



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



TORRIJO DE LA CAÑADA

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un «Geological Survey of Spain», es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria Comercio y Turismo, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

TORRIJO DE LA CAÑADA

Primera edición

MADRID, 1.991

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S.A.

Depósito Legal: M-38018-1991

NIPO: 232-91-001-4

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INTECSA como parte de la Unión Temporal de Empresas, INTECSA-ENADIMSA y dentro del programa Magna, con normas dirección y supervisión del ITGE.

Han intervenido los siguientes técnicos superiores:

Dirección y supervisión

Gabaldón López, V. (ITGE).

Martín Serrano, A. (ITGE).

Autores

Lendínez González, A. (INTECSA). Jefe del Proyecto. Cartografía y Memoria.

Ruiz Fernández de la Lopa, V. (INTECSA). Cartografía y Memoria.

Colaboradores

Rosell, J.; Costa, J. M.; (Universidad de Barcelona)

Gómez, D. y Maestro, E. Sedimentología del Paleozoico y Bunstandstein.

Meléndez Hevia, A. (Universidad de Zaragoza). Sedimentología de carbonatos del Cretácico y Muschelkalk.

Carballeira, J. y Pol, C. (Universidad de Salamanca). Sedimentología del Paleógeno.

Armenteros, I. (Universidad de Salamanca). Sedimentología del Neógeno.

Martín Herrero, D. (INTECSA). Tectónica Hercínica.

Simón Gómez, J. L. (Universidad de Zaragoza). Tectónica Alpina.

Benito Fernández, G. (Universidad de Zaragoza).

Gutiérrez Elorza, M. (Universidad de Zaragoza).

Sancho Marcén, C. (Universidad de Zaragoza). Geomorfología.

Tena-Dávila Ruiz, M. (INTECSA). Minería y Canteras.

Granados Granados, L. (ENADIMSA). Micropaleontología.

ENADIMSA. Laboratorio.

Información complementaria

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del Instituto Tecnológico GeoMinero de España existe para su consulta una documentación complementaria a esta Hoja y Memoria constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	9
1. ESTRATIGRAFÍA	10
1.1. Cámbrico	10
1.1.1. Formación Cuarcitas de Bámbola. Cuarcitas (1). Cámbrico inferior ..	12
1.1.2. Formación Embid y Formación Jalón. Arcillas abigarradas, pizarras y niveles de cuarcita (2). Cámbrico inferior	12
1.1.3. Formación Dolomías de Ribota (3). Cámbrico inferior	14
1.1.4. Formación Huérmeda. Pizarras grises (4). Cámbrico inferior	15
1.1.5. Formación Areniscas de Daroca (5). Cámbrico inferior	15
1.1.6. Formación Almunia. Pizarras (6). Cámbrico medio-superior	16
1.1.7. Formación Valconchán. Cuarcitas inferiores (7). Cámbrico superior ..	17
1.2. Ordovícico	17
1.2.1. Formación Valconchán. Pizarras (8). Tremadociense	17
1.2.2. Formación Valconchán. Cuarcitas superiores (9). Tremadociense	18
1.2.3. Formación Borrachón. Pizarras verdes (10). Tremadociense	19
1.2.4. Formación Deré Areniscas y cuarcitas con niveles pizarrosos. Tremadociense	19
1.2.5. Formación Santed. Pizarras, areniscas y cuarcitas (12). Tremadociense - Arenigiense	20

1.3.	Triásico	21
1.3.1.	Conglomerados y areniscas (13). Facies Buntsandstein	21
1.3.2.	Dolomías tableadas y en bancos (14). Facies Muschelkalk	23
1.3.3.	Margas abigarradas y yesos (15). Facies Keuper	25
1.4.	Cretácico	26
1.4.1.	Formación Arenas de Utrillas (16). Albiense	26
1.4.2.	Formación Arenas, arcillas y calizas de Santa María de la Hoyas (17). Albiense-Cenomaniense	28
1.4.3.	Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos (18). Cenomaniense	29
1.4.4.	Formación Calizas nodulosas de Monterde (19). Cenomaniense-Turonense	30
1.4.5.	Formación Calizas bioclásticas de Jaraba (20). Turonense	31
1.4.6.	Formación Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera (21). Coniaciense-Santoniense	32
1.4.7.	Formación Calizas de Hontoria del Pinar y Formación Calizas del Burgo de Osma (22). Santoniense	32
1.4.8.	Formación Dolomías, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos y Formación Calizas de cantos negros de Sierra de la Pica (23). Campaniense-Maastrichtiense	33
1.5.	Terciario	34
1.5.1.	Paleógeno	36
1.5.1.1.	Conglomerados calcáreos (24). Paleoceno	36
1.5.1.2.	Arcillas rojas y areniscas (25). Paleoceno	37
1.5.1.3.	Calizas, margas y yesos (26). Paleoceno	37
1.5.1.4.	Conglomerado cuarcítico y areniscas (27). Paleoceno-Oligoceno	38
1.5.1.5.	Arcillas rojas y margocalizas (28). Paleoceno-Oligoceno	39
1.5.1.6.	Conglomerados y arcillas (29). Oligoceno	39
1.5.1.7.	Areniscas, margas y calizas (30). Oligoceno	40
1.5.2.	Tránsito Paleógeno-Neógeno	40
1.5.2.1.	Conglomerados poligénicos y arcillas rojas (31). Oligoceno superior-Mioceno medio	40
1.5.2.2.	Calizas y margas blancas (32). Oligoceno-Mioceno medio	41
1.5.3.	Neógeno	41
1.5.3.1.	Conglomerados calcáreos y arcillas rojas (33). Mioceno medio	42
1.5.3.2.	Arcillas, areniscas y conglomerados (34). Mioceno medio	42
1.5.3.3.	Areniscas y arcillas con carbonatos (35). Mioceno medio	43
1.5.3.4.	Arcillas con cantos cuarcíticos (36). Mio-Plioceno	44
1.5.3.5.	Arcillas con cantos calcáreos (37). Mio-Plioceno	44
1.5.3.6.	Calizas (38). Mio-Plioceno	45
1.6.	Cuaternario	45
1.6.1.	Glacis (39). Pleistoceno-Holoceno	45
1.6.2.	Arcillas y cantos sueltos. Terrazas (40). Pleistoceno	46
1.6.3.	Tobas calcáreas (41). Pleistoceno-Holoceno	46

1.6.4.	Gravas y arenas. Aluvial-Coluvial (42). Holoceno	46
1.6.5.	Limos, cantos y arcillas. Conos de deyección (43). Holoceno.....	47
1.6.6.	Limos grises y cantos. Indiferenciado (44). Holoceno	47
2.	TECTÓNICA	47
2.1.	Ciclo Hercínico	47
2.1.1.	Introducción	47
2.1.2.	Primera fase de deformación	49
2.1.2.1.	Macroestructuras	49
2.1.2.2.	Pliegues menores	49
2.1.2.3.	Esquistosidad	50
2.1.2.4.	Lineaciones	50
2.1.3.	Segunda fase de deformación	53
2.1.4.	Deformaciones tardías	53
2.1.4.1.	Pliegues	53
2.1.4.2.	Fallas tardihercínicas	54
2.2.	Ciclo Alpino	54
2.2.1.	Macroestructuras alpinas	56
2.2.1.1.	Borde NE del macizo Paleozoico de Ateca (Sector de Torrijo de la Cañada)	56
2.2.1.2.	Estructura de la zona de tránsito entre el macizo de Ateca y la cuenca de Almazán (Sector de Embid-Deza-Torlengua-Bordalba)	56
2.2.1.3.	Cuenca de Almazán (Sector de Bordalba-Monteagudo)	57
2.3.	Análisis Microestructural	57
2.4.	Interpretación tectónica	61
3.	GEOMORFOLOGÍA	63
4.	HISTORIA GEOLÓGICA	65
5.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	71
5.1.	Minería y canteras	71
5.1.1.	Yacimientos minerales metálicos	73
5.1.2.	Yacimientos minerales no metálicos	74
5.1.3.	Yacimientos energéticos	75
5.1.4.	Rocas industriales	76
5.1.5.	Evaluación del potencial minero de la Hoja de Torrijo de la Cañada .	81
5.2.	Hidrogeología	82
6.	BIBLIOGRAFÍA	86

INTRODUCCIÓN

La presente Memoria de la Hoja Geológica a escala 1:50.000 de Torrijo de la Cañada (24-16) es una explicación del Mapa Geológico al que acompaña y abarca los capítulos de Estratigrafía, Tectónica, Geomorfología, Petrología, Historia Geológica, Geología Económica y Geofísica.

La Hoja está situada al SO de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica cuyas estribaciones ocupan su parte oriental y pertenece administrativamente a las provincias de Soria y Zaragoza.

Morfológicamente es bastante accidentada, sobre todo en los afloramientos paleozoicos y mesozoicos, suavizándose hacia el Oeste y Suroeste, en los terciarios. En ambas zonas se alcanza la cota 1.100 m.

Todos los ríos que la recorren pertenecen a la cuenca Hidrográfica del Ebro, encajándose en los afloramientos paleozoicos y mesozoicos como el Manubles, Carabán y Regatillo o desarrollando valles al atravesar el Terciario, como ocurre fundamentalmente con el Henar y el Nájima.

Las poblaciones más importantes son Torrijo de la Cañada y Deza, que no alcanzan los mil habitantes y que, junto a otros pequeños núcleos, dan a la zona una baja densidad de población cuya actividad principal es la agricultura y la ganadería, con un gran potencial forestal en las zonas montañosas.

Geológicamente, la región comprende en el Este los afloramientos paleozoicos del Macizo de Ateca, a los que se adosan por el Oeste los mesozoicos plegados y a los que recubren en el vértice NE depósitos terciarios de la cuenca de Calatayud. Al Oeste de la línea Deza-Cihuela-Embid se extienden los rellenos terciarios de la cuenca de Almazán.

Como apoyo catográfico para la ejecución de la Hoja se ha tenido en cuenta el Mapa de Síntesis a escala 1:200.000 de Soria (IGME, 1.971 c). Asimismo, se han consultado, los recientes trabajos, de ámbito provincial, realizados por la Universidad de Zaragoza por encargo del Servicio Geológico de la Excm. Diputación Provincial y que amablemente nos han sido cedidos. Al mismo tiempo se han desarrollado los trabajos específicos de este estudio, que además de la cartografía consistieron en: realización de series estratigráficas de campo con análisis sedimentológicos por diferentes especialistas de carbonatos y terrígenos, análisis petrológico y micropaleontológico para la correcta caracterización de las formaciones, inventario minero, etc.

El estudio geomorfológico, que se ha realizado a escala 1:50.000, se presenta en la Memoria reducido a 1:100.000 y permite un conocimiento morfológico y de depósitos superficiales de la región.

La tectónica se estudia analizando independientemente el ciclo Hercínico y el Alpino, que presentan particularidades propias y afectan a distintas formaciones.

Se ha prestado una atención especial al capítulo de Geología Económica, recopilándose la información minera e hidrogeológica existente en el ITGE y en otros organismos, habiéndose hecho un esfuerzo en la identificación de nuevos indicios mineros.

Asimismo, se ha realizado un informe complementario sobre la geofísica de la cuenca de Almazán, en la cual se han recopilado y reinterpretado líneas sísmicas, planificadas con fines de exploración de petróleo, completándose con la realización de sondeos eléctricos verticales. En la figura 1 se indica la situación de los perfiles y sondeos.

1. ESTRATIGRAFÍA

En la presente Hoja afloran los materiales paleozoicos del Cámbrico y Ordovícico cartografiados según las distintas formaciones que tradicionalmente se consideran; el Triás en sus tres facies; el Cretácico superior desde la Formación Arenas de Utrillas hasta la regresión fini-cretácica y el Terciario y Cuaternario que rellenan las cuencas de Almazán y Calatayud.

1.1. CÁMBRICO

La estratigrafía del Cámbrico la estableció LOTZE (1.929) y su biozonación él mismo con SDZUY. Los autores posteriores CARLS (1.962), BARTSCH (1.966), SCHEUPLEIN (1.970), SCHMIDT-THOME (1.968), SCHMITZ (1.971), MANSOURIAN (1.974) y WOLF (1.980) siguen utilizando las formaciones definidas en base a criterios litológicos, y aportan datos paleontológicos para una mejor definición cronoestratigráfica.

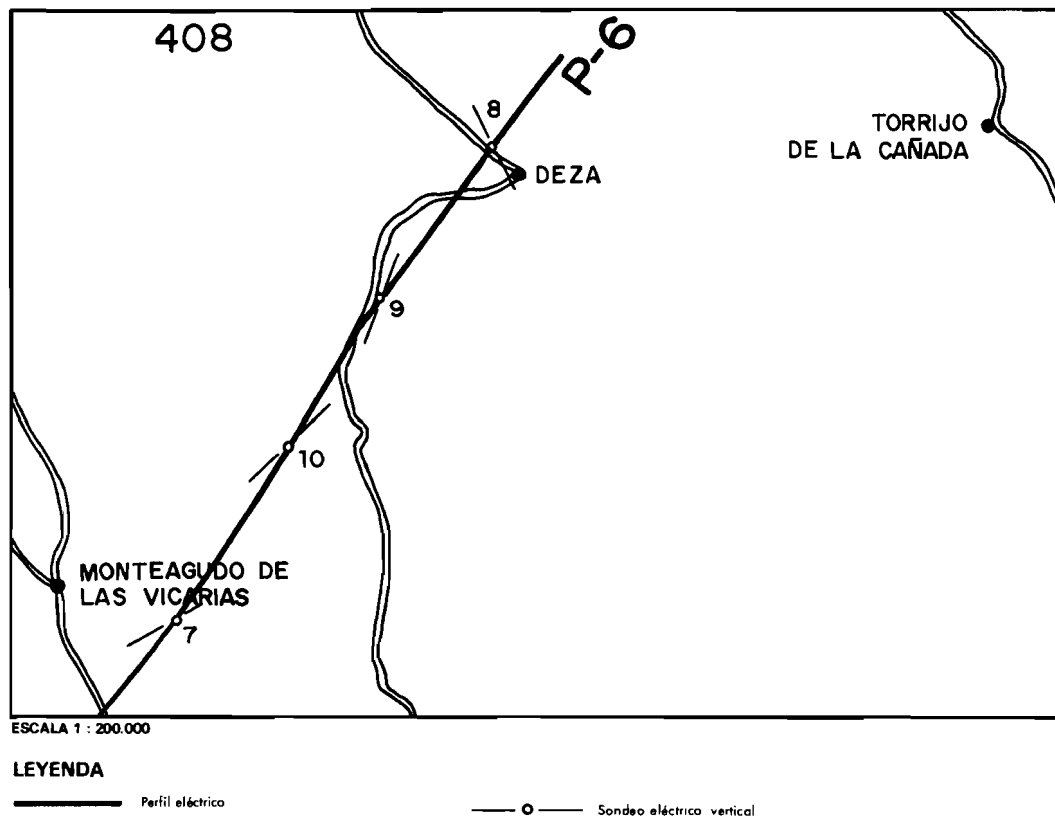


Fig.- 1 Esquema de situación de los perfiles eléctricos y sondeos eléctricos verticales (sew)

Los materiales del Cámbrico afloran al Este de la Hoja y constituyen una banda de dirección N-S, sin poderse precisar por falta de fauna determinativa, su edad concreta.

El estudio sedimentológico realizado por ROSELL, J., *et al.*, y que figura en la documentación complementaria permite separar distintas secuencias que coinciden, en todo o en parte, con las unidades cartográficas (Fig. 2).

1.1.1. **Cuarcitas de Bámbola. Cuarcitas (1). Cámbrico inferior**

Los principales afloramientos de esta formación se sitúan al Este de la Hoja, en los alrededores de Torrijo de la Cañada, donde se han realizado los cuatro cortes que sirven para su caracterización sedimentológica y donde se han podido medir, sin llegar a la base, unos 600 m de serie, dividida en dos conjuntos cuarcíticos separados por un tramo pelítico. Las series parciales permiten definir las características de ambos conjuntos.

El inferior está constituido por cuarcitas en cuerpos masivos de grano grueso, de 1 a 5 m a veces amalgamados, con bases erosivas y techos planos, con estratificación cruzada de gran escala y frecuentemente bimodal.

Hacia el techo los cuerpos están estratificados. Suelen ser barras de 0,5 m sigmoides, separadas por intervalos centrimétricos con estratificación *flaser*. A veces son sigmoides separados entre sí por intervalos con estratificación *flaser* y lenticular. Pueden ser también lentejones de areniscas intercalados con pequeños sigmoides.

En el conjunto superior, los cuerpos cuarcíticos, organizados en ciclos estrato y granocrecientes, están compuestos por sigmoides con intervalos de laminación, *ripples*, bimodales frecuentemente, y abundante bioturbación. Se adivina acreción lateral y las barras están cortadas por canales con estratificación cruzada en surco.

En conjunto, esta formación, podría interpretarse como la superposición de dos sistemas deltaicos separados por un momento de nivel del mar alto (aumento de lutitas). El inferior, dominado enteramente por la acción de las mareas, es decir, deltaico de tipo estuarino (macro o mesomareal), y el superior, mixto, con dominio fluvio-mareal (micro o mesomareal).

Petrológicamente son cuarzoarenitas con escasa matriz arcilloso-micácea, su textura al microscopio es simétrica y heterométrica y están compuestas de cuarzo, sericita, minerales de hierro y apatito.

La ausencia de fauna impide una atribución cronoestratigráfica concreta, pero por correlación con otras zonas se le atribuye a esta formación una edad Cámbrico inferior.

