinal de la cuenca, según un perfil NE-SO, conformada entre los monoclinales de Gómara, al noreste, y los sucesivos, hacia el sur, de Almazán y Arcos de Jalón (Fig. 2.20).

Esta estructura se refleja en los distintos cortes geológicos que atraviesan la cuenca realizados por Maestro González (2004) (Fig. 2.24). Este autor realizó además un mapa de profundidades, respecto al nivel del mar, para el techo del Cretácico Superior, que se ajusta a la estructura anterior. Por su parte, Rey (2003), obtiene las profundidades del mismo techo, alcanzando una estructura muy similar (Fig. 4.19A y B).

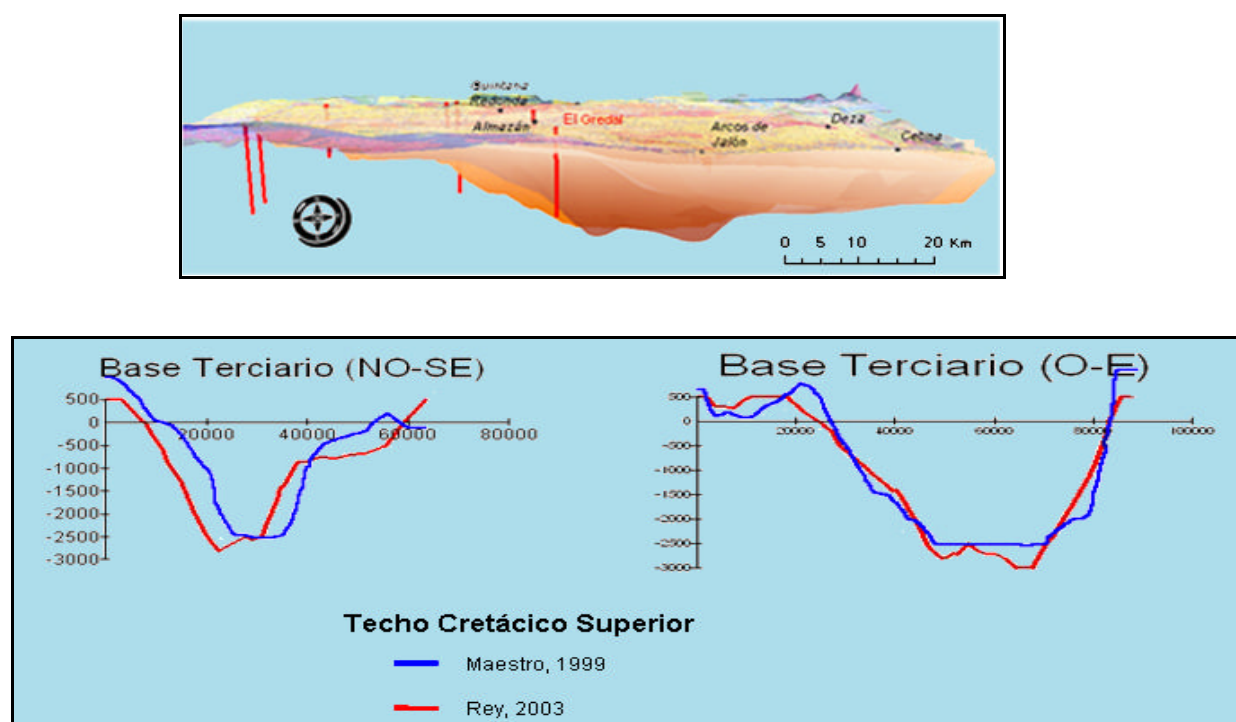


Fig. 4.19. A: Vista de perfil del techo del Cretácico Superior: superficie naranja basada en Maestro González (2004) y superficie rojiza basada en Rey (2003) (exageración vertical x 3). B: Perfiles NO-SE y O-E del mismo techo, según los mismos autores (para ubicación de perfiles ver Fig. 4.14).

Por otra parte, existe un mapa de isobatas de niveles del Cretácico Superior que se localiza en el subsuelo de una pequeña zona al norte del área de análisis. Fue realizado a escala 1:25.000 por la compañía Valdebro en el año 1958. No se pudo establecer la identidad geológica del

horizonte representado (Horizonte D), pero se sabe que corresponde a algún nivel del Cretácico Superior. Además de este horizonte, se identificó un segundo, denominado Horizonte C o Supra Cretácico, que correspondería a algún tramo del Oligoceno. Ambos niveles constituyen una serie de estructuras dispuestas a lo largo de varios anticlinales con orientación general E-O que, en la zona nororiental, pasan a ser NO-SE (Fig. 4.20 y 4.21). Los anticlinales son asimétricos y están separados entre sí por una serie de fallas inversas de la misma orientación general. No se pudo establecer la correlación a ambos lados de las fallas ya que no fue posible seguir el mismo horizonte a lo largo de la prospección, si bien no afecta a la validez de las estructuras comentadas (Valdebro, 1958).