1.1.2. **Formación Embid y Formación Jalón. Arcillas abigarradas, pizarras y niveles de cuarcitas (2). Cámbrico inferior**

Por situarse los afloramientos en una zona fuertemente tectonizada no se han podido separar cartográficamente ambas formaciones. La serie levantada a lo largo del río Carabán, al mismo

	SIST. DEPOSICIONAL	SECUENCIAS	FM. CARTOGRAF.
ORDOVICICO	CHANNEL - - LEVEE " CANALES " LOBULOS	EMBALSE DE LA TRANQUERA	SANTED ⑫
			DERE ⑪
	PLATAFORMA DISTAL DOMINIO DE TORMENTAS	CASTEJÓN DE LAS ARMAS — CARENAS	BORRACHÓN ⑩
			⑨
			VALCONCHAN ⑧
			⑦
	CHANNEL - - LEVEE LOBULOS ABANICO	ATECA DAROCA	ALMUNIA ⑥
			ARENISCAS DE DAROCA ⑤
			HUERMEDA ④
CÁMBRICO	PRODELTA	HUERMEDA	RIBOTA ③
	DELTA CON REGENERACION DE PLATAFORMA	EMBID- -RIBOTA	EMBID - JALÓN ②
	DELTAICO EN REGIMEN MESOMAREAL	BÁMBOLA	CUARCITAS DE BÁMBOLA ①

Fig.- 2 Columna sintética del Paleozoico Secuencias y Fm. Cartografiadas.

tiempo que permite identificar estas formaciones dentro de una secuencia mayor (Embid-Ribota) (Informe complementario) permite estimar su potencia en unos 350 m y suponer el contacto entre éstas y la cuarcita de Bámbola como discordante, dado el brusco cambio de facies.

La serie comienza con pizarras con intercalaciones de areniscas, que por tectonización y alteración presentan colores azulados, grises, verdes y rojos. Las areniscas, intercaladas en bancos de no más de 0,5 m tienen granulometría fina a muy fina y no presentan organización cíclica alguna. Posteriormente, los tramos pelíticos de 5 m de espesor presentan estratificación lenticular.

Se dan grandes superficies con *ripples* cubos de pirita, bioturbación e intercalación de cuerpos areniscosos organizados en ciclos *thickening-coarsening upwards* de 5 a 8 m, que, hacia el techo, presentan frecuentes laminaciones cruzadas planares, con cierto retoque mareal (*sigmoidal bedding*). Ocasionalmente se desarrolla algún nivel de carbonato de 0,3 m con fina laminación.

Sedimentológicamente estas unidades forman parte de una secuencia mayor, Embid-Ribota, representando una plataforma inferior siliciclástica a la que se superpone otra superior carbonatada (Ribota). A su vez la plataforma inferior está constituida por un tramo dominado por tormentas (pelítica), cuyo oleaje ocasiona estratificación *hummocky* sobre el fondo de una plataforma distal. Cuando la tormenta es débil ocasiona delgadas capas de areniscas derivadas de suspensiones turbulentas diluidas. Los niveles areniscosos superiores corresponden a las barras de desembocadura de los canales distributarios de un delta sometido a mareas (micro a mesomareal) y los nivelillos de carbonato se interpretan como depósitos intra y supramareales en momentos de aporte fluvial nulo.

Petrográficamente, las muestras estudiadas son pizarras bandeadas con orientación poco marcada, mínima recristalización metamórfica y compuestas por sericita, cuarzo, turmalinas, circón, apatito y clorita.

La atribución cronoestratigráfica al Cámbrico inferior se realiza por posición estratigráfica y correlación con otras zonas.

1.1.3. Formación Dolomías de Ribota (3). Cámbrico inferior

Aflora al Este de la Hoja, fuertemente afectada por la tectónica de cabalgamiento, ante la que actúa como nivel competente relativo.

Corresponde a la parte final de una secuencia mayor (Embid-Ribota) cuyos términos inferiores se describen en las formaciones anteriores. Su potencia es de unos 80 m.

Se trata de dolomías tableadas y masivas, originalmente calizas, con alguna intercalación de calizas margosas y margas.

La estratificación es de mediana a gruesa marcando ciclos estratocrecientes. Se suelen dar dos tipos de secuencias, una que empieza con base erosiva con cantos de nivel subyacente *ripples* y laminación algal, para terminar en costras ferruginizadas. El otro tipo de secuencia comienza por margas o margo-calizas, encima un término con *ripples* y en el techo un paquete dolomítico,

ocasionalmente brechoide, con estratificación cruzada en surco.

Sedimentológicamente, se trata de una plataforma carbonatada, con la que termina la secuencia Embid-Ribota, que corresponde a una parte proximal, muy somera, oscilante entre el intramareal y el submareal.

Bajo el punto de vista petrográfico, se trata de calcoesquitos de textura pizarrosa, compuestos por sericita, carbonatos, cuarzo, minerales de hierro y circón.

La atribución al Cámbrico inferior ha podido realizarse en la región de Calatayud, donde se han podido clasificar: *Strenuaeva incondita*, *Kingaspis velatus* y *Lusatiops ribotanus*.

1.1.4. Formación Huérmeda. Pizarras grises (4). Cámbrico inferior

Aflora, como las restantes formaciones paleozoicas en la zona Este de la Hoja, dando una banda, de dirección N-S, a lo largo de la cual se encaja el río Carabán. Aunque se han medido 270 m, su potencia es probablemente mayor.

Litológicamente es una monótona serie de pizarras, cuya composición esencialmente es arcillosa, de colores grises y verdes que en la zona basal presenta esporádicas intercalaciones de delgadas capas de turbiditas diluidas y en la zona superior algo más limosa y/o de arena fina.

Aunque tradicionalmente se interpreta como depósitos de llanura de marea, del estudio sedimentológico que figura en la documentación complementaria se pueden extraer los siguientes comentarios: «A juzgar por su desarrollo y potencia, se interpreta como perteneciente a una parte distal de una plataforma siliciclástica; es decir, en un área prodeltaica dominada tan sólo por procesos de tormentas poco intensas.» «La parte superior de la serie podría representar las zonas distales del frente deltaico.»

Petrológicamente, se clasifican como pizarras limolíticas, pudiéndose observar un bandeoado composicional y oblicuo a la estratificación, a unos 50°, y esquistosidad de crenulación. Su composición mineralógica es mica blanca, cuarzo, clorita, minerales de hierro y turmalina.

La atribución cronoestratigráfica, como en otras unidades del Cámbrico donde no existe fauna, tiene que realizarse por posición estratigráfica, en este caso al Cámbrico inferior.

1.1.5. Formación Areniscas de Daroca (5). Cámbrico inferior

Con una potencia de 200 m, esta formación tiene un buen control de campo al estar intercalada entre monotonas series pizarrosas (Huérmeda y Almunia). Está constituida por areniscas de tonos blanquecinos y amarillentos de aspecto masivo y poco cementadas, organizadas en capas entre 0,2 y 0,6 m de potencia y que ocasionalmente pueden alcanzar los 2 m e intercalar pizarras verdes. Tienen grano medio a grueso.

Sedimentológicamente, las secuencias tipo, grano y estratocrecientes representan los lóbulos

deposicionales de un Sistema Turbidítico correspondiente a momentos de *low standing*.

Esta formación comprende el tramo inferior de una secuencia turbidítica mayor y completa (la de Daroca) que continúa hacia techo con Facies Pelíticas, que intercalan cuerpos arenosos con estructura deposicional típica de *channel levee*.

El análisis petrológico realizado en las muestras tomadas en esta unidad la clasifica como meta-limolita, cuarzo-feldespática-micácea, con una composición 50 % de cuarzo, 40 % de plagioclasa y en 10 % de mica (fundamentalmente blanca). Los cristales de cuarzo aparecen soldados unos con otros. Las micas, y ocasionalmente las vetas de cuarzo y los sulfuros oxidados, son los encargados de marcar la esquistosidad.

La ausencia de fauna no nos permite una precisión mayor que la de atribuir a esta formación una edad Cámbrico inferior

1.1.6. Formación Almunia pizarras (6). Cámbrico medio-superior

Con el término genérico de Formación Almunia se ha cartografiado un potente conjunto pizarroso que probablemente incluye unidades bien definidas en otras zonas, pero que por dificultades de afloramiento no es posible independizar aquí.

Estarían incluidas la Formación Valdemiedes, que adopta otras denominaciones como pizarras de Murero, y la Formación Almunia la cual en la zona de Daroca permite la individualización de cinco miembros y que en esta zona se denomina como capas de Acón y Villafeliche.

Litológicamente son pizarras grises y verdes que intercalan areniscas de grano fino y ocasionalmente margas limolíticas con nódulos dolomíticos y piritosos. Las estructuras más frecuentes son laminación de *ripples* y paralela, así como estratificación *lenser* en las pizarras. La bioturbación oscila entre moderada a intensa.

Desde el punto de vista sedimentológico, forma parte de dos secuencias definidas en el informe sedimentológico, que son las secuencias Daroca y Ateca. (Los 700 m del tramo superior de la secuencia de Daroca y los metros inferiores de la secuencia de Ateca, que ya se indica en dicho informe, puede corresponder con lo que ha venido denominándose miembro D de la Formación Almunia.) El tránsito entre ambas secuencias no es posible verlo en ningún punto por lo que la naturaleza del contacto queda indeterminada.

Tanto en una como en otra secuencia, el origen de estos materiales tiene un claro carácter turbidítico; es decir, el proceso que los originó es del tipo transporte/sedimentación, típico de un flujo gravitativo caracterizado por la tracción más la decantación. Serían Facies Turbidíticas de nivel de mar alto, ligadas directamente al Sistema Deltaico del cual, por resedimentación, derivan. La presencia de estructuras *hummocky*, que indica una génesis turbulenta, debida a tormentas en una plataforma lejos de la acción de las mareas y oleaje, ratifican dicha génesis.

El estudio al microscopio permite clasificar los materiales como pizarras limolíticas compuestas por cuarzo, mica blanca, clorita, esfena, turmalina y circón. La estratificación, marcada por el cuarzo forma un ángulo de unos 40° con la esquistosidad marcada por la mica.

La presencia de fauna en las capas de Manubles (equivalentes a Valdemiedes) como *Termierella* sp. y *Acadoparadoxides mureroensis* SDZUY, los trilobites de las pizarras de Murero en la zona de *Pardailhan* y en parte de la zona de *Solenopleurospis* y la no presencia de esta última en las capas de Acón parece que son criterios suficientes para asignar a la Formación Almunia la edad Cámbrico medio-Cámbrico superior.

1.1.7 Formación Valconchán. Cuarcitas inferiores (7). Cámbrico superior

La Formación Valconchán esta constituida, en su conjunto, por dos tramos cuarcíticos separados por un tramo pizarroso y ha sido descrita por SCHMITZ con el nombre de «cuarcita de barrera» o «cuarcita de límite» (Grenzquarzit), ya que en ella está el tránsito Cámbrico-Ordovícico, establecido con fauna por JOSOPAIT en 1.972. La naturaleza cuarcítica de los tramos de techo y muro, y su buena caracterización morfológica, han permitido dividir esta formación en tres unidades cartográficas.

El tramo cuarcítico inferior se ha caracterizado en la carretera de Ateca al pantano de la Tranquera y está formado por tramos métricos, con una organización interna, Tb-a-Ta-e según BOUMA (1.962) y granulometría fina a gruesa. Están retocados en superficie por ondulaciones debidas a laminación de tipo *hummocky*. Presentan organización general estrato y granocreciente, con un espesor mínimo de 0,5 m y máximo de 1,3 m.

En numerosos puntos de la región, a techo de esta unidad, se han encontrado conglomerados. En la presente Hoja y en las series levantadas en la de Ateca (437) no se han encontrado; sin embargo, un poco más al Norte, en la Hoja de Borobia (380), al NE de La Alameda, en los cerros denominados Los Borregos, aparece un conglomerado cuarcítico, redondeado y de centil 4-5 cm, que pudiera corresponder con el que se atribuye al límite Cámbrico-Ordovícico, aunque las malas condiciones de afloramiento no permitan afirmarlo. En un paraje próximo 2 km más al Sur (El Puntalejo) se han observado fosfatos.

Sedimentológicamente, este tramo detrítico forma parte de una secuencia mayor turbidítica como nos indica su estructuración interna, laminación y organización cíclica.

El estudio microscópico de estas cuarcitas permite clasificar petrológicamente la roca como meta-limolitas cuarzo-feldespáticas. Su composición mineralógica es cuarzo, feldespato potásico, mica blanca, biotita, rutilo, turmalina, circón y limolita, siendo la matriz arcillo-micácea escasa (50 %) y el feldespato del orden del 15 %.

En este tramo, JOSOPAIT (1.972) cita *Billingsella jalonensis* y *Cruziana semiplicata* que datan el Cámbrico superior.

1.2. ORDOVÍCICO

1.2.1. Formación Valconchán. Pizarras (8). Tremadociense

Aflora en la zona Este de la Hoja, ocasionando zonas morfológicamente deprimidas en contraste

con las formaciones cuarcíticas infra y suprayacentes. Su caracterización sedimentológica se ha realizado en el corte de la Tranquera (Hoja de Ateca), en las proximidades del cementerio de Castejón de las Armas.

Está constituida por pizarras grises azuladas con intercalaciones de lentejones de arenisca de grano fino a muy fino.

La estratificación es de tipo lenticular, a veces de gran escala, siendo frecuentes los *ripples*.

Sedimentológicamente se incluye esta formación en la serie «turbidítica» de Ateca a la Tranquera, y más concretamente, en el término superior de la Secuencia de Ateca. Se desconocen las plataformas cuya parcial o total destrucción ha dado lugar a estos Sistemas «Turbidíticos», pero el cambio brusco en la vertical desde estas facies diluidas, asimilable a facies de *channel levee*, a capas con facies predominantemente areniscosas de la unidad suprayacente, permiten establecer el límite de una unidad estratigráfica mayor. Las facies diluidas se presentan en capas delgadas, pelíticas y frecuentemente con *slumping*.

Petrológicamente se trata de una pizarra limolítica compuesta de mica blanca, cuarzo, minerales de hierro y turmalina. La recristalización metamórfica es mínima y afecta solamente al material pelítico. Los granos de cuarzo son subangulosos y aparecen rodeados por los productos arcillo-micáceos. La edad de estos materiales se sitúa en el Tremadociense por posición estratigráfica y similitud de facies con otras zonas próximas.

1.2.2. Formación Valconchán. Cuarcitas superiores (9). Tremadociense

Por la morfología tan definida con la que aflora ha podido individualizarse en tres unidades cartográficas (7, 8 y 9), termina con esta serie cuarcítica que origina un conjunto de crestones alineados en la dirección general de la serie, SSE-NNO, partiendo del ángulo inferior derecho de la Hoja.

Tradicionalmente estos niveles cuarcíticos constituyen, junto con las cuarcitas inferiores (7), la «cuarcita límite» (Grenzquarzit), aunque en realidad este nivel de cuarcitas superiores está por encima del límite Cámbrico-Ordovícico.

Esta unidad, que presenta una potencia de entre 150 y 200 m, está constituida por cuarcitas, en capas gruesas a muy gruesas, las cuales presentan retoques con laminación de tipo *hummocky*. La laminación es cruzada o paralela, las estratificaciones *lenser* o *wavy* y presentando, hacia el techo, bioturbación y costras ferruginosas.

Estos materiales forman secuencias positivas que se inician en un cuerpo arenoso, con estructura interna de estratificación cruzada planar y de surco, con superficies erosivas y ocasionalmente laminación paralela, y sobre ellos, materiales más finos por lo general bioturbados.

Sedimentológicamente, esta unidad constituye la base de un sistema mayor turbidítico denominado Secuencia de Castejón de las Armas-Carenas, caracterizado en la carretera del embalse de la Tranquera (1.760 m) en la Hoja de Ateca (437) y en el arroyo del Valle (1.300 m) en la Hoja

de Borobia (380) (Informe Complementario).

Los estudios petrológicos permiten clasificar los materiales de esta unidad como metalimolitas cuarzo-feldespáticas, compuestas por cuarzo, feldespato, productos arcillomíceos y opacos.

Se le atribuye, por posición estratigráfica, una edad Tremadociense

1.2.3. Formación Borrachón. Pizarras verdes (10). Tremadociense

Aflora en una banda paralela a la unidad anterior, presentando una morfología de suaves lomas y zonas abarrancadas. Se ha estudiado en el corte del pantano de la Tranquera.

Los sedimentos dominantes son pizarras y limolitas verdes a negras entre las que se intercalan areniscas y cuarcitas de capas generalmente menores de 1 m, aunque ocasionalmente pueden tener 5 m. La potencia del conjunto en la zona es de unos 800 m.

Las lutitas se presentan bioturbadas, con aspecto masivo y se disponen en estratos con geometría tabular de hasta 20 m. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son laminación cruzada de oscilación y corriente *wavy* y *lense*, y laminación paralela.

Las areniscas intercaladas son de grano fino a grueso dominando el fino hacia el techo. Se presentan en estratos tabulares con bases canalizadas, estratificación cruzada planar de bajo ángulo, laminación paralela de alto flujo y localmente laminación *hummocky*.

Sedimentológicamente esta unidad constituye la Secuencia de Castejón de las Armas-Carenas, depositada en una plataforma distal con dominio de tormentas donde se resedimentan, con una sedimentación tipo «turbidítico» en sentido amplio, los materiales procedentes de un depósito turbidítico proximal.

Estas pizarras, analizadas petrológicamente, se clasifican como pizarras limolíticas y están compuestas de mica blanca, cuarzo (distribuido homogéneamente en un 30 %), clorita, opacos y minerales arcillosos.

Desde el punto paleontológico, SCHMITZ (1.971), JOSOPAIT (1.972) y WOLF (1.980), en sus trabajos sobre esta unidad, señalan la presencia de trilobites, braquiópodos y crucianas como: *Asaphellus* sp., *Dikelocephalina* sp., *Shumardia* sp., *Ectenoglossa* sp., *Lingulepis* cf. *acuminata*. *Cruciana semiplicata*, *Cruziana furcifera* y *Cruziana rugosa*, así como una rica microfauna de acritarcos que permiten asignar estos sedimentos al Tremadociense.

1.2.4. Formación Deré Areniscas y cuarcitas con niveles pizarrosos. (11) Tremadociense

Denominada en la literatura Cuarcita de Scolithus, esta unidad presenta una potencia en la zona de unos 600 m y sigue la alineación general de la serie, encajándose en ella el río Regatillo.

En algunas zonas, siguiendo los trabajos de SCHMITZ (1.971), se pueden independizar tres

miembros, aunque en esta Hoja se ha considerado una sola unidad constituida por areniscas de tonos blanquecinos y amarillentos y niveles pizarrosos, con un nivel cuarcítico en la base que da un resalte morfológico relativo.

Las areniscas y cuarcitas, de la parte inferior, son de grano fino y lajeadas mientras en la superior son de grano medio en bancos de 30 a 80 cm. Presentan estratificación cruzada en surco, laminación paralela, laminación cruzada de bajo ángulo *ripples* de oscilación y estratificación *flaser* que origina techos ondulados y ocasionalmente bioturbación por *Scolithus*.

Las pizarras intercaladas, de aspecto masivo y geometría tabular de hasta 4 m de potencia, intercalan areniscas lenticulares de hasta 5 cm de espesor en los que se pueden observar *ripples de oscilación*.

Sedimentológicamente corresponde al inicio de una nueva secuencia que se superpone a la de Castejón de las Armas-Carenas y da lugar a un nuevo sistema turbidítico completo: las Secuencias del Embalse de la Tranquera. Esta unidad representa las facies de lóbulos de dicha secuencia.

Las muestras tomadas en los tramos pizarrosos dan una composición mineralógica de cuarzo, plagioclasa, clorita, turmalina, circón y rutilo. Se observan fragmentos de argilita marcando la estratificación y una cierta esquistosidad de crenulación a 50°.

Esta unidad ha podido datarse, en zonas próximas, como Tremadociense por la presencia de *Trilobites* (*Asaphellus* sp.) y huellas de *Cruziana semiplicata* y *Cruziana rugosa*.

1.2.5. **Formación Santed. Pizarras, areniscas y cuarcitas (12). Tremadociense-Arenigien-se**

Esta unidad, de la que se han medido en la serie del Pantano de la Tranquera 1.256 m (Informe Complementario), se sitúa entre la Formación Deré y los afloramientos Triásicos, recubriéndose hacia el Norte por los depósitos terciarios.

Está constituida por una alternancia de areniscas y lutitas pizarrosas de tonos ocre y verdosos con intercalaciones de cuarcita de igual tonalidad. Los cuerpos areniscosos, de espesor entre 0,5 y 1 m, se organizan en ciclos estrato y granocrecientes y están formados por capas con secuencias tipo Tb-e y Ta-e y granulometría fina a media. Las lutitas, que tienen, por lo general, un aspecto masivo, se disponen en niveles tabulares de hasta 10 m de potencia que pueden presentar laminación paralela e intercalan niveles de areniscas con estratificación lenticular. Los niveles cuarcíticos, de 1 a 2 m de potencia, presentan escasas intercalaciones de geometría tabular a lo largo de la serie.

Sedimentológicamente esta unidad, que pertenece a la Secuencia del Embalse de la Tranquera, corresponde a un sistema turbidítico con sus correspondientes facies de canales y *channel levee*, ya que la de los lóbulos constituye la unidad anterior.

Las pizarras estudiadas petrológicamente dan una composición de mica blanca, cuarzo, minerales carbonosos y opacos con muy baja recristalización metamórfica. Las areniscas se clasifican como meta-limolitas cuarzosas, con matriz arcillosa que ocupa al menos un 50 % de la roca e impide que los granos de cuarzo se toquen. Entre los opacos se han detectado turmalinas, biotita, rutilo

y circón.

No se han encontrado restos fósiles en esta Hoja, pero en la de Ateca (437) se han identificado faunas que en la base de la unidad permiten definir el Tremadoc y hacia el techo indican Arenig inferior.

1.3. TRIÁSICO

Los materiales triásicos afloran en Facies Germánicas y se localizan en el extremo Nororiental de la Hoja, en una banda de dirección NO-SE y en donde es posible diferenciar las tres unidades del Sistema Facies Buntsandstein, Facies Muschelkalk y Facies Keuper.

Sobre el Triásico de la región existe bibliografía entre las que destacan VIRGILI (1.977) y VIRGILI *et al.* (1.977) que establecen dataciones de las unidades del Triásico, señalando su dicronía, sobre todo en el límite inferior. GARRIDO *et al.* (1.977), quienes establecen el estudio secuencial para el Triás germánico, así como su paleogeografía. VILAS *et al.* (1.977) estudian los afloramientos de los alrededores de Nuévalos. RAMOS (1.979) estudia el Triásico en un sector al Oeste de Molina de Aragón, y más recientemente, CAPOTE *et al.* (1.982) realizan un amplio estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico en un área de la Ibérica próxima al sector de este estudio.

1.3.1. Conglomerados y areniscas (13). Facies Buntsandstein

Esta unidad, que reposa regionalmente mediante una discordancia sobre el Paleozoico, constituye la base de un relieve en cuesta que se alinea NO-SF

Ha sido estudiada por ROSELL *et al.* (Informe Complementario) en cuatro series de las cuales la más representativa es la de la Cañada del Zapatero. En esta serie se han separado cinco tramos (Fig. 3) cuya descripción es la siguiente:

a) 1 m de brecha formada por cantos de cuarcita con una matriz areniscosa y limolítica, unido por una pequeña cantidad de cemento calcáreo. Esta brecha aflora tan sólo en la serie situada más al N de este conjunto, es decir, en la de la Cañada del Zapatero. En el resto de las series, así como en ésta, el techo del Paleozoico se halla profundamente rubefactado.

b) 25 m de tramo pelítico rojo vinoso con pasadas verdosas. En él se intercalan delgadas capas de areniscas de grano fino, a veces bioturbadas, que dan lugar a una estratificación *linsen*. Asimismo, localmente, y repetidas varias veces a lo largo del tramo (tres por lo general), existen intercalaciones de niveles de hasta 40 cm de espesor, finamente laminados, que con reservas, pueden asimilarse a crecimientos estromatolíticos. En el techo presentan siempre encostramientos ferruginosos, así como frecuentemente grietas de desecación. En las capas de arenas finas y muy finas con estratificación lenticular son frecuentes los pseudomorfs de sal.

c) 17 m de tramo compuesto por cuerpos areniscosos intercalados en una serie pelítica. Estos cuerpos areniscosos poseen, por lo general, una granulometría de mediana a fina. Los estratos

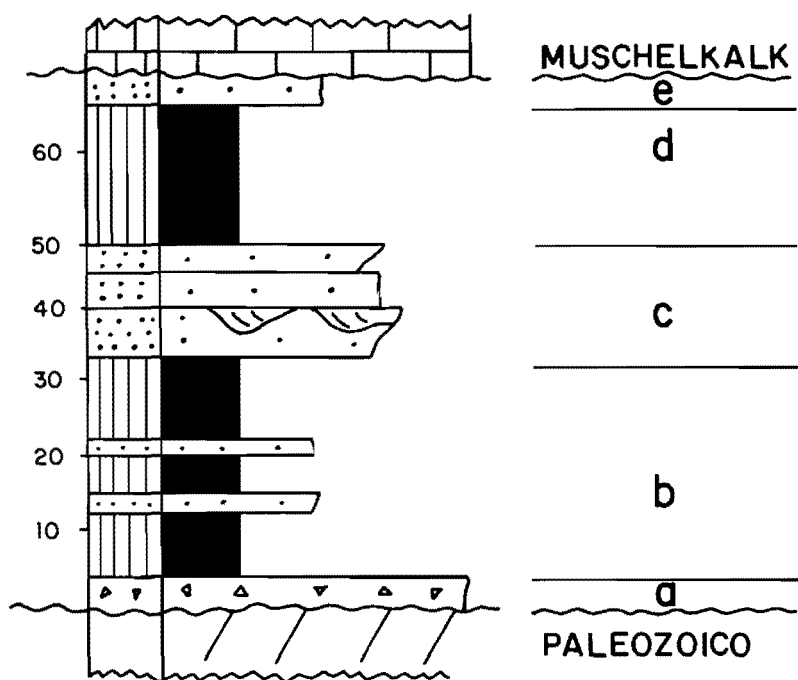


Fig.- 3 Serie sintética de la zona del Bco. del Zapatero.

poseen, como máximo, 50 cm de espesor. Presentan la base plana, neta, a veces, con una acumulación de cantos blandos y el techo ondulado. Intermitentemente existen, por lo general, laminaciones paralelas, aunque en algunos casos no es visible su organización. Algunas veces, a techo se hallan bioturbadas, o bien presentan un encostramiento más o menos desarrollado de minerales de hierro.

Estos cuerpos de arenisca, depositados a partir de flujos gravitatorios, se encuentran en su parte superior, ya reabajados parcial o totalmente por corrientes tractivas, ya cortados por otros cuerpos canalizados con estratificación cruzada, planar o en surco.

d) 15,5 m de capas de arenisca de grano fino a muy fino intercaladas en pelitas, dando lugar a una estratificación *wavy* o *linsen*. Esporádicamente se pueden intercalar capas centimétricas, a la escala de afloramiento, por planos paralelos.

e) 4,5 m Tramo de areniscas blanquecinas, a veces con tonos amarillentos poco cementados; por lo general, a techo presentan un nivel pelítico gris claro, más o menos desarrollado.

f) El techo lo constituyen las facies carbonatadas del Muschelkalk.

Sedimentológicamente, esta serie puede interpretarse como depositada en un medio lacustre en sentido amplio (quizás *lagoon*), probablemente estacional, al que van a parar corrientes acuosas cargadas de sedimentos, construyendo verdaderas barras en la boca de los canales. Estas barras presentan una organización interna a modo de los *crevasse splay*, con un menor desarrollo. Probablemente, se han depositado bajo un régimen de tormentas (estacionales), donde las aguas cargadas de sedimentos iban a parar a una zona deprimida, la que esporádicamente se convertía en un lago. Los canales que cortan las barras quedan fosilizados por el propio sedimento reabajado de la propia barra y este reabajamiento puede efectuarlo la cola de la propia corriente turbulenta.

Las canalizaciones, por lo general, son efímeras y quizás en un único caso se han observado los canales con acreción lateral, que podría corresponder a barras de meandro en un medio con fuertes bajadas del régimen de flujo.

La sedimentación en este área era a impulsos (eventos catastróficos), con prolongadas interrupciones en las que se originaron las abundantes costras ferruginosas existentes.

No se conoce la edad y probablemente corresponde a una serie con muy poco tiempo, representado con lagunas estratigráficas importantes y próxima en sincrónica con la sedimentación en Facies Muschelkalk.

Estas facies de características sedimentológicas similares pueden interpretarse como series deltáicas (delta dominado por procesos de *crevassing*).

1.3.2. Dolomías tableadas y en bancos (14). Facies Muschelkalk

Los afloramientos de los materiales de la «Formación carbonatada media» del Trías en Facies

Germánica se sitúan en la mitad oriental del mapa, en una banda de alineación NO-SE, y están constituidos por una sucesión carbonatada-dolomítica que hacia el techo presenta unas intercalaciones margosas.

De los tres tramos que caracterizan el Trías mediterráneo, presente en gran parte de la Cordillera Ibérica, los materiales aflorantes corresponden en su totalidad al tramo superior (M_3) como ha sido puesto de manifiesto por numerosos autores en regiones vecinas ARRIBAS (1.985), ARRIBAS y PEÑA (1.984) y GÓMEZ (1.985).

Para su estudio se ha realizado un perfil detallado en las proximidades del pueblo de Torrijo de la Cañada. La unidad carbonatada media descansa, mediante un contacto transicional rápido, sobre las areniscas y lutitas del Buntsandstein. Aflora, junto con los materiales infrayacentes, en una alineación NO-SE, y dada su naturaleza dolomítica, constituye la parte alta de un relieve en cuesta característico de la región.

Litológicamente presenta la siguiente sucesión: En la base se encuentra un tramo de 1,5-2 m de potencia de areniscas, margas y dolomías en las que se observa estratificación lenticular y *flaser*, así como laminación ondulada debida a *ripples*. A continuación, y con una potencia de 32 m, aparece una sucesión dolomítica, de aspecto masivo, que constituye un importante resalte morfológico, en la que es posible identificar estratificación *flaser* y laminación paralela y superficies de *ripples* de oscilación en la base, mientras que el resto muestra estratificación cruzada planar y en surco, así como geometría lenticular de dunas. Este tramo intercala niveles tableados y laminados *ripples*, a la vez que se presenta discretamente bioturbado. El siguiente conjunto está constituido por 20-22 m de dolomías estratificadas y tableadas. Los niveles o tramos basales tienen nódulos de sílex, estratificación cruzada planar de pequeña escala, estratificación ondulada y *hummocky*; a la vez que presentan niveles muy laminados debidos a *ripples* de corriente y oleaje. El techo de este conjunto tiene estratificación nodulosa con bioturbación intensa. El techo de la unidad corresponde a una sucesión de margas y dolomías tableadas con superficies onduladas y laminación ondulada, laminación estromatolítica con porosidad fenestral y grietas de desecación.

La interpretación sedimentaria de esta unidad, en función de las facies presentes y de su ordenación, corresponde, en primer lugar, a un episodio de transición entre las facies terrígenas del Buntsandstein y las facies carbonatadas, a través de una llanura mareal mixta, terrígeno-carbonatada de rápido desarrollo.

A continuación la sedimentación se realiza en ambientes submareales dominados por corrientes (dunas, barras, canales) y por el oleaje (superficies onduladas y *ripples*).

Los tramos con nódulos de sílex, laminación estromatolítica y *ripples* con intensa bioturbación se interpretan como sedimentos someros sub a intermareales con clara influencia de oleaje. La existencia de pequeñas barras y estratificación *hummocky* muestra condiciones esporádicas de agitación, tempestitas (marejadas). Estos sedimentos son rápidamente colonizados por organismos bentónicos.

La sucesión de techo con estructuras algales sometidas a exposiciones subaéreas y superficies ondulada y de encostramiento con intercalaciones de margas, muestran condiciones de depósito

someras inter a supramareales y de llanura de fangos asociada lateralmente.

En conjunto, la unidad muestra en la base un rápido impulso transgresivo hasta la instalación de una amplia llanura mareal carbonatada, dominada por corrientes y oleaje, en condiciones submareales. A continuación la sedimentación se realiza progresivamente en condiciones más someras, definiendo para el conjunto una evolución *shallowing upward*. Se pasa de condiciones submareales de alta energía en la base a ambientes sub a intermareales bajo la acción de las olas, con colonización algal y episodios de marejada, a depósitos inter a supramareales con exposición subaérea en el techo de la unidad.

Esta disposición, de tendencia regresiva, se produce por la progradación de los ambientes supramareales sobre los ambientes inter y submareales de alta energía en un contexto de llanura dominada por corriente y oleaje.

1.3.3. **Margas abigarradas y yesos (15). Facies Keuper**

Esta unidad aparece sobre las Facies Dolomíticas del Muschelkalk mediante un contacto concordantes y neto. Sus afloramientos se localizan en los fondos de valle, relacionados con los flancos de las estructuras anticlinales y sinclinales o a favor de alguna fractura.

Litológicamente está constituida por arcillas rojas, margas, limolitas y, localmente, se encuentran niveles de yesos blancos. No se han observado los niveles carbonatados descritos en áreas próximas más al Este.

Su potencia presenta una gran variedad lateral y es difícil de calcular dado su carácter plástico. En la Hoja de Milmarcos, situada al Sur, se han medido 25-30 m, mientras que en la región de Nuévalos, en la Hoja de Ateca, al Este, se han medido 200 m. En los alrededores de Alhama de Aragón no debe de sobrepasar los 25-30 m.

En este área no se ha podido levantar ninguna columna y, por tanto, no se han diferenciado los tramos descritos por VILAS *et al.* (1.977), HERNANDO (1.977) y CAPOTE *et al.* (1.982). Solamente se ha observado el tramo basal que está constituido por lutitas rojas, en las que se intercalan con frecuencia niveles yesíferos y en algún caso niveles de arena de escasa potencia con laminación cruzada.

VIRGILI (1.977) y VIRGILI *et al.* (1.977), atribuyen a estas facies una edad Triásico superior (Carnien-se-Noriense) para la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

El límite superior de la unidad lo constituye en esta región, de manera irregular y discontinua, la Carniolas de Cortes de Tajuña (GOY *et al.*, 1.976) no aflorante en esta Hoja.

Según HERNANDO (1.977), VILAS *et al.* (1.977) y CAPOTE *et al.* (1.982) este tipo de facies presentan unas características texturales y estructurales que permiten su interpretación como correspondientes a depósitos en ambientes de *lagoon* hipersalino o *sebhjas* continentales en clima árido, con etapas de intensa evaporación.

1.4. CRETÁCICO

Los materiales que afloran en la región, pertenecen al ciclo superior del Cretácico que comprende la Formación Arenas de Utrillas en la base, cuya edad en esta región es Albiense-Cenomaniense, y toda la serie carbonatada del Cretácico superior, cuya edad se extiende desde el Cenomaniense superior hasta el Campaniense-Maastrichtiense.

Los estudios sobre el Cretácico de la región son muy extensos, si bien podemos citar: los trabajos de SAÉNZ (1.931), que establece los primeros datos estratigráficos de la región; HERNÁNDEZ PACHECO (1.954), que estudia el Cretácico comprendido entre el Albiense y Senoniense de Alhama de Aragón. SAEFTEL (1.961) marca las líneas paleogeográficas de las Arenas de Utrillas. SAÉNZ *et al.* (1.969) realizan un estudio de detalle en la región de Llumes, situada más al Este. LUNAR *et al.* (1.973) estudian desde un punto de vista petrográfico los materiales Cretácicos de Alhama de Aragón. VILLENA *et al.* (1.974) establecen la síntesis del Cretácico en una parte de la Cordillera Ibérica. MOJICA *et al.* (1.977) establecen el límite Cenomaniense-Turonense en las proximidades del área de estudio. FLOQUET (1.978), en un trabajo de amplitud regional, establece un esquema litoestratigráfico señalando la existencia de dos grandes secuencias que constituyen el megaciclo del Cretácico superior. MOJICA (1.979) divide el Cretácico superior en varias unidades litológicas señalando su correlación con otras áreas. FLOQUET *et al.* (1.981), FLOQUET *et al.* (1.982), MELÉNDEZ *et al.* (1.982), FLOQUET y MELÉNDEZ (1.982), CAPOTE *et al.* (1.982), MELÉNDEZ (1.983) y ALONSO *et al.* (1.985) a y b, realizan estudios de detalle de carácter sedimentológico, así como de carácter paleogeográfico y regional sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica, definiendo las formaciones litoestratigráficas para el sector central, en donde se sitúa la región objeto de estudio.