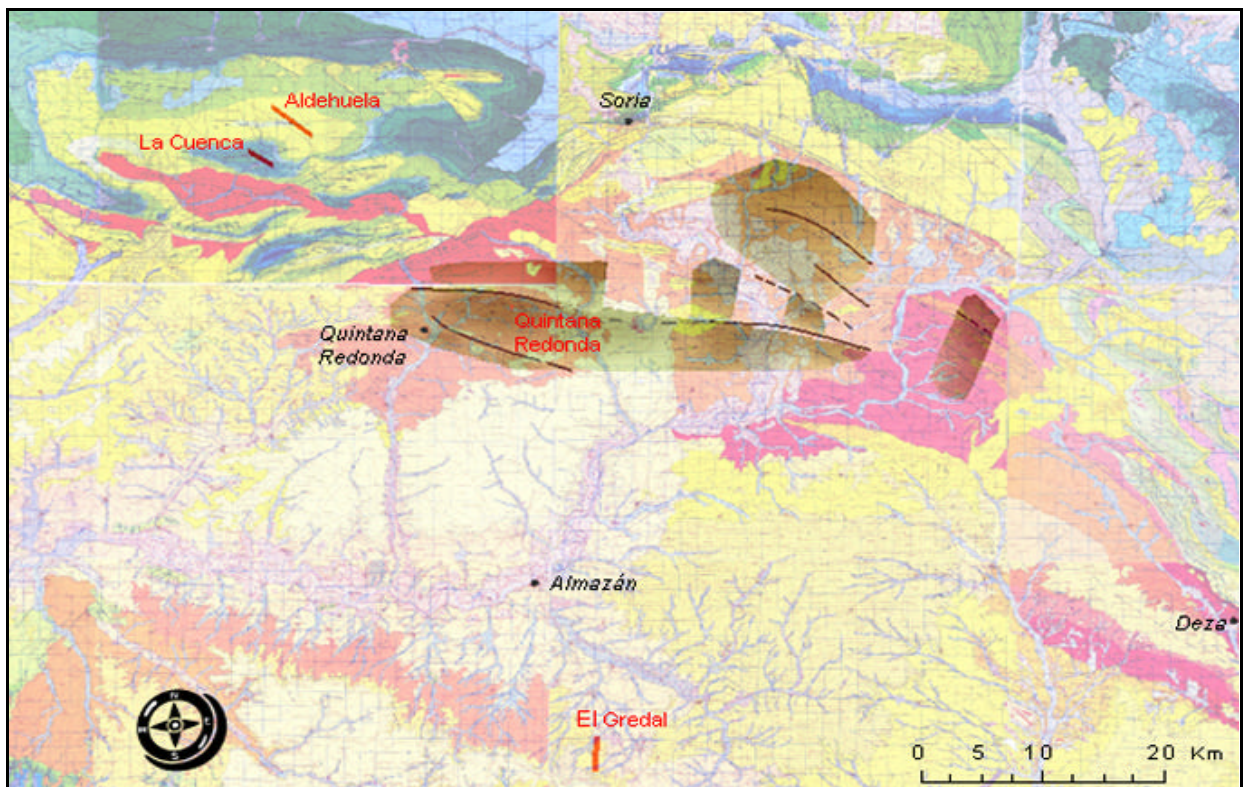


Fig. 4.20. Cretácico Superior en la zona norte del subsuelo de la Cuenca de Almazán (en caqui) y fallas que lo intersectan (basado en Valdebro, 1958).

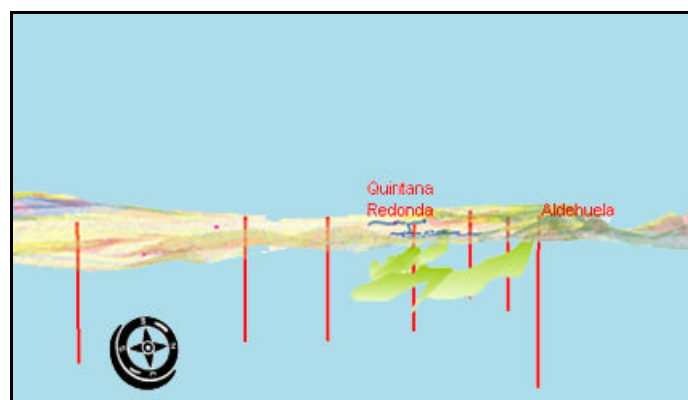


Fig. 4.21. Vista de perfil de un nivel(es) del Cretácico Superior en la zona norte de la Cuenca de Almazán (basado en Valdebro, 1958).

La estructura más destacable por sus mayores dimensiones es la atravesada por el sondeo de Quintana Redonda, con un tamaño de 7.5 x 2.5 km, y cierres meridional, occidental y oriental de unos 350, 230 y 200 m, respectivamente. El cierre norte se produce contra una falla y se ha estimado en unos 300 m. En los dos horizontes estudiados se observa la misma estructura dado que el paquete estratigráfico que la constituye abarca una serie que es concordante, y en la que se ha estimado un espesor de hasta 1000 m (Valdebro, 1958).

Sello

El paquete carbonatado del Cretácico Superior presenta potencialmente dos sellos: uno superior, constituido por las margas calcáreas de la Facies Garum de la base del Terciario, junto con todo el tramo estratigráfico del Cenozoico, y otro inferior, que serían las margas del Cenomaniense-Turonense (ver apartado 4.3). Además, intercalada en la serie carbonatada cretácica se describen tramos de margas en las zonas donde aflora (ver apartado 2.2.3), así como en los sondeos profundos, margas que podrían asimismo actuar como sellos internos de la serie.

La Facies Garum presenta importantes cambios laterales, ocasionando que no aparezca en todos los afloramientos o en todos los sondeos disponibles. En el sondeo El Gredal, en la zona sur de la cuenca, el sello superior se encontraría en las margas calcáreas que aparecen en la base del Terciario, en el tramo comprendido entre 590 y 670 m de profundidad, junto con las pequeñas intercalaciones de arcillitas que aparecen entre 772 y 775 m.

Al oeste de la cuenca, en la zona del sondeo Gormaz, el Cretácico Superior aflora, presentando un sello inferior en las arcillas que se identifican a unos 173 m de profundidad, con una potencia de alrededor de 30 m. En el sondeo Alcózar se encuentra dolomita, anhidrita y yeso en la base del Oligoceno, entre 1118-1192 m de profundidad. En la zona del sondeo de Burgo de Osma el Cretácico Superior también aflora y presenta el sello inferior de las margas del Cenomaniense.

Al norte, en el sondeo Aldehuela se identifica un sello inferior correspondiente a las margas del Cenomaniense y en el de Quintana Redonda, se encuentran niveles arcillosos del Oligoceno-Mioceno. En el mapa de Cabrejas del Pinar se representan 25 m de la Facies Garum, y 100-200 m de la misma, en el de San Leonardo de Yagüe.

Como se puede observar, el sello superior se identifica sólo en algunos puntos, reflejando la gran variabilidad estratigráfica existente tanto horizontal como vertical en la base de los depósitos terciarios, por lo que no se pueden hacer consideraciones a escala regional en relación a este sello.

Áreas favorables

Para la delimitación de las áreas favorables para inyectar CO₂ en los carbonatos del Cretácico Superior se ha utilizado el mapa de profundidades del techo del Cretácico Superior que se recoge en Maestro González (2004) por presentar mayor detalle, aunque del mismo modo se podría haber considerado el de Rey (2003).

Estas áreas se representan en la Fig. 4.22. Al igual que sucede con los almacenes descritos previamente, las zonas favorables se localizan alrededor del depocentro de la cuenca, situado al este de la población de Almazán.