Los materiales del Cretácico superior afloran en la mitad oriental del mapa. Se presentan suavemente plegados, aunque puntualmente presentan pliegues apretados en flancos verticalizados, alineados NO-SE como en toda la región.

La serie carbonatada del Cretácico superior descansa sobre los materiales terrígenos de la Formación Arenas de Utrillas y se encuentran representadas todas las formaciones que integran dicha serie, desde los materiales terrígeno-carbonatados de edad Cenomaniense hasta las calizas nodulizadas y brechoides de edad Campaniense-Maastrichtiense y que constituyen el techo del Cretácico superior de la región.

Para su estudio se ha realizado un perfil base muy detallado en la localidad de Embid de Ariza, completado con un perfil de detalle a las afueras del pueblo de Embid de Ariza para los últimos metros y otro en las cercanías de Cihuela, para caracterizar depósitos del Santoniense superior-Campaniense, que aparecen dolomitizados en otros perfiles.

1.4.1. Formación Arenas de Utrillas (16). Albiense

Está constituida por arenas o areniscas cuyo componente mayoritario es el cuarzo, la matriz suele ser la caolinita y el cemento feldespático. El tamaño de grano puede variar de muy grueso a fino, e incluso en bastantes ocasiones presentan cantos silíceos dispersos. La coloración varía de blanco a beige y amarillento.

Intercalados con las arenas aparecen niveles lutíticos versicolores (grises, rojizos, verdosos, amarillentos, blancos), que aumentan considerablemente de potencia hacia techo.

También aparecen, a veces, intercalaciones de términos limolíticos, limolíticos arcillosos, arenas microconglomeráticas y microconglomerados.

Las estructuras más frecuentes son la estratificación cruzada a pequeña y mediana escala, laminaciones, niveles de encostramiento ferruginoso, bioturbación y restos vegetales.

La potencia de esta unidad no es constante, apreciándose notables variaciones de un punto a otro de la Hoja. Así, en el afloramiento que se encuentra en las proximidades del río Monegrillo se han medido espesores de 170 m; sin embargo, en el situado al Sur de Calmarza no supera los 50 m de potencia.

El estudio de facies y secuencial de esta formación se ha realizado a partir de la columna levantada al Este de Alhama de Aragón, en la carretera nacional II, kilómetro doscientos nueve.

La base de la unidad se ordena en secuencias positivas constituidas por arenas microconglomeráticas y microconglomerados con cantos redondeados de cuarzo y matriz arenosa, presentan estratificación cruzada planar, de bajo ángulo y, en menor proporción, en surco. La geometría de estos cuerpos es canaliforme y suelen presentar numerosas amalgamaciones. Por encima pasan a areniscas de grano fino, micáceas, con estratificación cruzada planar. Por último, éstas pasan generalmente a lutitas muy bioturbadas y laminadas. Se interpretan como depósitos tipo braided, incluidos, posiblemente, dentro de un sistema de llanura aluvial arenosa, donde habría migración de barras (estratificación cruzada planar) y donde los canales dispersos presentarían cierto grado de sinuosidad (amalgamaciones). Además se aprecia una disminución progresiva de la energía del flujo (lutitas).

El tramo medio de la unidad se encuentra ordenado en secuencias positivas, grano y estratodecrescentes, constituidas por areniscas de grano grueso a fino, micáceas, que presentan estratificación cruzada planar y de bajo ángulo, en algunas ocasiones también en surco. Los cantos silíceos se ordenan según la laminación interna de la estratificación. A techo se aprecian costras ferruginosas debidas a exposición subaérea. La potencia de estos niveles suele ser de 0,5 a 3 m. Por encima aparecen niveles de arenas de grano muy fino que pasan a lutitas laminadas, muy bioturbadas, con restos vegetales, nódulos y costras ferruginosas bien desarrolladas. Su potencia suele ser de 1 a 3 m.

Estas secuencias se interpretan como debidas a depósitos de la zona media de una llanura aluvial, con un sistema de distribución tipo braided, con depósitos de barras (estratificación cruzada planar) originados por corrientes efímeras y dispersas, y canales (estratificación cruzada en surco) que presentan cierto grado de sinuosidad, donde la energía del flujo disminuye progresivamente y se observa la existencia de períodos de exposición subaérea (costras ferruginosas).

Los términos superiores se ordenan también en secuencias positivas, grano y estrato decrecientes. La base está formada por areniscas de grano grueso, que presentan laminación ondulada debida a *ripples*, que pasan a arenas finas con estratificación cruzada debida a *ripples* y estratificación flaser. Éstas a su vez pasan a lutitas blancas o grises con abundante bioturbación, restos vegetales

y laminación paralela. La potencia de estas secuencias aumenta progresivamente en la vertical

Por último, hacia el techo de la unidad, aparecen unas Facies Heterolíticas ordenadas en secuencias positivas, cuya potencia oscila entre 1 y 3 m. El término basal está constituido por areniscas de grano medio, micáceas, con cemento calcáreo, que presentan estratificación cruzada planar, de bajo ángulo y en surco. En los niveles superiores se aprecia laminación debida a *ripples* y un nivel de encostramiento ferruginoso. A techo aparecen lutitas amarillentas con pasadas negras, bioturbadas y con restos vegetales. Se interpelan como secuencias correspondientes a un medio sedimentario con una cierta influencia litoral, lo que hace pensar que nos encontraríamos en una zona más distal del sistema de llanura aluvial, incluso, relacionada con depósitos de estuario (CAPOTE *et al.* 1.982).

En su conjunto esta formación constituye una megasecuencia positiva en la que la base estaría formada por microconglomerados, con estratificación cruzada planar dominante, que pasarían verticalmente a areniscas de grano progresivamente menor, con estratificación cruzada planar y de bajo ángulo, y a su vez éstas lo harían a lutitas bioturbadas con pasadas de areniscas. Esta megasecuencia se puede interpretar como debida a un depósito de llanura aluvial húmeda con cursos de distribución tipo braided, que evoluciona progresivamente hacia zonas más distales, llegando a mostrar una clara influencia litoral.

1.4.2. **Formación Arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas (17). Albiense-Cenomaniense**

Esta unidad constituye el término basal de la serie del Cretácico superior carbonatado. La base se sitúa en los primeros niveles de areniscas carbonatadas con restos bioclásticos y bioturbación. Su límite inferior es, por tanto, un límite gradual. La unidad es heterolítica, constituida por arenas, areniscas, limos, margas y calizas.

La mitad inferior muestra mayor abundancia de terrígenos en lechos de areniscas compactas con bases erosivas y estratificación cruzada con restos de bioclastos y bioturbación, también se encuentra estratificación lenticular y *flaser*, así como laminación cruzada debida a *ripples*.

La mitad superior de la unidad está formada por margas y calizas con bases canalizadas, con bioclastos y bioturbación y niveles con laminación estromatolítica en la parte alta de los estratos.

Contiene bivalvos, gasterópodos, ostrácodos, foraminíferos, algas y equínidos que permiten asignar una edad de Cenomaniense a Cenomaniense superior.

Su potencia en el perfil de Embid de Ariza es de 35 m disminuyendo hasta 30 en Alhama de Aragón, al Sur y aumentando a casi 40 m en Torrijo de la Cañada.

La ordenación de las facies se hace en secuencias métricas de arenisca-marga o caliza-marga, existiendo secuencias mixtas caliza-arena-marga. Se interpretan como depósitos de llanura mareal mixta terrígeno-carbonatadas que pasan progresivamente a depósitos de plataforma interna

carbonatada. Las secuencias, que son de somerización, muestran el paso de ambientes sub a intermareales.

El techo de la unidad viene marcado por un nivel de *Hard-ground* con rudistas.

En las areniscas se han encontrado ostrácodos: *Cytherella paralela* REUSS; *Cytherella postangulata* BABINOT; *Phathycytheris crassa* COLIN; *Veeniacytheris begmudensis* BABINOT; *Cytheris neumannae* COLIN; faminíferos: *Dáxia cenomana* COVILLIER YSZAKALL; *Haphoghamoides* cf. *KIRKI* WCHENDEN; *Hedbergella debriensis* CARSEY; *Quinqueloculina* sp.

En las calizas se han encontrado fragmentos de ostrácodos, ostréidos, gasterópodos, equínidos, algas calcáreas y foraminíferos (miliólidos: *Quiqueloculina* sp.). Sobre ellas afloran margas verdes en las que hay restos de peces (vértebras), ostrácodos, *Cytherella dornoniensis* DAMOTTE; *Cytherella aff. postangulata* BABINOT; *Plathyytheris crassa* COLIN; *Cytheris condemiensis* BREMAN, *Bairdia* gr. *pseudoseptrentionalis* METENS (1.956); y foraminíferos; *Daxia cenomana* CUVILLIER y SZALKALL

1.4.3 Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos (18). Cenomaniense

Se dispone sobre la formación anterior mediante un contacto neto, marcado por la superficie ferruginosa, con acumulación de bioclastos, desarrollada a techo de dicha unidad.

Está constituida por calizas dolomíticas grises y blanquecinas. En la base son *mudstones*, *wackestones* y *packstones* con algunos niveles de margas con estratificación horizontal, ondulada y ocasionalmente nodulosa con una potencia de 25 m que contienen algunos restos bioclásticos, niveles de acumulación a techo de los estratos e intensa bioturbación, presenta igualmente laminación irregular, niveles estromatolíticos, superficies ferruginosas y niveles de encostramiento. Por encima, se sitúan unos paquetes de unos 10 m de dolomías finas y calizas recristalizadas con laminación algal y superficies de encostramiento ferruginizadas, su estratificación es de paralela a ondulada. La parte superior está constituida por 9 m de calizas estratificadas, *packstone*, *grainstone* oolíticos y bioclastos, con fauna de bivalvos, gasterópodos foraminíferos y rudistas, están bioturbadas y presentan niveles ferruginosos y laminados. Su edad es Cenomaniense a Cenomaniense superior

Su potencia total en Embid de Ariza es de 44 m y presenta pocas variaciones de espesor, si bien en Torrijo de la Cañada no alcanza los 40 m

La ordenación de facies en esta unidad se realiza en secuencias métricas. En la base se observan sucesiones granocrecientes con margas y *mudstone-wackestones* algales en la base de *wackestone-packstones* bioclásticas y bioturbados a techo, y secuencia de somerización en las que los niveles estromatolíticos se superponen a las facies bioclásticas y bioturbadas. Éstas se interpretan como generadas en una llanura mareal carbonatada en la que están representados los ambientes sub e intermareales. El tramo dolomítico parece corresponder a una ordenación similar, con los niveles algales a techo de las secuencias. La parte superior de la unidad presenta igualmente una sucesión granodecreciente, situándose en la base las facies *grainstone* bioclásticas y oolíticos,

por encima las facies de *packstone* también bioclásticos muy bioturbadas y a techo unos niveles de *mudstone-wackestone* laminados.

Constituyen una secuencia de somerización tipo *grainy* correspondiente a la acumulación en condiciones de alta energía, de restos bioclásticos, y a la progradación de los ambientes protegidos y bioturbados en condiciones submareales hasta alcanzar ambientes más someros con laminación algal, en el techo de la secuencia.

Se encuentran gran cantidad de restos fósiles: fragmentos de ostréidos, ostrácodos, gasterópodos, equínidos, rudistas y foraminíferos. *Quinqueloculina sp.*, *Triloculina sp.*, *Pyrgo sp.* que permiten datar la unidad como Cenomaniense.

1.4.4 Formación Calizas nodulosas de Monterde (19). Cenomaniense-Turonense

Esta unidad se sitúa concordantemente sobre la Formación Nuévalos, mediante un contacto neto marcado por un cambio litológico, con la aparición de las calizas nodulosas y margas. En la localidad de Embid de Ariza tiene un importante desarrollo, alcanzando 60 m. En este perfil es posible distinguir tres tramos litológicos bien diferenciados.

En la base se diferencian 18 m de calizas nodulosas y margas. Se trata de biomicritas y biocalcarenitas, con texturas *wackestone-packstone*, con estratificación nodulosa, restos de fósiles y fragmentos, así como bioturbación moderada. Contienen bivalvos (rudistas, ostréidos y pecten), equínidos, gasterópodos, foraminíferos y algas. Las margas, que tienen laminación paralela y aspecto noduloso, intercalan niveles de *mudstone* también nodulosos.

A continuación, constituyendo la parte media de la unidad, aparecen 12 m de calizas estratificadas. Son biomicritas y biocalcarenitas con texturas *wackestone*, *packstone* y *grainstone* con bioclastos y fósiles. bivalvos (ostréidos, pectínidos, rudistas), equinodermos, foraminíferos y algas. Los niveles inferiores están bioturbados, en general, tienen estratificación horizontal y hacia techo parecen tener geometría lenticular con acúñamientos laterales de difícil observación.

La parte superior de la formación la constituyen 30 m de calizas nodulosas, biomicritas, *wackestone* con bioturbación y restos fósiles (foraminíferos, bioclastos de bivalvos), calizas, *mudstone* y margas con estratificación horizontal y laminación paralela que contienen pequeños restos bioclásticos, fragmentos carbonosos y bioturbación débil. La edad de esta formación es Cenomaniense superior a Turonense inferior.

La ordenación de facies en la parte inferior de la unidad corresponde a secuencias métricas, con las calizas nodulosas en la base y las margas en el techo, interpretándose como depósitos de plataforma abierta y correspondientes a un impulso transgresivo.

En la parte media de la unidad se observa una secuencia granocreciente, que pasa de ambientes de baja energía en la base a depósitos de alta energía en el techo. Se interpreta como la migración de un *shoal* calcarenítico sobre las facies protegidas de ambientes más internos en un avance transgresivo. Las facies de calizas nodulosas micritas y margas del techo de la formación se

interpretan como los depósitos de la plataforma abierta que se disponen transgresivamente sobre los anteriores.

En general, esta unidad marca dos impulsos transgresivos, claramente diferenciados en ambientes de plataforma abierta y señala el máximo transgresivo en la plataforma Cenomaniense.

En esta unidad son muy abundantes los restos fósiles habiéndose podido caracterizar, en los cortes realizados en esta Hoja y las limítrofes, los siguientes grupos que permiten datar la formación como Cenomaniense-Turoniense: ostrácodos: *Barcia gr. pseudoseptrentionalis* MERTENS; *Cytherella paralela* REUSS; *Cytherella aff. fordoniensis* DAMOTE; *Pterygocythere pulvinata* BREMAN; Foraminíferos planctónicos: *Heddergella debrionensis* CARSEY; *Whiteinella paradubia*; *Whitenella cf. báltica*; Foraminíferos bentónicos: *Ammobaculites subcretacea* CUSHMANY ALEXANDER; *Ammobaculites cf. irregulariformis* BARTENSTEIN-BRAND; y Nanoplancton calcáreo; *Eifellitus turriseiffelii* REINHARDT (1.965); *Lithraphidites carniolensis* DE FLANDRE; *Cretarhalodus conicus* BRAMLETTE & MARTINI; *Cyclagelosphaera margerelii* NOELL; *Prediscosphaera cretacea* GARTNER, *Braarudosphaera regularis* BLACK; *Microrhaldulus decoratus* DEFLANDRE; *Lithraphidites acutus* VEBEEK & MANIVIT.

1.4.5. Formación Calizas bioclásticas de Jaraba (20). Turoniense

Se sitúa de manera neta la Formación Monterde y su base viene marcada por un cambio litológico acentuado, con la aparición de niveles dolomíticos. En el perfil de Embid de Ariza está constituida por 47 m de dolomías en bancos gruesos que se identifican gracias al resalte morfológico acentuado que marca en el paisaje. La dolomitización es una característica regional que impide la observación generalizada de las texturas originales e incluso de la geometría inicial.

Está constituida por dolomías generalmente muy cristalinas, en gruesos bancos que le dan aspecto masivo y en las que es posible reconocer fantasmas de bioclastos (Rudistas, foraminíferos, algas, briozoos). Hacia techo se observan laminaciones y superficies ferruginizadas. Regionalmente se le atribuye una edad de Turoniense-Coniaciense inferior.

Su interpretación sedimentaria es dificultosa, si bien, de manera igualmente regional, se le atribuye una sedimentación en ambientes de plataforma interna-lagoon con desarrollo de *patches* o montículos de rudistas y llanura mareal en una secuencia general de somerización.

Correspondería, pues, a una evolución regresiva en relación a la unidad infrayacente. Constituye la etapa regresiva del ciclo Cenomaniense-Turoniense y su límite superior viene marcado por una discontinuidad puesta de manifiesto en la existencia de un *hard-ground* de amplitud regional.

En esta formación el contenido en restos fósiles es muy abundante, encontrándose bivalvos, ostrácodos, equinoideos, algas, foraminíferos y rudistas en posición de vida que permiten su datación como Turoniense.

1.4.6. **Formación Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera (21). Coniaciense-Santoniense**

Descansa sobre la discontinuidad de techo de la unidad infrayacente. En su base se reconocen unos niveles de arrastre, con brechas residuales que incluyen cantos negros sobre las que aparece una sucesión de dolomías estratificadas en las que se reconocen cantos negros dispersos, laminación, bioturbación y niveles de encostramiento con grietas de desecación y láminas rotas. La parte alta de la formación está constituida por dolomías a veces margosas, finamente cristalinas, en las que se reconocen superficies onduladas con *ripples*, laminación de algas y porosidad fenestral, así como superficies ferruginosas ordenadas en secuencias de 3-4 m de potencia.

Su contenido fosilífero es muy escaso y limitado a la base de la unidad en donde se reconocen algunos foraminíferos planctónicos.

Su evolución sedimentaria muestra las características de depósitos de ambientes someros restringidos de una plataforma interna con predominio de los ambientes inter y supramareales en condiciones hipersalinas.

La potencia de esta unidad es de 80 m.

Se atribuye regionalmente a esta unidad una edad Coniaciense-Santoniense en base a la fauna datada. En nuestra zona no ha sido posible esta datación, aunque se han encontrado restos de ostrácodos, algas calcáreas y miliólidos.