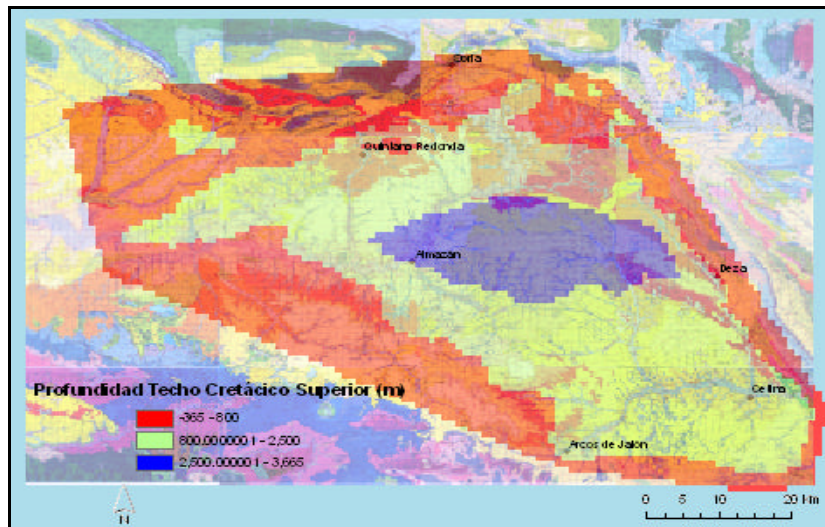


Fig. 4.22. Áreas favorables para el almacén del Cretácico Superior que cumplen el requisito de profundidad en la Cuenca de Almazán (en verde) (basado en Maestro González, 2004).

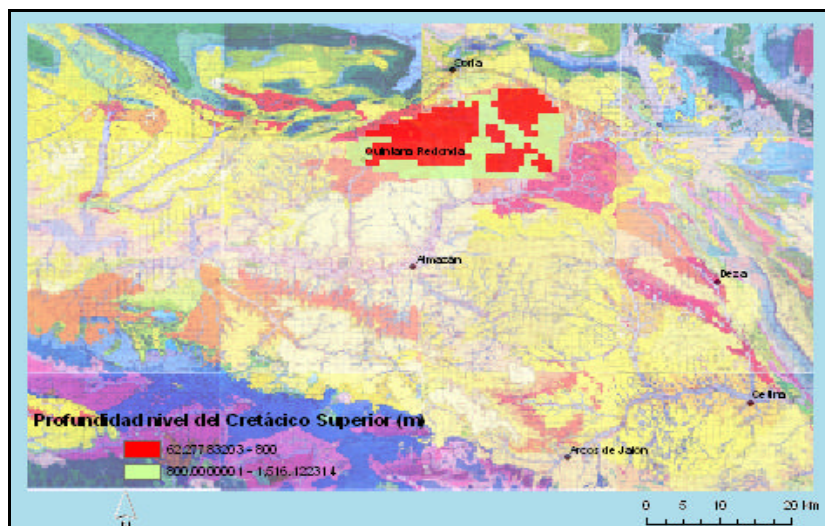


Fig. 4.23. Áreas favorables que cumplen el requisito de profundidad (en verde) para un nivel(es) del Cretácico Superior en la zona norte de la Cuenca de Almazán (basado en Valdebro, 1958).

En relación con la zona norte de la cuenca en la que Valdebro ha identificado niveles del Cretácico Superior, parte de la superficie carbonatada representada se sitúa por encima de la profundidad idónea de 800 m, por lo que no se puede considerar como zona favorable para la inyección de CO₂ (Fig. 4.23). Según esta interpretación, se descartarían zonas en el entorno de la población de Quintana Redonda.

5 POSIBLE ESTRUCTURA FAVORABLE. ESTIMACIÓN DE LA CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO DE CO₂

5.1 Introducción

Generalmente, la idoneidad de los almacenes de CO₂ también debe obedecer a criterios de capacidad de almacenamiento. En las estimaciones de capacidad se deben tener en cuenta los distintos mecanismos de atrapamiento del CO₂ y los tiempos de actuación de los mismos (Ruiz *et al.* 2007). Los volúmenes de CO₂ que se pueden almacenar en acuíferos salinos, dependen generalmente de parámetros poco conocidos y de aspectos que, según Chadwick (2006), incluyen fundamentalmente:

- el volumen de poros en trampas estructurales y estratigráficas
- el sellado de la trampa
- la saturación de CO₂ alcanzable en la trampa
- la cantidad de CO₂ que se disolverá en los fluidos presentes en la roca
- la cantidad de CO₂ que será atrapado a lo largo de las vías de migración como saturación residual
- si la presurización local o regional del acuífero debido a la inyección de CO₂ limitará su capacidad de almacenamiento
- la densidad del CO₂ y otros componentes gaseosos asociados, que depende de las condiciones de P, T e impurezas
- la extensión y la potencia del acuífero

En este trabajo se han realizado estimaciones de la capacidad de almacenamiento de CO₂ de una estructura potencialmente favorable con el propósito de disponer de una valoración cuantitativa, muy preliminar, de las posibilidades de almacenar CO₂ en la cuenca.

5.2 Estimación de la capacidad de almacenamiento de una estructura

Para la estimación preliminar de las capacidades de almacenamiento de CO₂ en la Cuenca de Almazán, se eligió específicamente una trampa estructural de tipo anticlinal al nivel de la Fm Utrillas, que había sido objeto de investigaciones previas durante la etapa de prospección de hidrocarburos y de la que, por tanto, se disponía de información.

La estructura está situada a unos 20 km al sureste de la población de Almazán (Fig. 5.1). Fue seleccionada para realizar estimaciones de capacidad por varias razones: i) ser una estructura anticlinal con posibilidades de constituir una trampa estructural, ii) disponer de datos gracias a las exploraciones previas de hidrocarburos realizadas mediante el sondeo El Gredal que atraviesa dicha estructura, y iii) incluir en ella la Fm Utrillas que satisface criterios litológicos y

petrofísicos de idoneidad para ser almacén (ver apartado 4.3). En la elección no se consideraron, por tanto, otros requisitos de tipo socio-económico como son la proximidad a centrales térmicas, la no existencia de espacios naturales en superficie, etc.

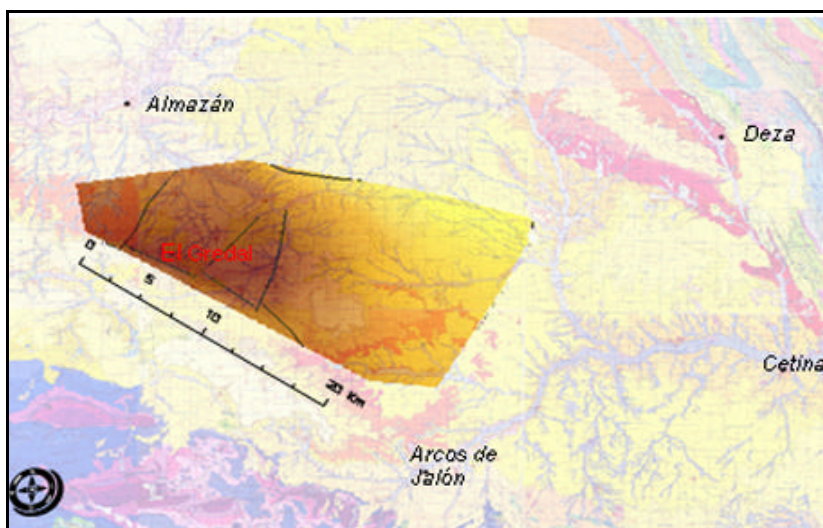


Fig. 5.1. Estructura El Gredal y traza de las fallas que la intersectan.

La estructura constituye una “nariz estructural” al nivel del techo de la Facies Utrillas, alargada en sentido NO-SE que se eleva suavemente en dirección SO (Fig. 5.1 y 5.2). En dirección sur está interrumpida por una gran falla de desgarre de dirección ONO-ESE, que a la vez que produce un desplazamiento horizontal, hunde la estructura hacia el N, proporcionando un cierre de la misma hacia el S (Shell, 1982). El cierre noreste se produce contra una falla cabalgante, y el noroeste, por otra falla. El cierre vertical de la estructura es de unos 250 m a nivel del techo de la Fm Utrillas y 75 m a nivel del muro de la Facies Keuper (Shell, 1982).

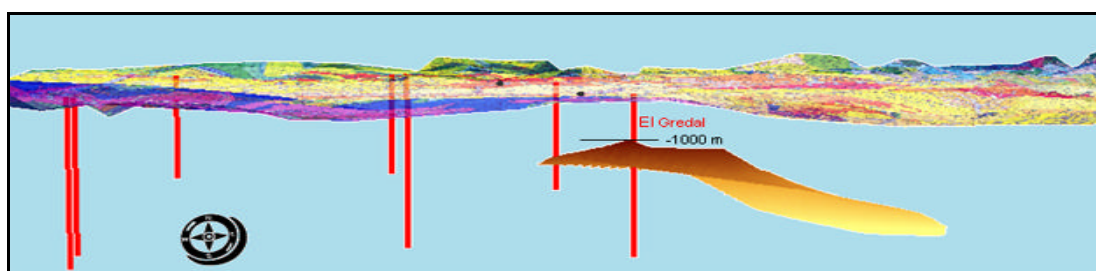


Fig. 5.2. Vista de perfil desde el este de la estructura El Gredal (escala vertical exagerada x 4).

Dentro del cierre estructural se incluye la potencia de la Fm Utrillas que aparece en el sondeo El Gredal (129 m). Presenta un sello basal constituido por 128 m de materiales del Keuper, a favor del cual se ha producido el despegue de los estratos favoreciendo el desarrollo de la estructura. Por encima del techo de Utrillas aparecen unas margas, calizas y dolomías del Cretácico Superior que podrían actuar como sello superior, asociado a 775 m de cobertera

terciaria. La estructura presenta algunas fallas de escala kilométrica en su interior de dirección NE-SO y que podría estar afectando tanto al almacén como al sello inferior (Fig. 5.1).

La estructura está atravesada por el sondeo El Gredal, por lo que se dispone además de la siguiente información sobre la misma (Shell, 1982):

- Profundidad de la formación almacén: entre 1000 y 1129 m (por debajo de 800 m y por encima de 2500 m)
- Porosidad media = 28%

Para calcular la capacidad de almacenamiento de CO₂ de la estructura se consideró exclusivamente el CO₂ libre que quedaría atrapado por la trampa estructural, ignorando otros mecanismos de atrapamiento como son la disolución del CO₂ en los fluidos de la formación, el atrapamiento residual, la precipitación química, etc.

La capacidad de almacenamiento de CO₂ se calculó mediante la siguiente fórmula, recogida del Proyecto CO2STORAGE (Chadwick, 2006):

$$Q = V \cdot \cdot \rho_{CO_2} \cdot h_{st}$$

siendo

Q = capacidad de almacenamiento (kg)

V = volumen de roca (m³)

· = porosidad efectiva (<1)

ρ_{CO₂} = densidad del CO₂ puro (kg/m³) bajo condiciones de almacenamiento

h_{st} = saturación de CO₂ (o eficiencia de almacenamiento) (representa el porcentaje del volumen de poros que puede ser rellenado por CO₂ libre, factor muy incierto que depende entre otros, de la geometría estructural y de la heterogeneidad estratigráfica de la roca almacén).

El cálculo de capacidad de almacenamiento de CO₂ se basó en el modelo geológico 3D implementado en el SIG de *ArcGis*. El volumen total de roca almacén de la Facies Utrillas que se incluiría dentro de la trampa estructural donde previsiblemente se acumularía el CO₂ inyectado al ascender por flotabilidad, se calculó considerando una potencia total de 130 m y un cierre estructural de 250 m. Esta potencia es la observada en el sondeo, y es la segunda más pequeña de las atravesadas en el resto de los sondeos de la cuenca, siendo la máxima de 448 m. El resultado fue un volumen total de 4.6 km³ de roca almacén, correspondientes a una superficie de 54.6 km², al nivel del techo de la misma. Este último dato, sin embargo, difiere del extraído del informe general del sondeo, según el cual la superficie sería de unos 35 km². Esta

diferencia probablemente se deba a la baja resolución y al método de interpolación empleado en el SIG para la representación del techo del almacén, por lo que se ha estimado un rango de capacidades teniendo en cuenta ambos datos.