1.4.7 **Formación Calizas de Hontoria del Pinar y Formación Calizas de Burgo de Osma (22). Santoniense-Campaniense**

Sobre la formación infrayacente aparecen de forma neta un conjunto de calcarenitas parcialmente dolomitizadas que adquieren gran desarrollo y que provocan un importante resalte morfológico.

Tiene una potencia de alrededor de 80 m y está constituida por calcarenitas bioclásticas y biocalcarenitas con texturas *wackestone*, *packstone* y *grainstone*, con estratificación horizontal y cruzada. Contienen gran cantidad de restos fósiles, rudistas, algas y foraminíferos (miliólidos). Se ordenan en sucesiones que oscilan entre los 8 y 15 m granocrecientes, con una superficie ferruginosa a techo. Ocasionalmente pueden aparecer niveles margosos en la base de las secuencias.

La edad de esta formación es de Santoniense a Santoniense superior.

Se interpreta como secuencias de somerización por progradación de los ambientes energéticos, de *shoals* bioclásticos y miliólidos, correspondientes a las barras de borde de la plataforma, sobre las facies más finas de menor energía depositadas en la plataforma externa abierta.

Responde a un impulso transgresivo generalizado durante el Santoniense y que se corresponde con el máximo transgresivo del ciclo Senoniense.

La Formación Calizas de Burgo de Osma, que con la anterior forma una única unidad cartográfica,

se dispone, sobre la anterior, mediante un contacto normal transicional rápido marcado por la desaparición de las calcarenitas, que son sustituidas por niveles con rudistas, miliólidos y algas.

Está constituida por calizas estratificadas, parcialmente dolomitizadas en su parte alta, con alto contenido en fósiles. Se ha estudiado en los perfiles de Embid de Ariza y de Cihuela con una potencia de 50 m. Se observan tres facies diferentes que se alternan constituyendo secuencias métricas de somerización.

Las secuencias muestran en la base niveles de rudistas que pueden aparecer como bioclastos, *packstone*, *rudstones*, o como pequeños *patches*, *bafflestones*. Por encima se sitúan las facies de calizas con miliólidos, *wackestones*, generalmente bioturbados, y en el techo suelen aparecer calizas con laminación de algas, porosidad fenestral y ocasionalmente desecación y brechas.

Esta secuencia se interpreta como debida a procesos de somerización por progradación de las áreas inter y supramareales sobre las facies submareales con miliólidos, bioturbación y rudistas, en un ambiente de *lagoon*.

Este *lagoon* quedaría protegido en la parte trasera de las barras calcareníticas desarrolladas durante el depósito de la unidad infrayacente. Constituyen, por tanto, el inicio del ciclo regresivo del Senoniense.

Entre la fauna clasificada, fundamentalmente en el corte de la Jaraba (Hoja de Alhama de Aragón 436), citaremos para la Formación Hontoria del Pinar: *Quinqueloculina* sp., *Cuneolina* cf. *pavonia* D'ORBIGNY, *Dorothia* sp.; *Spirocyclus chofflati* NUN-CHALH, así como restos de rudistas, gasterópodos, ostrácodos y placas de equínidos y para la Formación Burgo de Osma: *Lacazina elongata* NUNIER-CHALMAS; *Rotalia* sp., *Textularia* sp.; *Bigenerina* sp.; *Numnifallotia* sp., *Ammobaculites* sp.

Ésta y otras determinaciones en zonas próximas permiten atribuir una edad a estas formaciones Santiense-Campaniense.

1.4.8. **Formación Dolomías, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos y Formación Calizas de cantos negros de Sierra de la Pica (23). Campaniense-Maastrichtiense**

Descansa concordante sobre la unidad anterior. Su límite inferior está marcado por un cambio litológico importante, por la aparición de dolomías blanquecinas y amarillentas que en la base aún conservan fantasmas de rudistas y miliólidos que desaparecen rápidamente.

Se ha estudiado en el perfil de Embid de Ariza II, situado en la salida Deza a unos 300 m del pueblo, en donde aparece un buen corte en continuidad sobre las calizas de Hontoria del Pinar.

Su potencia es de 30 m y está constituido en su parte basal por 14 m de dolomías y dolomías margosas muy finas que presentan restos bioclásticos en la base y niveles laminados y brechoides hacia techo. La parte media está constituida por dolomías y margas dolomíticas alternantes con superficies de estratificación irregulares. Los últimos 6-8 m corresponden a dolomías y dolomicritas

con moldes de sales, texturas *chicken-wire* y se encuentra deformada por pliegues debidos a *slumps* sinsedimentarios.

Esta sucesión tiene características de depósitos en medio árido hipersalino de *sebhja* costera. La importante alteración de la estructura sedimentaria con importante modificación diagenética está ligada a posibles oscilaciones del nivel freático característico de estos ambientes.

La ausencia de fauna impide una datación precisa, pero regionalmente se le atribuye una edad Campaniense a Maastrichtiense a esta unidad.

Representa el paso de los medios marinos a continentales áridos, en la evolución de la secuencia regresiva Senoniense.

La Formación Calizas con cantos negros de Sierra de la Pica, cartografiada conjuntamente, se sitúa sobre la anterior mediante un tránsito gradual rápido. Se trata de una sucesión de aproximadamente 10 m de calizas, calizas brechoides y calizas nodulares. El perfil ha sido realizado en Embid de Ariza II en donde se encuentra la sucesión normal, con la formación anterior.

Son calizas micríticas, *mudstone* y *wackestone* con abundantes huellas de raíces, y fisuración por desecación que provocan la brechificación y nodulación del sustrato, y se interpretan como depósitos de márgenes lacustres de agua dulce con una importante colonización vegetal, que junto a la emersión por coimatación, provoca la reestructuración del sedimento.

Sobre estos niveles aparece una superficie sobre la que se instala un conglomerado de cantos de caliza procedente de la erosión del Cretácico superior que marca el final del ciclo Cretácico.

Corresponde a los depósitos francamente continentales de agua dulce del final de la secuencia regresiva del ciclo Senoniense.

Se atribuye una edad a estas formaciones de Campaniense-Maastrichtiense en base a precisas dataciones que han podido realizarse en zonas vecinas.

1.5. Terciario

Los materiales terciarios ocupan la mayor extensión de los afloramientos de la Hoja, fundamentalmente al Oeste de una línea N-S que pasa por Embid de Ariza y Deza, aunque también hay pequeños retazos al Sur y Este de Torrijo de la Cañada.

El análisis estratigráfico de los materiales terciarios de esta Hoja, pertenecientes a la cuenca de Almazán, se ve obstaculizado por tres problemas básicos: Monotonías de facies (frecuentemente detríticas), escasez de registro fósil al que recurrir para asignar edades con criterios bioestratigráficos y falta de continuidad de afloramiento entre muchas de las unidades.

Estos hechos condicionan los resultados de dicho análisis, puesto que se carece de criterios cartográficos y bioestratigráficos suficientemente fiables para correlacionar las unidades que se establecen en las diferentes áreas de la cuenca.

Por el conocimiento que se posee de las unidades tectosedimentarias (UTS) de la fosa de Calatayud-Teruel, y por su proximidad geográfica a la cuenca de Almazán, que permite suponer la simultaneidad de sucesos tectónicos y, por tanto, de los dispositivos sedimentarios correlativos a ellos, se ha recurrido a la correlación de las unidades de la cuenca de Almazán con las de la citada fosa, cuya evolución secuencial y temporal es mucho más conocida. Por otra parte, se han tenido en cuenta la dataciones efectuadas en las Facies «Páramo» que aportan datos cronoestratigráficos fiables.

Otros yacimientos conocidos son el de Cetina (ARENAS *et al.*, 1.987), situado en la Hoja 436 (Alhama de Aragón), y el de Escobosa de Calatañazor, que se encuentra en la Hoja 378 (Quintana Redonda). En ambos casos no se tiene constancia de su verdadera situación, y para el yacimiento de Escobosa de Calatañazor la bibliografía indica que se trata de un relleno situado en una fisura kárstica, por lo que la edad determinada no necesariamente debe coincidir con la de los materiales suprayacentes.

La correlación llevada a cabo con los criterios expuestos se ha aplicado a la totalidad de las Hojas que componen la cuenca, y en consecuencia, las atribuciones de los materiales a las distintas UTS pueden aparentemente no tener justificación si sólo se considera información observable en esta Hoja.

Las UTS identificadas y sus edades respectivas son:

UTS T₁: Paleoceno (su base puede pertenecer al Cretácico terminal) (Maastrichtiense).

UTS T₂: Paleoceno-Oligoceno inferior.

UTS T₃: Oligoceno (Sueviense-Arverniense).

UTS T₄: Oligoceno-Mioceno inferior (Arverniense-Ageniense).

UTS T₅ y T₆: Mioceno medio (Ageniense-Aragoniense). Están constituidas por dos hem Ciclos cuya separación no es siempre clara. En algunas Hojas de la cuenca se representa como una sola unidad y en otras se separan.

UTS T₇: No se ha identificado con claridad, aunque probablemente corresponde a los materiales basales de la Facies «Páramo inferior».

UTS T₈: Mioceno superior-Plioceno (Turolense-Rusciniense). Corresponde a la unidad cuyas facies terminales constituyen el Páramo inferior o Páramo 1.

UTS T₉: Plioceno. Comprende los materiales que componen la secuencia del Páramo superior o Páramo 2.

Además de la información mencionada, los estudios más recientes son de GUIZADO *et al.* (1.987), con anterioridad habían estudiado la cubeta de Almazán y áreas vecinas, SÁNCHEZ DE LA TORRE (1.963 y 1.974), IGME (1.971 c) y MELÉNDEZ *et al.* (1.982). También se ha tenido en cuenta el trabajo sobre el Terciario de la cuenca de Almazán, editado por la Excm. Diputación Provincial de Zaragoza y realizado por la cátedra de Estratigrafía de la Facultad de Zaragoza y dirigido por

el profesor D. JOAQUIN VILLENA MORALES.

Se han realizado cinco series del Paleógeno y otras tantas del Neógeno para caracterización de secuencias sin obtenerse de las muestras analizadas grandes precisiones cronoestratigráficas. En la documentación complementaria se incluye el informe sedimentológico realizado para la zona con especial atención al Paleógeno.

1.5.1. Paleógeno

Los materiales del Paleógeno afloran plegados en la depresión del río Henar y en dirección NO-SE en la zona de Bordalba, entre Serón de Nágima y Embid de Ariza.

Se trata de materiales tanto detríticos como carbonatados que se han cartografiado no sólo en función de su litología, sino teniendo en cuenta sus relaciones tectosedimentarias.

1.5.1.1. Conglomerados calcáreos (24). Paleoceno

Afloran en concordancia con los niveles carbonatados del Cretácico terminal a partir de los cuales se originan. En el contacto se puede observar en algunos puntos cómo los primeros niveles están constituidos por bloques angulosos, en disposición caótica, con rellenos de arcilla de descalcificación y superficies ferruginosas que se originaron probablemente por el desmantelamiento de un sistema kárstico poco desarrollado.

La unidad está constituida por conglomerados calcáreos heterométricos, de centil 1 m, de matriz arcillosa roja y microconglomerática. Se presenta masivas o con estratificación horizontal grosera y gradaciones positivas. Las secuencias observadas con mayor frecuencia son granodecrecientes con potencias entre 1 y 8 m, correspondiente las mayores potencias a amalgamaciones de bancos y contactos soldados.

Hacia el techo se desarrollan Facies conglomeráticas en las que disminuye el centil a 25 cm, las potencias de los niveles raramente sobrepasan 1 m y se erosionan por la superficie basal del tramo siguiente, dando amalgamación de secuencias.

La potencia es variable, hasta desaparecer en algunos puntos, como ocurre al Sur de Cihuela, donde se apoyan sobre el Cretácico las Facies Carbonatadas de esta misma unidad. La potencia máxima observada es de 180-200 m en la serie de Embid de Ariza.

La textura es generalmente *clast-supported*, pasando hacia el techo a *mud-support* con imbricación de cantos y aspecto masivo (*debris flow* y *mud-flow*) atribuibles a zonas proximales de abanicos aluviales.

En zonas cercanas se ha detectado un importante desarrollo de *Microcodium* y en algunos niveles carbonatados intercalados, *Vidaliella gerumdensis*, que permiten, por similitud de facies, atribuir estos materiales al Paleoceno y establecer una posible equivalencia con la unidad tectosedimentaria UTS T₁.

1.5.1.2. *Arcillas rojas y areniscas (25). Paleoceno*

Concordante con la unidad anterior y como consecuencia de un cambio de facies en la vertical, se desarrolla un conjunto arcilloso que aflora fundamentalmente al Norte de Deza, en una banda de dirección N-S y con una potencia de unos 80 a 100 m.

Litológicamente son arcillas rojas y pardo rojizas, masivas, que intercalan niveles métricos de areniscas de grano fino o medio rubefactadas. Ocasionalmente se desarrollan Facies Carbonatadas de tonos rosados con límite basal transicional con las facies de fangos y presentan como rasgos más característicos una estructura nodular.

Los niveles de arenas, que se sitúan preferentemente en la parte basal, son silíceas y presentan cantos dispersos que constituyen los *lag* de cantos de relleno de canal.

Se interpreta como una llanura de inundación, a la que llegan los últimos canales del abanico aluvial, constituyendo un estadio intermedio entre el abanico proximal de la unidad anterior y la colmatación carbonatada de la siguiente.

No se ha podido datar, pero se le asigna una edad paleocena junto con las unidades infra y suprayacente, con las que cambia lateralmente.

1.5.1.3. *Calizas, margas y yesos (26). Paleoceno*

Las unidades descritas constituyen un conjunto mayor con características de unidad tectosedimentaria que evoluciona lateralmente y verticalmente hacia una serie carbonatada.

Aflora al Norte de Deza, con una potencia de unos 150 m sobre las arcillas rojas; al Este y Suroeste de Embid de Ariza (300 m), sobre las facies proximales conglomeráticas, y al Sur y Oeste de Cihuela, sobre el Cretácico marino, poniendo de manifiesto su carácter extensivo sobre las demás facies.

En los afloramientos al Oeste de Embid de Ariza se puede observar cómo la serie conglomerática (1.5.1.1.) aumenta sus intercalaciones arcillosas rojas hacia el techo y en los últimos 100 m pasa a ser carbonatada.

Este cambio litológico tiene lugar en un doble abanico de capas que acompañan el plegamiento cretácico. Al mismo tiempo que se suavizan los buzamientos hacia el techo de la serie (de 70° E a 35° S), la dirección de las capas se modifica en un arco de unos 90°, desde una posición paralela al Cretácico (20°), en facies de abanico proximal, hasta una posición perpendicular (120°), en las facies carbonatadas superiores.

Litológicamente está constituida por calizas, margocalizas, caliches y lutitas carbonatadas con rasgos hidromórficos. En la zona NE de Borbalba, por encima de los carbonatos, se desarrollan yesos intercalados en margas verdosas. En la base de la unidad, al Sur de Cihuela, aflora un nivel de poco más de 1 m de lignito que ha sido explotado y que se acuña lateralmente

En el informe complementario se han distinguido para esta unidad ocho tipos de facies distintas, que son: facies de calizas y calizas margosas; facies de calizas travertínicas; facies de margas; facies de arcillas y limos; facies de marcas gris-negras y lignitos y facies de yesos cuya descripción sobrepasa los límites de esta memoria.

Sedimentológicamente corresponde a la implantación de un sistema lacustre somero, con fluctuaciones de nivel que favorecen el desarrollo de fenómenos edáficos. Son facies distales y marginales de los sistemas aluviales representados por las unidades anteriores. La unidad tectosedimentaria responde a un dispositivo paleogeográfico que se inicia con una serie de abanicos aluviales, que en su evolución coexisten con sistemas lacustres marginales a otros sistemas fluviales y finalmente generaliza la implantación de sistemas lacustres.

Las muestras estudiadas no permiten una datación precisa, aunque señalan la presencia de *Microcodium*, ostrácodos y algas. Su atribución al Paleoceno se realiza por correlación con otras zonas.

1.5.1.4. Conglomerado cuarcítico y areniscas (27). Paleoceno-Oligoceno

En discordancia erosiva sobre la unidad infrayacente y afectada por el mismo plegamiento, con lo cual parece paraconforme, se desarrolla una nueva unidad tectosedimentaria en la que se han podido distinguir dos facies: una conglomerática-areniscosa inferior y otra arcillo-calcárea superior, ambas relacionadas entre sí por cambios de facies en la vertical y en la horizontal.

La parte inferior aflora en el flanco Sur del anticlinal de Valdefuentes, al Suroeste de Embid de Ariza, en ambos flancos del anticlinal de Bolbalba y al Sur de Deza en el Barranco de Valdeurtado. El cambio lateral de facies a la unidad carbonatada se puede observar desde Miñana (Hoja de Borobia 380) hacia Deza, a lo largo de la carretera entre los kilómetros 21 y 23.

Se inicia la unidad con un nivel conglomerático de cantos cuarcíticos, de centil 5 cm con matriz arenosa silícea. Hacia techo pasa a areniscas de grano grueso a medio con cantos dispersos o en hiladas marcando cicatrices internas. Los niveles areniscosos intercalan arcillas rojas algo arenosas.

Los cantos, de naturaleza fundamentalmente paleozoica, deben indicar una dirección de aporte del NE, aunque también se han observado en la zona del Norte mezcla de cantos paleozoicos y mesozoicos que denotarían una dirección de aporte N-NE.

Se observan secuencias granodecrecientes, con superficies erosivas internas y asociaciones de secuencias, que indican un depósito fluvial de red trezada que hacia el techo se hace progresivamente más distal, con predominio de las facies de llanura de inundación.

En el informe complementario se señala la posibilidad de que esta unidad se origine por la coexistencia de tres sistemas fluviales.

Se asimila a la UTS T₂ y se le atribuye una edad Paleoceno-Oligoceno.

1.5.1.5. *Arcillas rojas y margo-calizas (28). Paleoceno-Oligoceno*

Esta unidad cartográfica representa el cambio lateral y vertical de la unidad anterior, observable en la carretera de Deza hacia Miñana y el Barranco de Serón, en el centro geométrico de la Hoja.

En los afloramientos situados al Norte de Deza el contenido en areniscas disminuye progresivamente, aumentando hacia el Sur el de arcillas rojas y carbonatos. En los afloramientos de Bordialba la misma evolución litológica se manifiesta hacia el Noroeste.

En Deza la unidad es fundamentalmente carbonatada, aflora sobre los carbonatos de la unidad inferior con una potencia de unos 200 m y se diferencia de ella por presentar facies de calizas travertínicas y margas oscuras con concentración de materia orgánica. Presenta también secuencias lacustres de somerización con facies más carbonáticas y rasgos de exposición subaérea.

Los sistemas fluviales que dan origen a la parte arcillo-arenosa de esta unidad presentan facies de llanura de inundación bien desarrollada que hace pensar en un clima tropical húmedo que favorece la hidrólisis de los silicatos y el desarrollo de perfiles edáficos arcillosos que al desmantelarse dan acumulaciones lutíticas por las que discurren los sistemas fluviales trenzados.

En las facies carbonatadas las condiciones someras, con aparición de caliches y yeso intersticial mesocristalino, permiten proponer lagos con fondos anóxicos de connotación eutrófica, en las partes centrales del sistema, y registros de periodos secos.

Las muestras estudiadas no aportan criterios para su datación, por lo que por criterios de correlación se asimila a la UTS T₂ y se le asigna una edad Paleoceno-Oligoceno.

1.5.1.6. *Conglomerados y arcillas (29). Oligoceno*

Esta unidad, claramente discordante sobre la inferior, como se aprecia en las proximidades del kilómetro veinte de la carretera Deza-Miñana, en el paraje Los Itueros, aflora en una banda NNO-SSE desde dicho paraje hasta la carretera Deza-Boldalba, donde se oculta bajo la unidad siguiente. Su mejor desarrollo se produce en la Hoja de Borobia (308), iniciándose a partir del nivel conglomerático de Mazaterón con una potencia de unos 300 m.

Litológicamente se trata de una sucesión de conglomerados y arcillas-rojizas. Los conglomerados, de relleno de canal tienen base erosiva y cantos calcáreos fundamentalmente jurásicos, lo que les proporciona un color gris-azulado y en menor cantidad areniscas y dolomías del Triásico. El centil es de 15 cm y la matriz arenosa. Estos cuerpos canalizados, que tienen mayor continuidad lateral en la base que en el techo, son granodecrecientes, presentan estratificación cruzada en surco o subhorizontal en la base y en el techo pasan a areniscas masivas o con estratificación cruzada de bajo ángulo.

Las arcillas intercaladas pardo-rojizas presentan ocasionalmente cantos dispersos o son ligeramente arenosas.

Estos materiales y su disposición se interpreta como depósitos de llanura de inundación, donde

se desarrollan sistemas aluviales con canales trenzados que hacia techo adquieren mayor sinuosidad.

La discordancia inferior está ocasionada por la primera fase de compresión o Pirenaica datada como Oligoceno inferior, mientras la unidad siguiente se inicia con la fase Castellana de PÉREZ GONZÁLEZ *et al.* (1.971), datada como Oligoceno Superior. Estos límites cronológicos se han podido ajustar más con las dataciones realizadas en otras zonas que permiten dar a esta unidad una edad Sueviense-Arverniense e integrarla en al UTS T₃.

1.5.1.7. *Areniscas, margas y calizas (30). Oligoceno*

Como cambio lateral de facies de la unidad anterior hacia el centro de la cuenca se ha cartografiado esta unidad que aflora únicamente en el flanco Norte del anticlinal Bordalba-Torlengua.

La unidad se inicia con un nivel de areniscas que se apoyan discordantes sobre los materiales carbonatados y yesíferos de la unidad inferior. La base de estas areniscas, erosiva, es a veces conglomerática de cantos calcáreos y centil 10 cm.

Las areniscas, de grano medio a fino, presentan estratificación cruzada de bajo ángulo y los niveles se hacen más delgados y escasos hacia el techo, donde dominan los materiales margosos y calcáreos que suponen unos 200 m sobre un total de 250 m.

Se interpreta esta unidad como la colmatación de la llanura de inundación por la que aún discurren los últimos cauces la instauración de unas condiciones lacustres restringidas que condiciona la formación de carbonatos

Su edad se ha fijado en Sueviense-Arverniense dentro de la UTS por considerarse cambio lateral hacia el centro de cuenca de la unidad detrítica antes descrita.

1.5.2. **Tránsito Paleógeno-Neógeno**

1.5.2.1. *Conglomerados poligénicos y arcillas rojas (31). Oligoceno superior-Mioceno medio*

En aparente concordancia sobre la unidad anterior y formando abanico de capas, aflora una nueva unidad fundamentalmente detrítica al Oeste de Deza, en el paraje denominado La Vaque-riza, con suaves buzamientos hacia el SO. En el vértice NO, junto a Serón de Nágima, las capas buzan al NE, lo que conformaría un sinclinal posteriormente cubierto en su eje por materiales más modernos.

Se inicia la formación con un potente nivel de canales conglomeráticos amalgamados (10-20 m) de cantos calcáreos, centil 80 cm matriz arcillo-arenosa (matriz-support), con base erosiva que en secuencias granodecrecientes van intercalando arcillas rojas, perdiendo centil y potencia. Los buzamientos se van suavizando hacia techo desde los 25° a los 15° originando una disposición en abanico de capas.

Sedimentológicamente se puede considerar que los primeros niveles se originan en áreas proximales de abanico (*debris-flow*), barras conglomeráticas para evolucionar hacia techo a sistemas *braided* más alejados del área fuente (áreas proximal-media de abanico).

El inicio de esta unidad parece corresponder con la fase de deformación «Castellana» y supondría el inicio de la unidad tectosedimentaria (T_4) que abarca, según la datación establecida en otras zonas, entre el Arverniense y el Ageniense. Se considera de edad Oligoceno superior-Mioceno medio.

1.5.2.2. Calizas y margas blancas (32). Oligoceno-Mioceno medio

Se ha cartografiado, dentro del tránsito Paleógeno-Neógeno, esta unidad carbonatada que corresponde al cambio lateral hacia el centro de la cuenca de dos unidades detríticas que en los bordes aparecen discordantes (29 y 31).

Se trata de una serie de calizas y margas blancas que en suaves anticlinales y sinclinales ocupan la zona Oeste de la Hoja, entre Torlengua y Monteagudo de las Vicarías.

Las calizas, que dan resalte morfológico, están intercaladas entre las margas en bancos de 1 a 3 m. Presentan en ocasiones nodulación, laminaciones de origen algal y desarrollo de grietas de desecación. Las margas, que pueden ser verdosas o pardas, intercalan niveles carbonosos y yesos en niveles que no sobrepasan los 15 y 50 cm, respectivamente.

Esta unidad se inicia con un nivel detrítico en la base que se observa en el camino de Bortalba al Molino de los Frailes y que está constituido por un conglomerado calcáreo de centil 10 cm y cantos fundamentalmente jurásicos con matriz arenosa y niveles de arenisca gruesa con una potencia total de 15-20 m.

Salvo estos niveles, que pueden considerarse como facies medias-distales de abanico, el resto de la unidad son facies distales-lacustres y los niveles evaporíticos corresponderían a facies de *playa lake*.

A este conjunto cartográfico, en el que consideramos incluidas dos unidades en Facies Distal, se le atribuye una edad Oligoceno-Mioceno medio al tomar el límite cronológico inferior de la primera unidad y el superior de la segunda, a falta de mejor determinación paleontológica.

1.5.3. Neógeno

Aunque el afloramiento de materiales pertenecientes a este subsistema ocupa una gran superficie de la Hoja, no ha sido posible estudiarlo con detalle, ya que estos depósitos son fácilmente erosionables y evolucionan a relieves regularizados por el Cuaternario. Se utiliza para su caracterización sedimentológica la información procedente de las series parciales levantadas en las Hojas de Aragón (436) y Arcos de Jalón (435).

1.5.3.1. *Conglomerados calcáreos y arcillas rojas (33). Mioceno medio*

En discordancia angular sobre la unidad de conglomerados azulados o sus cambios laterales, se deposita una nueva unidad conglomerática que tiene su mejor representación como relleno del sinclinal que con dirección SE-NO ocupa la zona NO de la Hoja, en los parajes denominados cerro Santo, El Chaparral y Rezaderos.

Aflora también en el borde NE de la Hoja, constituyendo los sedimentos de borde de la cubeta de Catalayud.

En esta zona son canales de cantos rodados de cuarcita, arenisca y caliza en bancos de 1,5 a 2 m, alternando con niveles limoarenosos.

Su carácter erosivo y discordante hace que se apoye indistintamente sobre unidades del tránsito Paleógeno-Neógeno o sobre los oligocenos, apreciándose mejor la discordancia en el borde SO del afloramiento.

Está constituida por conglomerados calcáreos (90 %) de cantos cretácicos y jurásicos, y silíceos (10 %) centil 30 cm y matriz arcillosa, que alternan con niveles de arcilla calcárea muy roja.

Los conglomerados de poca continuidad lateral y potencia no superior a 3 m están poco cementados, dan secuencias de canal granodecrecientes y ocasionalmente desarrollan en el techo caliches.

El conjunto conglomerático corresponde a un ambiente con desarrollo de barras longitudinales dentro de un sistema de curso *braided* que en épocas de inundación origina las Facies Lutíticas.

En cuanto a su atribución cronoestratigráfica, por correlación con zonas vecinas se considera como Mioceno medio y correspondería a las facies proximal-medias de dos abanicos claramente diferenciados en el tiempo, cuando las facies son más distales en las UTS (T_5 y T_6) como se verá en las unidades siguientes.

La naturaleza conglomerática de esta unidad no permite apreciar una probable discordancia interna por reactivación de la tectónica, que, sin embargo, en facies más distales es identificable y permite la separación de las unidades (34) y (35).

1.5.3.2. *Arcillas, areniscas y conglomerados (34). Mioceno medio*

La unidad aflora únicamente en la esquina SO, a ambos márgenes del río Nagima y en el Sur de la Hoja entre las carreteras de Ariza y de la Cetina.

Aunque su base no aparece en la zona y, por tanto, su potencia queda indefinida, el techo coincide con un cambio granulométrico importante que se sitúa alrededor de la cota setecientos ochenta, la cual supone la paraconformidad que separa esta unidad de la suprayacente.

Litológicamente está constituida por tramos de conglomerados y areniscas en un conjunto de arcillas de tonos grises y rosados. Los cantos son silíceos, bien redondeados, con centil entre 8

y 12 cm y matriz arenosa.

Las arcillas, abundantes en esta unidad, se desarrollan más notablemente en la parte superior de los tramos, alcanzando un espesor de 15 m.

A techo de los tramos se encuentran frecuentemente carbonatos con alto contenido en arena.

Estos tramos se disponen en secuencias positivas en las que las bases de los niveles detríticos presentan geometría canaliforme, observándose estratificaciones cruzadas y *lag* de cantos. Los finos con que termina la secuencia son de naturaleza limo-arcillosa y masivos.

Se interpreta como una llanura lutítica surcada por frecuentes canales y en la que ocasionalmente se producen zonas de encharcamiento.

Recientemente, ARENAS, C., *et al.* (1.987) señalan la presencia de fauna en los niveles carbonatados. Se trata de gasterópodos: *Lymneca sp.*; tallos de caráceas: *Stephanochara sp.*; *Spaerochara aff. himeri*, así como restos clasificables de vertebrados y polen que datan Mioceno inferior-medio.

Por correlación con otras zonas y dataciones de rupturas tectosedimentarias se puede precisar más en la atribución cronoestratigráfica y se le asigna una edad Mioceno medio dentro de las UTS (T₅ y T₆).

1.5.3.3. Areniscas y arcillas con carbonatos (35). Mioceno medio

Esta unidad ocupa el cuadrante Suroccidental de la Hoja y se sitúa en paraconformidad con la unidad anterior mediante un cambio granulométrico brusco que se localiza en torno a la cota setecientos ochenta y es visible en la vecina Hoja de Alhama de Aragón (436), entre Cetina y Santa María de Huerta.

La unidad se inicia con un tramo de conglomerados de color rojizo, con cantos cuarcíticos (70 %) y calcáreos (30 %), muy redondeados y de matriz arenosa, que ocasionan un escarpe fácilmente identificable en la zona.

Sobre dicho conjunto detrítico de unos 8 m aparece un tramo fundamentalmente arcilloso de unos 20 m, el cual intercala niveles arenosos de grano fino, poco cementados y con un *lag* de cantos en la base.

En el techo, la unidad termina en un conjunto carbonatado visible en los alrededores de Montea-gudo de las Vicarías que bordea los relieves que se extienden entre esta localidad y Borbaldá.

Son calizas, margocalizas y arcillas calcáreas, fundamentalmente blancas y ocasionalmente grises oscuras, con acumulación de materia orgánica que en la Hoja de Arcos de Jalón (435) pasan a ser arcillas y arcillas yesíferas.

Sedimentológicamente, esta unidad supone una reactivación del sistema deposicional Neógeno relacionado con un cambio climático o distensión tectónica. Sus características de detalles se

aprecian mejor en la Hoja de Arcos de Jalón (435) y Alhama de Aragón (436), pero en conjunto suponen una sedimentación de canales tipo *braided* con bases erosivas y barras de cantos que terminan con un gran desarrollo de depósitos limo-arcillosos correspondientes a llanuras de inundación, sobre las que se producen zonas de encharcamiento.

El conjunto se interpreta como de un régimen de abanico aluvial en facies medias y distales. (Llanuras aluviales con cursos meandriformes.)

La atribución cronoestratigráfica al Mioceno medio se realiza por correlación con otras zonas, ya que el contenido paleontológico de la unidad no permite datación alguna. Se data la base como Aragoniense en función a una reactivación que con dicha edad de produce a nivel general y que marca el inicio de las UTS T₅ y T₆.

1.5.3.4. *Arcillas de cantos cuarcíticos (36). Mioceno-Plioceno*

Se ha cartografiado una extensa superficie de esta unidad entre Bordalba y el límite inferior de la Hoja, y otra, con menor extensión pero mayor potencia, en el cerro de Peñarrubia al Norte de Cihuela.

Se apoya discordante sobre las unidades terciarias inferiores y está constituida por arcillas rojas-marrones con intercalaciones de conglomerados o cantos sueltos cuarcíticos, subredondeados de 15 cm de centil. Las arcillas son masivas y los conglomerados, cuando existen, son lechos canaliformes de hasta 1 m de espesor sin estructura interna y con imbricación de cantos.

Son depósitos pertenecientes a facies de abanico aluvial medio cuyo área fuente, netamente paleozoica, está situada al E y NE. Presenta flujos densos clastosoportados en la base que se organizan algo mejor en el techo.

Su edad, que no se puede determinar por contenido faunístico, se establece en relación con las unidades infra y suprayacentes como Mioceno-Plioceno.

1.5.3.5. *Arcillas con cantos calcáreos (37). Mioceno-Plioceno*

Se cartografía esta unidad al Norte de Deza en pequeños cerros testigo a ambos márgenes del río Henar

Se trata de un conjunto de arcillas rojas que engloban cantos calcáreos, fundamentalmente, aunque en ocasiones pueden ser mixtos. El centil es de 30 cm y se pueden organizar como canales conglomeráticos con base erosiva, aunque en general son cantos brechoides cementados. Se desarrollan en el techo niveles edáficos carbonatados que dan la morfología de los páramos.

Su estudio sedimentológico es difícil de realizar por las condiciones de afloramiento, pero se puede decir que estos depósitos corresponden a facies muy proximales de abanico aluvial con el área fuente localizada, presumiblemente en los relieves mesozoicos situados al Este y Sur del afloramiento.

Se atribuyen por posición estratigráfica al *Mioceno-Plioceno*

1.5.3.6. Calizas (38). *Mioceno-Plioceno*

Aflora esta unidad, en pequeños retazos sobre la unidad 376 en los parajes de Venta de la Zorra, Malanquilla y al Norte del arroyo del Regatillo.

Estos depósitos carbonatados están constituidos por calizas grises y blancas y margocalizas, igualmente blancas, con una potencia que no supera los 10 m.

Se trata, sin duda, de carbonatos de origen lacustre posiblemente depositados en zonas de interabanicos o colaterales a éstos.

Su contenido faunístico, característico de este tipo de depósitos, está constituido por gasterópodos y bivalvos, y no ha permitido una datación cronoestratigráfica concreta, por lo que ésta ha de realizarse por la posición que ocupa respecto a las unidades infrayacentes.

1.6. CUATERNARIO

No se encuentran en la Hoja grandes superficies cuaternarias. Sin embargo, hay zonas donde los glaciares se desarrollan más, recubriendo los afloramientos terciarios; los conos y tobas tienen un ámbito más específico y las terrazas sólo se desarrollan en el río Nagima; los cuatro niveles de terrazas que se reflejan en el plano geomorfológico, y con objeto de facilitar la lectura del mapa geológico, se han agrupado en uno solo.

Se cartografía finalmente una zona cuaternaria al Este de Deza, que, aunque con poco espesor, tiene una extensión apreciable y recubre casi a modo de suelo los afloramientos paleozoicos entre Deza y Torrijo de la Cañada.

1.6.1. **Gravas poligénicas. Clacis (39). Pleistoceno-Holoceno**

Repartidos por toda la Hoja existen unos depósitos con morfología de glaciares que en la zona del río Nágima están ligados al sistema de terrazas y enlazan con las más antiguas. Se desarrollan también a partir de los relieves mesozoicos en el área Sur de Embid de Ariza.

Su composición litológica es función del lugar de procedencia. Son gravas redondeadas ocasionalmente cuarcíticas y más normalmente mezcla de cuarcita y calizas, sueltas así como dispersas en una matriz arcillo-arenosa.

Ocasionalmente algunos niveles presentan encostramiento que suelen significar la superposición de varios niveles de glaciares en condiciones climáticas apropiadas.

1.6.2. Arcillas y cantos sueltos. Terrazas (40). Pleistoceno

Se desarrollan casi exclusivamente en los márgenes de la arteria principal, el río Nágima, que recorre la Hoja de N a S en su parte más occidental.

Aunque se han podido distinguir hasta cuatro niveles escalonados y se han observado potencias de hasta 5 m, para una mayor claridad cartográfica se han agrupado en un solo nivel. En el mapa geomorfológico que se acompaña quedan reflejados cada uno de ellos.