Se consideró además una porosidad del 15% y una saturación del CO₂ del 80% (eficiencia de almacenamiento de 0.8 - Rigg *et al.*, 2001), valor posiblemente muy elevado si se considera el almacén a escala regional, pero quizá no tan alto si se tiene en cuenta que se trata de una estimación local centrada exclusivamente en una única trampa estructural, y que se está considerando además una porosidad inferior a la observada en el sondeo (28%).

La densidad del CO₂ en profundidad depende de la temperatura, la presión y la presencia de impurezas. La densidad del CO₂ puro se extiende en el rango de 300-800 kg/m³ a profundidades superiores a 800 m (unos 8 MPa de presión) (Bachu, 2003). Los efectos de los gradientes geotérmicos y de presión de fluidos son significativos por lo que se deben tener en cuenta al considerar las densidades. El techo del almacén Utrillas que se incluye en la trampa estructural, se encuentra entre unos 1000 y 1300 m de profundidad. La temperatura superficial media de la Cuenca del Duero, a la que pertenece la de Almazán, está en torno a 11°C (Lomba *et al.*, 2003). Si se consideran gradientes medios geotérmicos de 25 °C/km y de presión hidrostática de unos 10 MPa/km, la densidad del CO₂ para el rango de profundidades del almacén en esta estructura sería de unos 650-700 kg/m³ (Bachu, 2003). Dado que no se puede considerar todo el rango de condiciones de P y T en el área investigada, se ha supuesto una densidad uniforme de 650 kg/m³. Este valor probablemente esté dentro de los máximos alcanzables para los valores de P y T que posiblemente se encuentren en la formación geológica a esas profundidades; no obstante, es un valor similar a los normalmente utilizados en la literatura sobre este tema, por lo que permite realizar comparaciones con otras estructuras analizadas.

Los resultados de capacidad estimados fueron los siguientes:

$Q = 2.25 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \cdot 0.15 \cdot 650 \text{ kg m}^{-3} \cdot 0.8 \sim 175 \text{ Mt de CO}_2$ (considerando el volumen correspondiente a una superficie al nivel del techo de Utrillas equivalente a la recogida en el informe del sondeo)

$Q = 4.6 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \cdot 0.15 \cdot 650 \text{ kg m}^{-3} \cdot 0.8 \sim 358 \text{ Mt de CO}_2$ (considerando un volumen calculado con el SIG)

Si se consideran los resultados del Proyecto Joule II, según los cuales para capas con buzamiento intermedio que presentan una zona de rebosamiento o *spill point*, la eficiencia de almacenamiento estaría entre el 2 y el 17%, se obtendría que la capacidad de almacenamiento de la estructura analizada se movería en el rango de 37 a 76 Mt de CO₂, suponiendo una eficiencia de almacenamiento del 17%.

A la vista de los primeros datos, la estructura permitiría almacenar las emisiones de CO₂ de 40 años de una central térmica como la de Compostilla, situada en El Bierzo (León), sabiendo que produce emisiones de 4.15 M t de CO₂/año (Hurtado, A., *Com. Pers.*). En el caso del segundo grupo de datos, teóricamente sólo cabrían las emisiones de 10-20 años de la misma central térmica.

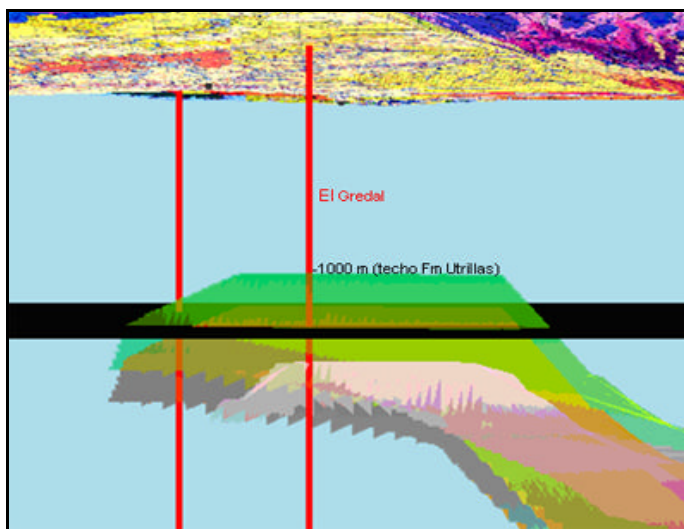


Fig. 5.3. Cierre estructural de la estructura atravesada por el sondeo El Gredal con los niveles la Fm Utrillas y el techo de los materiales del Muschelkalk representados .

Las capacidades calculadas están probablemente sobreestimadas para la trampa, pero si se evaluara la totalidad de otras posibles trampas presentes en la Fm Utrillas de la Cuenca de Almazán y se consideraran otros mecanismos de atrapamiento que actuaran a más largo plazo, como son la disolución del CO₂ en los fluidos presentes en la roca o el CO₂ residual que quedaría atrapado a lo largo de las vías de flujo, los valores de capacidad se incrementarían. Además, de considerarse otros almacenes presentes por debajo de la Facies Utrillas en el sondeo El Gredal, como es la Facies Buntsandstein, que aparece entre 1288 y 1445 m de profundidad, en una estrategia de inyección de multi-reservorio, también parece lógico pensar que se incrementarían las capacidades de almacenamiento total calculadas.

No obstante, en una estimación más precisa de las capacidades de almacenamiento, habría que considerar características estratigráficas como cambios laterales de facies, irregularidades en la distribución de espesores y la existencia de intra-reservorios arcillosos, ya que disminuirían la capacidad total de almacenar al afectar directamente a la porosidad efectiva y a la eficiencia de los reservorios.

La iniciación de cualquier proyecto de almacenar CO₂ requeriría predicciones fiables, lo cual implica la necesidad de una etapa de caracterización geológica detallada previa. En esta etapa, los modelos de simulación ayudarían a evaluar los efectos de distintas estrategias de inyección y a predecir las posibles eficiencias de almacenamiento.

6 CONCLUSIONES

En el subsuelo de la Cuenca de Almazán se han identificado tres formaciones potencialmente favorables para almacenar CO₂, atendiendo a criterios estrictamente geológicos. Se han identificado dos posibles almacenes en rocas de tipo siliciclástico y uno en litologías carbonatadas, dentro de los depósitos mesozoicos. Son los siguientes:

- Las arenas y areniscas de la Facies Buntsandstein, con las evaporitas del Keuper como formación sello
- Las arenas y areniscas de la Fm Utrillas, con las margas del Cenomaniense-Turonense a techo y
- La serie carbonatada del Cretácico Superior, en asociación con las arcillas y evaporitas de la Facies Garum de la base del Terciario.