Están constituidas por cantos cuarcíticos dominando sobre otras litologías, incluidos en una matriz arcillosa y ocasionalmente areno-limosa. Los cantos pueden tener envueltas carbonatadas, imbricación de cantos y ocasionalmente estratificación cruzada y laminación.

Su origen es claramente fluvial, constituyendo antiguos depósitos *braided* y de llanura de inundación sobre los que se va encajando el río.

1.6.3. Tobas calcáreas (41). Pleistoceno-Holoceno

Muy localizado en el paraje denominado Fuentes de San Ronquillo, unos 4 km al Sur de Deza, junto a la carretera Deza-Cihuela, se ha desarrollado una acumulación de tobas calcáreas.

Se trata de tobas de musgo micríticas más o menos grumelares, tobas estromatolíticas con cemento calcáreo que presentan estructura fibrosa y calizas bioconstituidas con restos vegetales.

Son frecuentes las laminaciones, generalmente estromatolíticas. También pueden encontrarse facies de rápidos y cascadas. En general estos depósitos presentan una karstificación posterior, la cual origina precipitación de carbonato laminar.

El origen de la unidad debe situarse en el drenaje de los relieves mesozoicos, cuyas aguas carbonatadas precipitan al romperse el equilibrio físico-químico, por cambios bruscos en la temperatura asociados a un desarrollo biológico en estos lugares que dan lugar a procesos de precipitación de carbonato de tipo bioquímico.

1.6.4. Gravas y arenas. Aluvial-coluvial (42). Holoceno

El aluvial actual que se desarrolla en los cauces fluviales no tiene una gran representación cartográfica, ya que los ríos no son muy importantes o discurren encajados. Únicamente tienen un aluvial de mayor entidad el río Nágima en su recorrido por la Hoja, el río Henar al Sur de Embid de Ariza y al Norte de Deza.

Litológicamente son gravas, arenas y arcillas sin una disposición determinada, estando en permanente evolución en función de las avenidas de agua que se producen periódicamente.

Son depósitos de llanura de inundación y su potencia no sobrepasa los 2 m, salvo en el aluvial correspondiente al río Nágima, donde alcanza una potencia de 8 m.

Ocasionalmente se desarrollan barras de gravas y cauces abandonados que se rellenan de los mismos materiales que constituyen el aluvial, aunque presentan una cierta organización.

1.6.5. Limos, cantos y arcillas. Conos de deyección (43). Holoceno

Repartidos por todo el ámbito de la Hoja, aunque sólo se han cartografiado los más importantes, existen unos depósitos que presentan una morfología en pequeños abanicos: son los conos de deyección.

Pueden presentar una litología de cantos subangulares a subredondeados de cuarcitas y pizarras, empastados en matriz limo-arcillosa, o si se forman a partir de relieves terciarios son cantos redondeados, tanto cuarcíticos como calcáreos.

Genéticamente están relacionados con pequeños cauces estacionales que pierden su poder de transporte rápidamente al variar las condiciones topográficas de su curso o en las confluencias con otros cauces. Se originan, por tanto, en las desembocaduras de los cursos intermitentes.

1.6.6. Limos grises y cantos. Indiferenciado (44). Holoceno

En una amplia zona al Este de Deza y sobre las unidades paleozoicas se ha cartografiado como Cuaternario indiferenciado un conjunto de limos y cantos que tapizan dicha área.

Son limos grises y cantos angulosos, generalmente del sustrato al que tapan, originados en una zona aparentemente endorreica como indican su toponimia, «Las Lagunillas», y la existencia de una acequia de drenaje por la Cañada de Caminegro.

Su potencia no sobrepasa los 2 m y en algunos puntos puede considerarse como la alteración superficial de los niveles pizarrosos del Paleozoico.

2. TECTÓNICA

2.1. CICLO HERCÍNICO

2.1.1 Introducción

Los materiales paleozoicos existentes en la Hoja de Torrijo de la Cañada forman parte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, que, junto con la Rama Aragonesa, delimitan geográficamente la Fosa de Calatayud.

En conjunto, los sedimentos se encuentran en la prolongación hacia el SE de la zona Astur-Occidental Leonesa del Macizo Hespérico (JULIVERT *et al.*, 1.972).

Estos sedimentos del zócalo se han visto afectados por una primera fase de deformación Hercínica

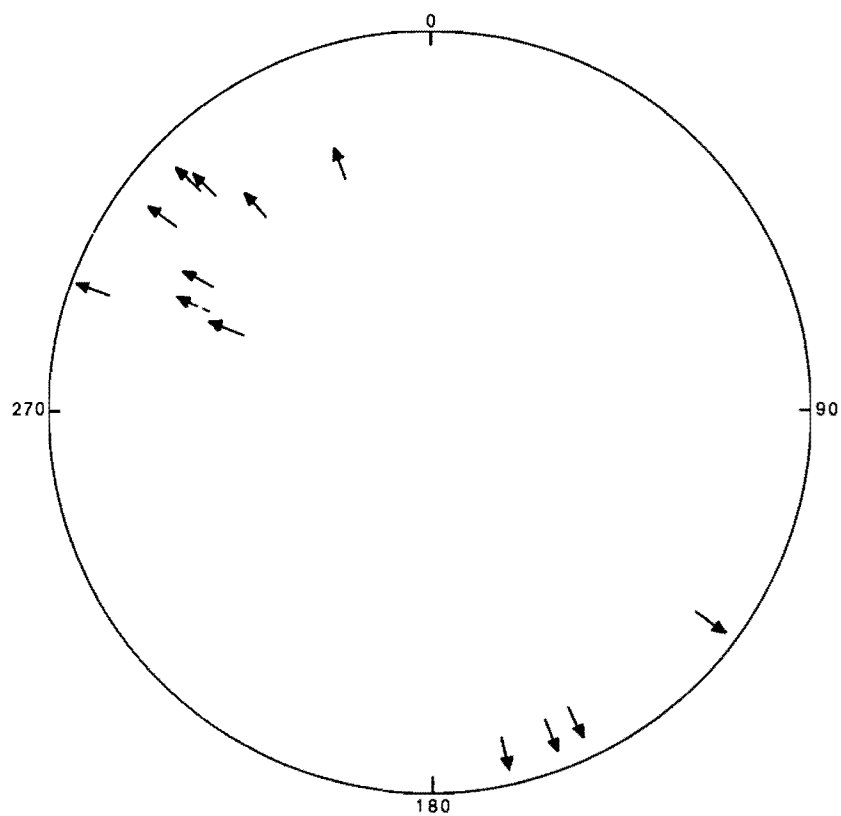


Fig.-4. Representación estereográfica de ejes de pliegues menores de fase I

que da lugar a las estructuras visibles tanto a nivel puntual como a gran escala. Los pliegues existentes tienen una dirección general ONO-ESE y una vergencia hacia el NE. Hay que destacar la existencia de una esquistosidad de plano axial asociada a dichas estructuras, muy bien desarrolladas en todo el área del estudio.

La segunda fase se encuentra representada por cabalgamientos y fracturas inversas de dirección NO-SE que cortan ligeramente a las estructuras de primera fase y que están bien desarrolladas a escala regional dentro de la Cordillera Ibérica IGME, 1.981; CAPOTE, 1.982; CAPOTE y GONZÁLEZ LODEIRO, 1.983 y TEJERO, 1.987).

Por último, tienen lugar diversas deformaciones tardías que originan a nivel puntual pliegues métricos de amplio radio con dirección de traza axial N 50-70° E, crenulaciones con igual dirección y a nivel general intensa fracturación con direcciones preferentes N 20-70° E y N-100-140°.

2.1.2. Primera fase de deformación

Los sedimentos de zócalo existentes sufrieron una primera fase de deformación hercínica, la cual ha dado lugar a las estructuras más marcadas en toda la región, mediante pliegues que llevan asociados una esquistosidad de plano axial.

2.1.2.1 Macroestructuras

Los afloramientos paleozoicos existentes en la Hoja corresponden a sedimentos de edad comprendida entre el Cámbrico inferior y el Ordovícico inferior, que se encuentran situados en los flancos S de una estructura anticlinal cuya traza axial lleva una dirección ONO-ESE que se sitúa en las proximidades de la localidad de Torrijo de la Cañada.

Los materiales del núcleo corresponden a las cuarcitas de Bámbola de edad Cámbrico superior, que juntamente con los distintos tramos cartográficos de igual edad y los del Ordovícico inferior, se ven fracturados y/o cabalgados a lo largo de lo que correspondería ser el flanco S de dicha estructura IGME (1.981) y (1.983) IGME (1.987).

A lo largo de toda la banda paleozoica hacia el SO, que corresponde con la terminación Noroccidental de la Rama Castellana, la serie se dispone monoclinamente con buzamiento Sur con pequeños pliegues métricos a nivel puntual.

2.1.2.2. Pliegues menores

La mayoría de los pliegues menores observados corresponden a la primera fase de deformación hercínica.

Los mejores ejemplos se han observado en las formaciones del Cámbrico superior, localizados en la zona próxima a los grandes cabalgamientos del SO de Torrijo de la Cañada.

En la figura 4 se ha representado la proyección estereográfica de los ejes de los pliegues menores que indican una dirección N110-140° E y buzamientos comprendidos entre 4 y 30°, y otra dirección general N 156-168° E con plunges entre 4 y 15°. Las variaciones en cuanto a dirección y buzamiento existente vienen originadas tanto por los efectos de la fase como por las deformaciones tardías existentes en el área.

Por otra parte, en la Hoja de Alhama de Aragón (436) y a una distancia de 1-2 km de borde Sur de la que nos ocupa, se encuentran pliegues de este tipo de los taludes de la CN II entre los p. k. 210 y 211 en formaciones del Ordovícico inferior con trazas axiales de dirección que varían entre N 110-140° E y plunge de 4 a 25° al N o S.

Los pliegues cuarcíticos presentan pliegues isopacos del tipo 1B de RAMSAY (1.967), en tanto que los existentes en pizarras tienden a ser cerrados a isoclinales con las charnelas más agudas y que se tipificarían dentro de los pliegues similares (tipo 2 de RAMSAY, 1.976).

2.1.2.3. *Esquistosidad*

La primera fase de deformación origina a nivel regional una esquistosidad S_1 que es subparalela al plano axial de los pliegues producidos por dicha fase, y que en general se encuentra bien desarrollada en todo el área.

Esta esquistosidad S_1 es muy penetrativa a nivel de afloramiento y corresponde a una esquistosidad de flujo (*slaty cleavage*) en las capas pelíticas y a una esquistosidad de fractura en los niveles cuarcíticos y areniscosos. Por ello es frecuente ver ejemplos de clara refracción entre distintas litologías y en toda la columna estratigráfica establecida para los materiales paleozoicos de la Hoja.

Al microscopio se observa una orientación de los filosilicatos en las muestras pelíticas, en tanto que para las rocas de grano grueso lo más frecuente es que sólo aparezcan una ligera orientación o algún grano deformado.

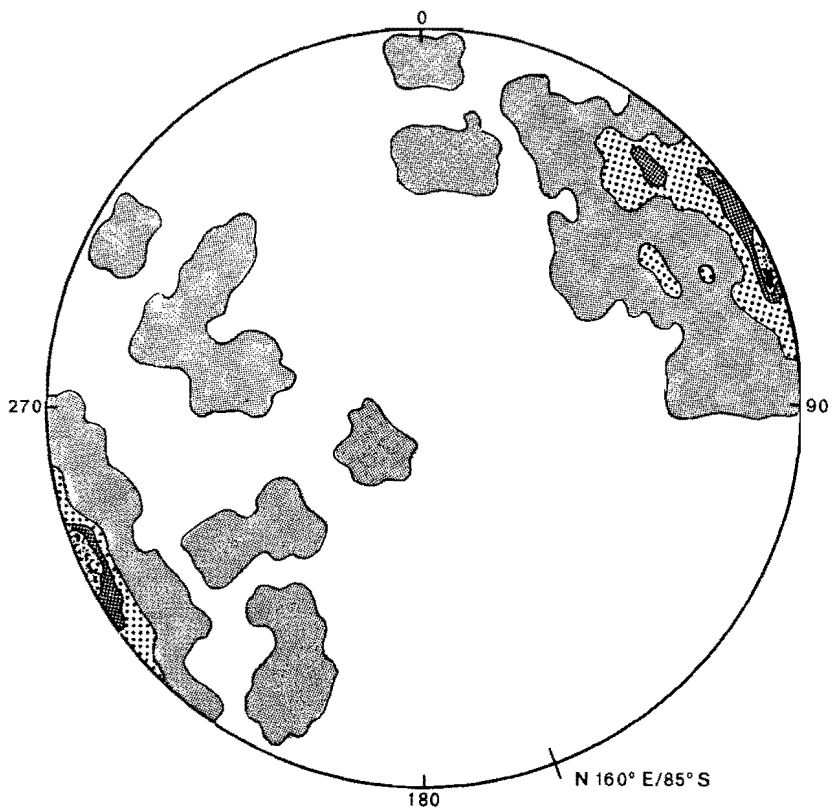
En la figura número 5 queda reflejada la proyección Polar de los planos de esquistosidad S_1 (Falsilla de Schmitd. Hemisferio inferior), medidos en este área, que indica la existencia de un máximo de dirección N 160° E con buzamiento de 85° S.

2.1.2.4. *Lineaciones*

La intersección de los planos de estratificación S y de esquistosidad S_1 origina una lineación L_1 que es paralela a los ejes de los pliegues de la primera fase de deformación.

Sobre esta falsilla de Schmidt (Hemisferio inferior) se han representado los polos de lineaciones medidas, obteniéndose un máximo de dirección N 154° E con buzamiento de 15° S (Fig. 6).

La cantidad de buzamiento de este máximo es coherente con la regional de los sedimentos paleozoicos, ya que la primera fase hercínica está plegando a materiales sin deformación previa, por lo que los pliegues tienden a la subhorizontalidad. A nivel puntual, y debido a deformaciones posteriores, sus buzamientos alcanzan valores superiores, pero que en esta zona no superan los 30°.



LEYENDA







	< 1%
	1% 6%
	6% 10%
	10% 14%
	14% 17%
	> 17%

Fig.- 5 Proyección de polos de la esquistosidad primaria S_1 .
Falsilla de Schmidt (Hemisferio Interior)

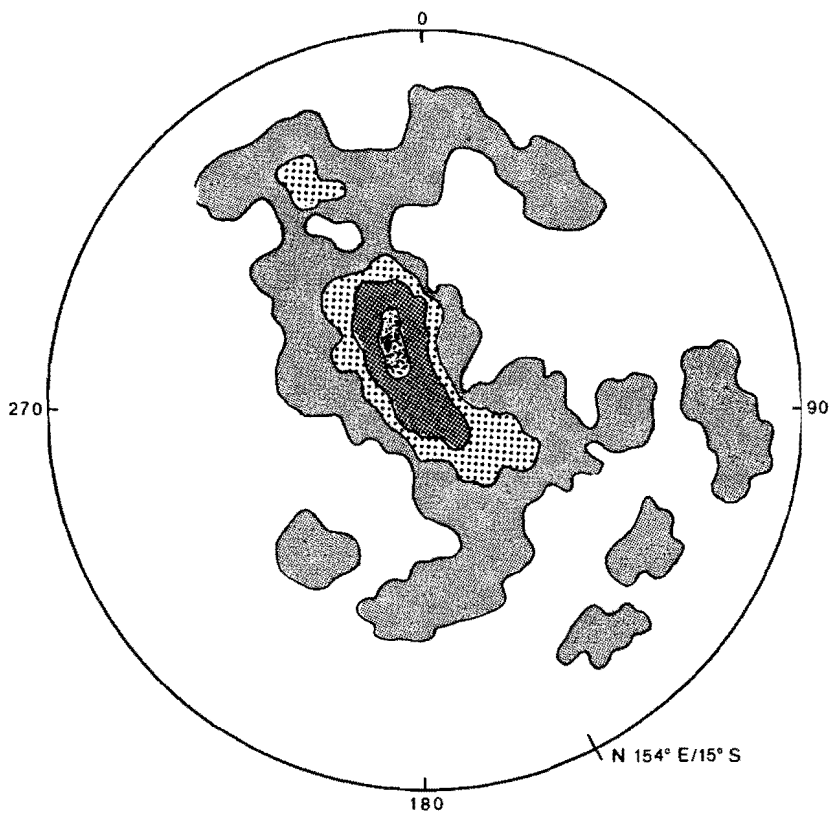
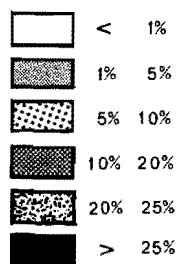


Fig.- 6 Proyección polar de las lineaciones de intersección L_1 .

Falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior)



2.1.3. Segunda fase de deformación

En el Macizo Ibérico la segunda fase de deformación se caracteriza por la existencia de cabalgamientos que llevan asociados pliegues con esquistosidad de plano axial y también bandas de cizalla.

En esta Hoja, la mancha paleozoica engloba los cabalgamientos que caracterizan dicha, y que tienen su continuidad en los límites al N y NE por donde discurre la banda que limita la Rama Sur de la Fosa de Calatayud.

La dirección general de los cabalgamientos es ONO-ESE, cortando oblicuamente a las trazas de la primera fase a favor de las zonas de charnela.

Al O de la localidad de Torrijo de la Cañada se pueden ver distintos cabalgamientos y fallas inversas que repiten o eliminan parte de los sedimentos del Cámbrico superior allí existentes (Formaciones Embid, Ribota y Huermeda).

También en esta misma zona se han localizado pequeñas calizas cuyos sigmoides indican con claridad el sentido, hacia el N, del movimiento de dichos cabalgamientos.

Asociado a los frentes, aparecen pliegues métricos y decamétricos con el flanco N invertido, vergentes al N y buzamiento de plano axial del orden de los 30° S (O de Villalengua en la Hoja, 409, Calatayud y SO de Torrijo de la Cañada).

2.1.4. Deformaciones tardías

En las deformaciones tardías incluimos los pliegues y fallas tardihercínicas que se observan en la zona.