No se han podido identificar unidades litológicas concretas y continuas para el Terciario, por lo que no se ha considerado esta serie para albergar CO₂. Sin embargo, sí podría servir como recubrimiento de un posible conjunto almacén-sello en niveles subyacentes, reforzando así las garantías de seguridad.

Se han descrito las litologías, las propiedades como almacén, las potencias y la estructura de los pares almacén-sello identificados en el mesozoico de la cuenca, a partir de datos de sondeos y de algunas consideraciones geológicas regionales.

Se han identificado áreas favorables para inyectar CO₂ para cada uno de estos posibles almacenes, suponiendo condiciones medias de gradientes geotérmicos y de presión en la Cuenca de Almazán.

Asimismo, atendiendo a criterios de tipo estructural, se ha seleccionado una trampa potencialmente favorable del almacén de la Fm Utrillas para realizar estimaciones de capacidad de almacenamiento, considerando exclusivamente atrapamiento físico del CO₂.

Se ha construido un modelo geológico 3D del subsuelo de la cuenca mediante el SIG de *ArcGis*. Este modelo incluye la estructura simplificada, a escala regional, de los almacenes identificados que ha sido reconstruida a partir de información existente, modelo que puede ser punto de partida para futuros estudios de caracterización y simulaciones de detalle de la cuenca.

Por último, se han descrito de manera general los acuíferos profundos y sus características hidrogeológicas e hidrogeoquímicas de la Cuenca del Duero, en la que se engloba la de Almazán, información que se recoge en un informe independiente (Lomba y Recreo, 2007).

Existen todavía muchas incertidumbres sobre las características regionales de los almacenes seleccionados y de los descartados como favorables en este trabajo, por lo que sería necesario disponer de más datos para poder valorar de manera más precisa el subsuelo de la cuenca frente a un posible almacenamiento de CO₂.

7 REFERENCIAS

- Alonso Gavilán, G. (1981): Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la cuenca del Duero (provincia de Salamanca). Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 438 p. En: Vera, Editor (2004).
- Alonso Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P. y Rodriguez, J.M. (2004): Cuenca del Duero. En: Vera, Editor (2004).
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García Ramos, J.C. y Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountain (NW Spain). En: Tertiary basins of Spain (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds).
- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. Acta Geol. Hisp. Homenaje a Lluís Solé Sabarís, 14: 172-177. En: Maestro González (2004).
- AMOSPAIN (1961): Pruebas de producción del sondeo Ucero-1. *Microfichas del archivo del IGME*.
- AMOSPAIN (1963): Informe Final del sondeo de investigación La Cuenca nº 1. Columna estratigráfica. Composite Log. Permiso de Aldehuela. Prov. Soria. *Microfichas del archivo del IGME*.
- Armenteros, I. (1989): Informe complementario sobre la Sedimentología del Neógeno. Memoria explicativa de las Hojas 350 (Soria), 405 (Berlanga de Duero), 408 (Torrijo de la Cañada) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. ITGE. En: Maestro González (2004).
- Armenteros, I., Dabrio, C.J., Guisado, R. y Sánchez de la Vega, A. (1989): Megasecuencias sedimentarias del terciario del borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria-Zaragoza). *Stud. Geol. Salmanti*. Univ. Salamanca. Vol. Esp. 5: 107-127. En: Maestro González (2004).
- Aurell, M. (1990): El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de Cuenca. *Tesis Doctoral*. Universidad de Zaragoza. En: Maestro González (2004).
- Bachu, S. (2003): Screening and ranking of sedimentary basins for sequestration of CO₂ in geological media in response to climate change. *Environmental Geology*, 44:277-289.
- Beltrán Cabrera, F.J., Ríos Mitchell, J. M. y Ríos Aragüés, L. M. (1980): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 349 (Cabrejas del Pinar) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie), IGME, Madrid.
- Beuther, A. (1966): Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas. *Beith Geol. Jb.*, 44:,103-121. En: Maestro González (2004).
- Bond, J. (1996): Tectono-sedimentary evolution of the Almazán Basin, NE Spain. En: Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics (P. F. Friend y C. Dabrio, editors). Cambridge University Press, 203-213.
- CAMPSA (1962): Informe Final e historia del pozo Ucero-1. Servicio de Prospección.

Microfichas del IGME.

- CAMPSA (1971-72): Informe final del sondeo Aldehuela-1. Columna estratigráfica. Evaluación del sondeo. Reinterpretación sísmica. Permiso Aldehuela (2ª prórroga). *Microfichas del archivo del IGME.*
- Capote, R. y Carbó, A. (1983): La evolución tectónica de los dominios de plataforma e intermedios. En J.A. Comba (Coord.): Geología de España. Libro Jubilar J. M. Ríos, vol. 1. IGME, Madrid: 37-47. En: Vera (2003).
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002): Alpine Tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: Geology of Spain (W. Gibbons y M.T. Moreno, Eds), Geol. Soc. (London), 385-397. En: Vera, Editor (2004).
- Carballeira, J. y Pol, C. (1989): Informe complementario sobre el Paleógeno de la Cuenca de Almazán. Memoria explicativa de la Hoja 406 (Almazán) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. ITGE, 49 p. En: Maestro González (2004).
- Casas Sainz, A.M., Cortés Gracia, A.L. y Maestro González, A. (2000): Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian Plate; origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19: 258-289. En: Maestro González (2004).
- Chadwick, A., Arts, R., Bernstone, C., May, F., Thibeau, S. and Sweigel, P. (2006): Best Practice for the Storage of CO₂ in saline aquifers. Observations and guidelines from the SACS and CO2STORAGE projects. CO2STORAGE_BPM_final.
- CIEPSA (1950): Compañía de Investigación y Explotaciones Petrolíferas S.A. (Spain). Columna estratigráfica del sondeo Burgo de Osma-1. Concesión Burgo de Osma. Prov. Soria. *Microfichas del IGME.*
- Civis, J. (2004): Cuencas Cenozoicas. Rasgos Generales: Estructuración. En: Vera, Editor (2004).
- Clemente, P. y Alonso, A. (1990): Estratigrafía y sedimentología de las facies continentales del Cretácico Inferior en el borde meridional de la cuenca de Cameros. *Estudios Geol.*, 46: 257-276.
- Cortés, A. L. (1994): Geometría y cinemática de las estructuras alpinas en el sector de Cariñena-Belchite (borde norte de la Cordillera Ibérica). *Tesis de Licenciatura*. Universidad de Zaragoza: 171 p. (inérita). En: Maestro González (2004).
- Cortés, A. L. y Maestro, A. (1997). Análisis de los estados de esfuerzos recientes en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2): 183-196. En: Maestro González (2004).
- Ferreiro Padín, E. (1991): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 379 (Gómara) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie). ITGE, Madrid.
- Floquet, M., Alonso, A. y Meléndez, A. (1982): El Cretácico Superior de la Sierra de Cameros-Castilla. En: *El Cretácico en España*, Univ. Complutense, Madrid: 387-456. En: Maestro González (2004).
- GEOMINA, S. L. (2004): Características esenciales de las zonas preseleccionadas como

posible almacén de CO₂ en España. IGME.

- Gómez, J.C. (1992): Análisis de la Cuenca sedimentaria de los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con la evolución paleogeográfica. *Tesis Doctoral Universidad Complutense*, Madrid: 343 p.
- Guimerá, J. (2004): La Cuenca de Almazán. En: Vera, Editor (2004).
- Guimerá, J., Alonso, A. y Mas, R. (1995): Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). En: Basin Inversion (J.G. Buchanan y P.G. Buchana, Eds.). *Geol. Soc. (London), Sp. Publ.*, 88: 433-453. En: Vera, Editor (2004).
- Guisado, R. (1987). Sedimentación continental paleógena en el extremo oriental de la cuenca de Almazán (Soria: sector Almazul-Deza). *Tesis de licenciatura Univ. de Salamanca*: 82 p p(inédito). En: Maestro González (2004).
- Guisado, R., Armenteros, I. y Dabrio, C.J. (1988): Sedimentación continental paleocena entre Almazul y Deza (Cuenca de Almazán, Soria). *Stud. Geol. Salmant* Univ. Salamanca, XXV: 67-86. En: Maestro González (2004).
- Huerta, P., Armenteros, I., Corrochano, A. (2006): El Paleógeno de la Cuenca de Almazán: estratigrafía secuencial, sistemas fluviales y lacustres . *VI Congreso del Grupo Español del Terciario*. Salamanca.
- IGME (1971): Mapa Geológico de España, escala 1:200.000, Hoja 31 Soria.
- IGME (1981): Mapa Geológico de España, escala 1:200.000, Hoja 39 Sigüenza.
- ITGE (eds.) (1990): Documentos sobre la Geología del Subsuelo de España. Tomo V, Duero-Almazán. Madrid (Ed. Instituto Tecnológico Geominero de España) 20 mapas.
- Julivert, M., Marcos, A., y Truyols, J. (1972): L'évolution paléogéographique du NO de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurian. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, C.IV : 1-7. En: Maestro González (2004).
- Lanaja, J.M. (1987): Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España, IGME, 465 pp.
- Lendínez, A. (1991): Informe complementario sobre la sedimentología del Neógeno. Memoria explicativa de las Hojas 378 (Quintana Redonda), 379 (Gómara), 405 (Berlanga de Duero), 406 (Almazán), 407 (Morón de Almazán), 435 (Arcos de Jalón), 436 (Alhama de Aragón) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. ITGE. En: Maestro González (2004).
- Lendínez, A. y Muñoz, J. L. (1991): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 405 (Berlanga de Duero) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie), ITGE, Madrid.
- Lendínez, A. y Valverde, M. F. (1991): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 407 (Morón de Almazán) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie), ITGE, Madrid.
- Lomba, L. y Recreo, F. (2007): Análisis preliminar de los acuíferos profundos de la Cuenca del Duero en el contexto del almacenamiento de CO₂. CIEMAT/DPG/CITA/AG/05/2007.
- Lomba, L., Ruiz, C. y Recreo, F. (2003): Proyecto AGP ENRESA 2003-ARCILLA. Actividad:

- López López, M. T.: Proyecto: Correlación del Cretácico Superior en las provincias de Guadalajara y Soria. Plano: Correlación general de sondeos y cortes de campo, Curso Master en Geología del Subsuelo, UCM. En: II Jornadas sobre captura y almacenamiento de CO₂, IGME (2006).
- Maestro González, A. (2004): Estructura y evolución alpina de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica). *Tesis Doctoral*. Excma. Diputación Provincial de Soria. ISBN 84-95099-75-6, 410 pp.
- Marfil, R. y Gómez-Gras, D. (1992): Procedencia y modelo diagenético de las areniscas de facies Utrillas en la Cordillera Ibérica (Umbral de Ateca) y la Meseta Norcastellana. *Rev. Soc. Geol. de España*, 8 (3): 193-214.
- Martín Fernández, M. y Esnaola Gómez, J. M. (1973): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 351 (Ólvega) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie), IGME, Madrid.
- Mas, J. R., Alonso, A. y Guimerá, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La Cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 129-144. En: Maestro González (2004).
- Meléndez, A., Pardo, G., Pendón, J.G. y Villena, J. (1982): Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán durante el Mioceno superior. *Temas Geol. Min.* Inst. Geol. Min. España. 6: 415-429. En: Maestro González (2004).
- Molina, E. y Armenteros, I. (1986): Los arrasamientos Plioceno y Plio-pleistoceno en el sector suroriental de la Cuenca del Duero. *Stud. Geol. Salmant.* Univ. Salamanca, 22: 293-307. En: SIEMCALSA, Editor (1997).
- Muñoz, A. (1993): Análisis del Pérmico y el Triásico en el subsuelo del tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes. *Tesis Doctoral*. UCM.
- Muñoz, A., Ramos, A., Sopena, A. y Sánchez-Moya, Y. (1992): Electrofacies en el subsuelo de la Cuenca de Almazán. *Geogaceta*, 11: 26-30.
- Muñoz, A., Ramos, A., Sopena, A. y Sánchez-Moya, Y. (1995): Caracterización de las unidades litoestratigráficas del Triásico en el subsuelo del tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes. *Cuadernos de Geología Ibérica*, nº 19, 129-171.
- Nozal, F. y Herrero, A. (2005): El Mioceno del Borde Meridional del Corredor Aranda de Duero-Burgo de Osma (SE Cuenca del Duero). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (1-2), 21-37.
- PHILLIPS (1962): Informe de la perforación del sondeo de Alcózar nº1. *Microfichas del archivo del IGME*.
- Platt, N. H. (1990): Basin evolution and fault reactivation in western Cameros Basin, Northern Spain. *Jour. Geol. Soc.* (London), Vol. 147: 165-175. En: Maestro González (2004).
- Pozo Rodríguez, M. y González Casado, J. M. Geología de la Península Ibérica y Canarias. En: Tarbuck & Lutgens (1999): Ciencias de la Tierra. Una introducción a la Geología Física. Prentice Hall, 541-562.

- Prado, A. J., Pérez del Villar, L., Pelayo, M. y Recreo, F. (2007): Modelización del subsuelo de la Cuenca del Duero y selección de formaciones favorables para el almacenamiento de CO₂ en estado supercrítico, CIEMAT/DPE/CITA/AG/08/2007.
- Quintero, I., Mansilla, H. y Martínez, C. (1981): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 348 (San Leonardo de Yagüe) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie), IGME, Madrid.
- Ramos Martín, A. (1989): Geología del Paleógeno y Neógeno en el área de San Esteban de Gormaz (Soria). *Tesis de Licenciatura*, Univ. Salamanca; 166 p. (inédita). En: Maestro González (2004).
- Ramos Martín, A. y Alonso Gavilán, G. (1990): Sedimentología y paleogeografía del Terciario en el área de San Esteban de Gormaz-El Burgo de Osma (Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 3, (1-2): 167-179. En: Maestro González (2004).
- Ramos, A., Sopena, A., Sánchez-Moya, I. y Muñoz, A. (1996): Susidence Analysis, maturity modelling and hydrocarbon generation of the Alpine sedimentary sequence in the NW of the Iberian Ranges. *Cuad. Geol. Ibérica*, 21: 23-53. En Vera, Editor (2004).
- Rey de la Rosa, J. y Rivera Navarro, S. (1981): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 318 (Almarza) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie), IGME, Madrid.
- Rey, C. (2003): Estudio Geofísico de una Cuenca Sedimentaria. La Cuenca de Almazán (Provincia de Soria). Implicaciones Tectónicas. IGME, Madrid, 205 pp.
- Rey, C., Gómez, D. y Tejero, R. (1999a): Cálculo de la anomalía gravimétrica de una cuenca sedimentaria. Su aplicación a la Cuenca de Almazán. *Geogaceta*, 25.
- Rey, C. y Ramos, A. (1991): Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico del sector Deza-Castejón (Soria). *Rev. Soc. Geol. de España* 4, (1-2), 205-125. En: Maestro González (2004).
- Rey, C., Tejero, R. y Gómez, D. (1999b): Estudio de la estructura de la Cuenca de Almazán a partir de datos geofísicos. *Geogaceta*, 24.
- Rigg, A. J., Allinson, G., Bradshaw, J., Ennis-King, J., Gibson-Poole, C.M., Hillis, R.R., Lang, S.C. y Streit, J.E. (2001): The search for sites for geological sequestration of CO₂ in Australia: a progress report on GEODISC, *Appea Journal* 2001-711.
- Ruiz Fernández, V. y Valverde, M. F. (1991): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 377 (Burgo de Osma) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie), ITGE, Madrid.
- Ruiz, C., Recreo, F., Prado, P., Campos, R., Pelayo, M., de la Losa, A., Hurtado, A., Lomba, L., Pérez del Villar, L., Martínez, R., Ortiz, G., Sastre, J., Zapatero, M.A., Suárez, I. y Arenillas, A. (2007): Almacenamiento geológico de CO₂. Criterios de selección de emplazamientos. *Informes Técnicos CIEMAT*, 1106, 100 pp.
- Saenz García, C. (1957): Historia geológica del solar numantino. *Celtibérica*, 13:21-42. En: Maestro González (2004).
- Sanchez de la Torre, L. (1963): El borde mioceno de Arcos de Jalón. *Estudios Geol.*, XIX: 109-

136. En: Maestro González (2004).

Sanchez de la Torre, L. (1974): Cuenca de Almazán. Col. Intem. Bioestratigrafía Cont. Neogen. Sup. Cuat. Inf. Libro-Guía: 29-30. En: Maestro González (2004).

Sanchez de la Vega, A. (1988): Sedimentación continental terciaria del sector suroriental de la Cuenca de Almazán. *Tesis de Licenciatura*, Facultad de Ciencias, Univ. Salamanca: 136 p. (inédita). En: Maestro González (2004).

Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Martín-Serrano, A. y Dabrio, C. (1996): The Duero Basin: a general overview. En: Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics (P. F. Friend y C. Dabrio editores). Cambridge University Press, 183-187.

SHELL (1982): Informe Final del sondeo El Gredal-1. Permiso de exploración de Almazán, Shell España, N.V., SE/EXP, Informe nº S-1035, Madrid. *Microfichas del archivo del IGME*.

SIEMCALSA-Editor (1997): Mapa Geológico y Minero de Castilla y León. E 1:400.000. Junta de Castilla y León. Valladolid. ISBN 84-7846-643-6. Memoria, 459 pp.

Tischer A. (1966): El delta wealdico de las Montañas Ibéricas Occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 81:53-78. En: Maestro González (2004).

Valdebro (1958): Prospección de Soria. Provincia de Soria. *Microfichas del archivo del IGME*.

Valladares, I. (1989): Sedimentología del Cretácico. Mapa y memoria explicativa de las hojas 377 (Burgo de Osma), 378 (Quintana Redonda) y 406 (Almazán) de los Mapas geológicos Nacionales a escala 1:50.000, ITGE.

Valverde, M. F. (1991): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 378 (Quintana Redonda) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª serie), ITGE, Madrid.

Varas, M. J. (1997): Sedimentación continental neógena en el SE de la Cuenca de Almazán (Zaragoza). *Tesis de Licenciatura*. Univ. de Salamanca: 77 p. En: Maestro González (2004).

Vera, J. A. (Editor) (2004): Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.