2.1.4.1. Pliegues

Con posterioridad a los cabalgamientos de fase 2 se localizan a nivel puntual pequeños pliegues métricos que deforman ligeramente a las estructuras de fase 1, dando lugar a interferencias de tipo 1 de Ramsay (1.967). Estos pliegues son asimétricos y/o simétricos muy abiertos y en algunos puntos llevan débil esquistosidad de crenulación asociada. Sus planos axiales son subverticales y las charnelas horizontales o con ligeras inmersiones.

En la Hoja que nos ocupa se han localizado pliegues de este tipo en Torrijo de la Cañada a 1,5 km al SE y 2 km al SO de dicha localidad, dentro de las Formaciones de Bámbola y Embid, respectivamente (IGME, 1.987).

También a nivel puntual se observan tanto aquí como en la región, *kink-band* centímetros que repliegan, con igual dirección que los pliegues métricos, a los de fase 1. Los planos axiales son subverticales y el pliegue de la traza axial es del orden de los 70-80° N o S.

Tanto en campo como en algunas láminas delgadas se observa en niveles pelíticos y pelítico-are-

nosos una ligera esquistosidad de crenulación que lleva una dirección general NE-SO y que suponemos está relacionada con la formación de los pliegues tardíos antes mencionados.

2.1.4.2. *Fallas tardihercínicas*

Como parte de la deformación, se localizan diversos sistemas de fracturas que se encuentran incluidas dentro del ámbito regional y que pertenecen a los últimos episodios de la Orogenia Hercínica.

En la figura número 7 se han representado los diferentes sistemas obtenidos con medidas de campo en fallas de pequeño salto y que quedan incluidas dentro de la banda paleozoica de dirección ONO-ESE (Borobia-Torrijo de la Cañada-Alhama de Aragón).

En dicho gráfico se observan unas direcciones preferentes N 20-70° E y N 110-140° E.

El sistema N 20-70° E agrupa dos máximos de direcciones N 20-30° E y N 60-70° E y corresponden a fallas de desgarre siniestras, los cuales representan el 44 % de las medidas totales realizadas.

Para el sistema N 20-70° E agrupa dos máximos de direcciones N 20-30° E y N 60-70° E y corresponden a fallas de desgarre siniestras, y que representan el 44 % de las medidas totales realizadas.

Para el sistema N 110-140° E con un porcentaje de un 30 % sobre el total se observa un máximo en la dirección N 110-120° E. Corresponden al sistema conjugado con el anterior y su movimiento originario es de fallas de desgarre dexas.

La presencia de diques de cuarzo y ocasionalmente de barita nos indican que estas fracturas tienen una edad tardihercínica. Con posterioridad la Orogenia Alpina, reactiva dichas fallas y origina movimientos normales o inversos en la vertical, como se puede observar en las estrías existentes en su planos de falla.

También los cabalgamientos producidos por la fase 2 de deformación Hercínica se reactivan y cabalgan sobre los materiales mesozoicos y éstos a su vez sobre terciarios (Zona SO de Torrijo de la Cañada).

2.2. CICLO ALPINO

La Hoja de Torrijo de la Cañada comprende porciones de tres grandes unidades macroestructurales. Al O de la línea Deza-Cihuela-Embid de Ariza se localiza la cuenca de Almazán, rellena fundamentalmente de depósitos continentales Neógenos. Al E se extiende una de las dos grandes ramas paleozoicas que componen la arquitectura del sector central de la Cordillera Ibérica (macizo de Ateca), orlada al NE y al SO por sendas alineaciones de materiales mesozoicos plegados. Finalmente, en el ángulo más Nororiental de la Hoja aparece una pequeña porción de la cuenca Neógena de Catalunyaud.

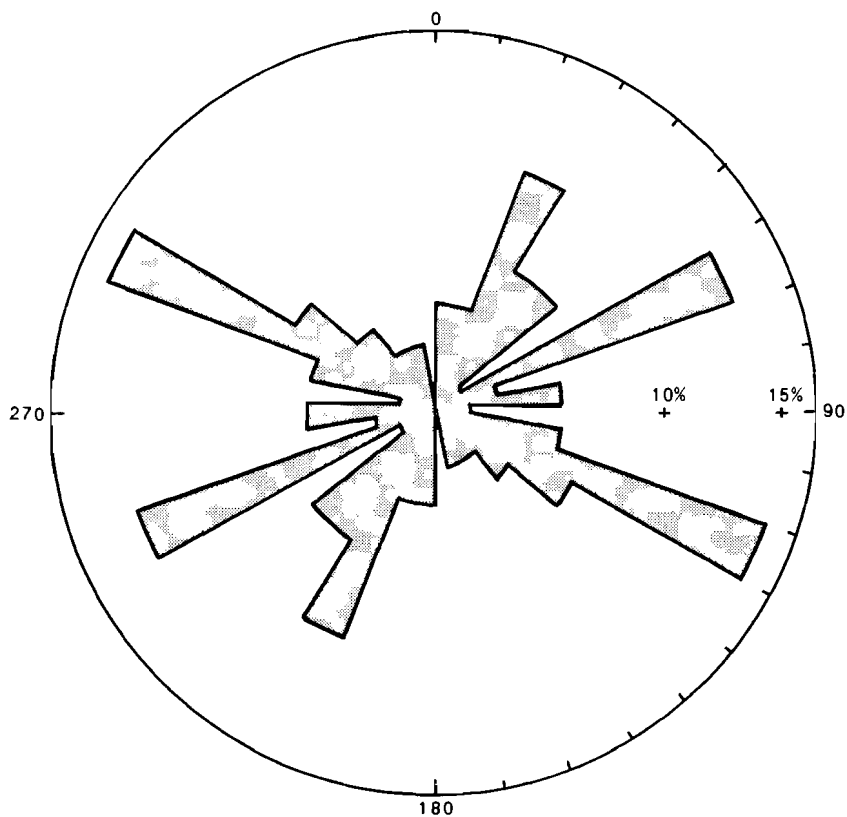


Fig.- 7 Representación gráfica de los distintos sistemas de fracturas

2.2.1. Macroestructuras alpinas

2.2.1.1. Borde NE del macizo Paleozoico de Ateca (sector de Torrijo de la Cañada)

Los materiales paleozoicos que constituyen el macizo de Ateca fueron plegados esencialmente por las etapas de deformación hercínicas, pero presentan asimismo una estructura *grosso modo* antiformal que es consecuencia de la tectónica alpina. En su borde NE, el Paleozoico cabalga sobre los materiales cretácicos y terciarios que afloran al O de Torrijo de la Cañada, los cuales se encuentran, a su vez, plegados en un anticlinal de la misma dirección NO-SE. Según se observa en el Collado de Valdesornil, al SO de Torrijo, el plano de cabalgamiento es bastante tendido (buzo unos 20° O), presenta diverticulaciones que dejan pinzada una escama de materiales del Buntsandstein y en su entorno se observa una fuerte cataclatización de los materiales.

2.2.1.2. Estructura de la zona de tránsito entre el macizo de Ateca y la cuenca de Almazán (sector de Embid-Deza-Torlengua-Bordalba)

En su borde occidental, el Paleozoico aparece cubierto por la discordancia basal del Buntsandstein, en general poco inclinada (20-25°). La orla mesozoica presenta numerosos pliegues de dirección ibérica afectando especialmente a las calizas del Cretácico superior marino. Las capas de Facies Utrillas que yacen por debajo constituyen un nivel incompetente que propicia cierta disarmonía en el plegamiento de dichos niveles en relación al zócalo paleozoico y a su *tegumento* de Trias inferior-medio.

A lo largo de todo el límite de la cuenca de Almazán con la Cordillera Ibérica, y en relación con los mismos pliegues SE a SSE existentes en el Mesozoico, el conjunto de la serie paleógena-neógena describe una gran discordancia progresiva. Los términos inferiores paleógenos se disponen paraconcordantes sobre el Cretácico superior, con el cual se hallan plegados conjuntamente. El contacto entre ambos llega a estar claramente invertido en los extremos meridional y septentrional de la Hoja, mientras en el área entre Embid y Cihuela aparece vertical o con buzamientos normales muy pronunciados. Las deformaciones van atenuándose progresivamente hacia el centro de la cuenca y hacia depósitos de edades más modernas.

El área con mayor densidad de deformaciones es, sin duda, la de Embid de Ariaza, donde se observa un haz de pliegues con dirección dominante 150°, isópacos, en algún caso angulares, con vergencias en general hacia el O, y formados por un mecanismo dominante de flexo-deslizamiento. Afectan tanto al Cretácico como al Paleógeno, e incluso en el caso del sinclinal suave que discurre 1 km al O de Embid (alto de las Hoyas-El Blanquero), a los primeros niveles neógenos.

A escala de afloramiento se detectan indicios de deformaciones sinsedimentarias. Tal es el caso de un repliegue anticlinal-sinclinal de amplitud decamétrica localizado inmediatamente al S de Cihuela, cuyo eje tiene orientación 132°, 25° O. Puede observarse una ligera discordancia angular del Terciario sobre el Cretácico en sus flancos, así como un carácter «supratenuado» en el sinclinal, todo lo cual permite pensar en un desarrollo del plegamiento sincrónico de la sedimentación.

Al N de Cihuela, y en general en todo el cuadrante NO de la Hoja, la dirección de los pliegues es algo distinta, situándose en 110-120°. Aparecen en el Cretácico aflorante al NE de Deza, así como en el Paleógeno de los alrededores de esta localidad. Conforme nos desplazamos hacia el O y ascendemos en la serie terciaria los buzamientos van atenuándose progresivamente, pasándose insensiblemente, sin discordancia angular clara, a las capas conglomeráticas atribuibles ya al Mioceno (carretera a Bordalba al SO de Deza). Estas últimas llegan a disponerse en *onlap* sobre el Paelógeno plegado, «cerrando» así la discordancia progresiva (localidad de Deza y área de Las Muelas, 5 km al NO de la misma).

Algo más al S se extiende un anticlinal de gran envergadura, con dirección próxima también a 110-120°, y cuyo eje puede seguirse a lo largo de casi 20 km entre un poco al N de Torlengua y el O de Cihuela. En su núcleo afloran los materiales paleógenos, en continuidad espacial con los del área de Cihuela-Embid. La geometría está próxima a la de un pliegue monoclinal, ya que es fundamentalmente su flanco Norte el que, con una dirección extremadamente constante y un buzamiento próximo a la vertical (entre 70 y 80°, por término medio), determina el carácter de la estructura. El flanco Sur, por el contrario, presenta buzamientos muy raramente superiores a los 15°, al igual que ocurre con el otro flanco sinclinal que queda configurado inmediatamente al N, sobre el Neógeno que constituye el ciclo superior de la discordancia progresiva. Sin por ello descartar su relación con un régimen tectónico de signo comprensivo, las características generales de la estructura sugieren la presencia de un escalón tectónico en el basamento como posible determinante de su ubicación y desarrollo. Sólo así es posible entender su geometría y su vergencia totalmente contraria a la de las estructuras del límite de la cadena. El funcionamiento habría sido probablemente sinsedimentario, produciéndose sobre el labio septentrional la acumulación de una serie de sedimentos detríticos y arcillosos mucho más potente (quizá próxima a los 2.000 m) que la que parece existir al S.

2.2.1.3. Cuenca de Almazán (sector de Boidalba-Monteaquedo)

El Neógeno del cuadrante Suorccidental de la Hoja, ya en el interior de la cuenca de Almazán, presenta deformaciones mucho menos acusadas que las existentes en los otros sectores más marginales. Entre Torlengua y Fuentelmonge se observan aún dos pliegues con la misma orientación 110-120°, si bien su longitud es bastante menor y los buzamientos de los flancos suelen alcanzar escasamente los 10°. Entre Fuentelmonge y Monteaquedo de las Vicarías se observa ya únicamente un basculamiento suave y constante de las capas hacia el S (unos 5°), hasta pasar éstas a una disposición horizontal en toda la parte meridional de la Hoja.

2.3. ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL

Se han estudiado cinco estaciones de carácter micro y mesoestructural repartidas en materiales del Cretácico superior-terminal (estaciones 1 y 2) y del Terciario (4, 5 y 6), prestando una atención especial a las microestructuras frágiles y aplicando a las fallas métodos de análisis estadístico que permiten reconstruir los estados de paleoesfuerzo que caracterizan la evolución tectónica del área (método de ETCHECOPAR *et al.*, 1.981; diagrama y-R de SIMÓN GÓMEZ, 1.986). Los

resultados del análisis microestructural se recogen en la figura 8 en la que se incluyen los datos de las cinco estaciones y un detalle de una de las fallas sinsedimentarias de la estación de Embid 2.

La *estación 1 (Torrijo de la Cañada)* se sitúa en calizas del Cretácico superior. Se ha medido en ella una población de picos estiolíticos horizontales de dirección 150° (incompatibles, por tanto, con la dirección de compresión que indican los pliegues y cabalgamientos del área), junto a algunas fallas siniestras de dirección NE que pueden estar relacionados con ellos.

La *estación 2 (Embid 1)* se localiza en el flanco E de uno de los anticlinales que afectan a las calizas del Cretácico terminal al S de Embid de Ariza (kilómetro 14 de la carretera de Deza-Cetina). Se han medido estiolitos de dirección media 25° , así como fallas de desgarre e inversas que definen dos elipsoides de esfuerzos compresivos. El primero explica 12 fallas y presenta un eje σ_1 , 46° , 100° , más o menos compatible con los picos estiolíticos. La inmersión que presenta uno y otro (bastante pequeña y con sentido opuesto al buzamiento del flanco en que se encuentra) sugiere que corresponden a un estado de esfuerzos posterior al desarrollo del pliegue. Otras 6 fallas son explicadas por otra compresión, con σ_1 , según 71° , si bien en este caso el resultado es poco fiable.

La *estación 3 (Embid 2)* se localiza en materiales paleógenos, en el barranco llamado de las Alguerceras (aproximadamente 1,5 km al SSO de esa localidad). En ella se han medido fallas de dimensiones métricas y decamétricas de orientaciones preferentes N y NE. El movimiento de alguna de ellas (y, por tanto, la actuación del estado de esfuerzos responsable del mismo) parece que fue globalmente sincrónico de la sedimentación de estos niveles paleógenos, a tenor de las diferencias acusadas de espesor que originan en algunas capas y de su aparente fosilización por los depósitos inferiores neógenos (Fig. 8A). Un total de diez de las fallas son explicadas por un estado compresivo con σ_1 orientado según 25° .

La *estación 4 (La Trasca)* se localiza en el kilómetro cinco de la carretera de Ariza a Bordalba, en depósitos del Ageniense. El análisis de las fallas permite inferir dos tensores distensivos: unos con σ_3 según 70° que explica once fallas, y un segundo caracterizado por un σ_3 horizontal según 110° y unos σ_1 y σ_2 de valores muy próximos entre sí (R 1) que quizá pueden intercambiarse dentro de un plano vertical 20° .

La *estación 5 (Monteagudo)* se localiza también en un tramo calcáreo situado en la parte inferior de la serie neógena. A partir de un total de treinta y ocho fallas inversas y direccionales se han inferido dos estados de esfuerzo: una compresión perfectamente triaxial con σ_1 según 66° y una compresión uniaxial con σ_1 según 34° y σ_2 , σ_3 . Las superposiciones de estrías correspondientes a uno y otro encontradas en dos planos de falla coinciden en señalar que la compresión según 66° actuó antes que la de dirección 34° .

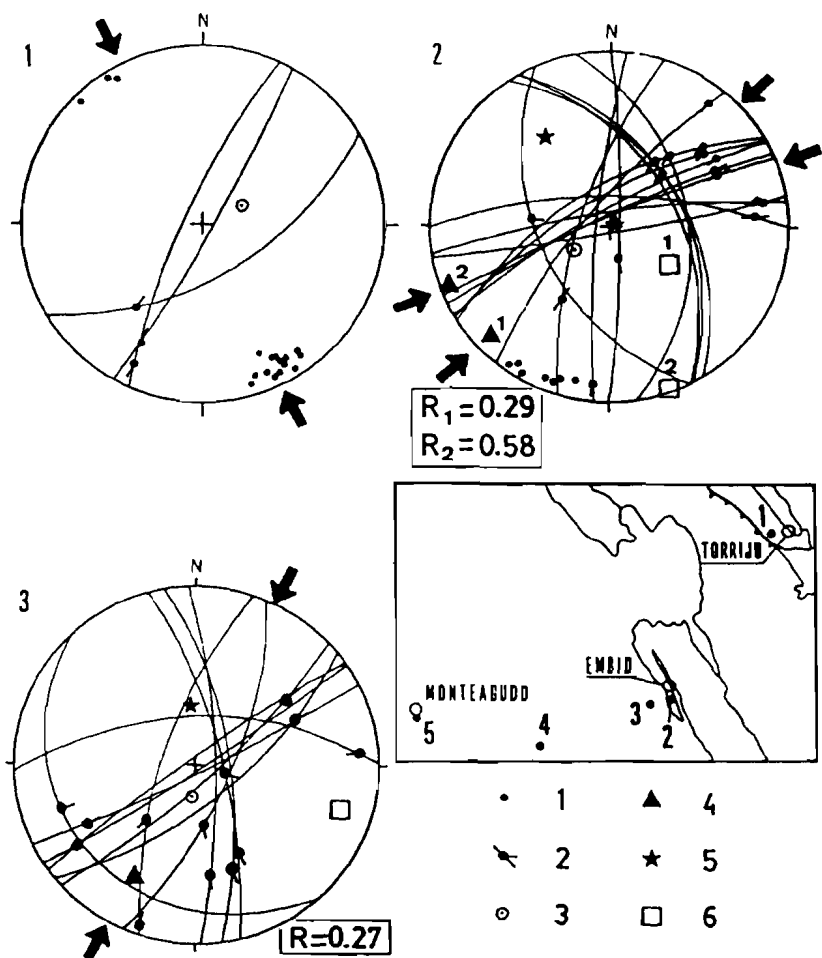


Fig.- 8 Análisis microestructural. 1: Pico estilolítico. 2: Estría de falla
3: Polo de estratificación. 4:- σ_1 ; 5:- σ_2 6:- σ_3 . $R=(\sigma_2-\sigma_3) /$
($\sigma_2-\sigma_3$)

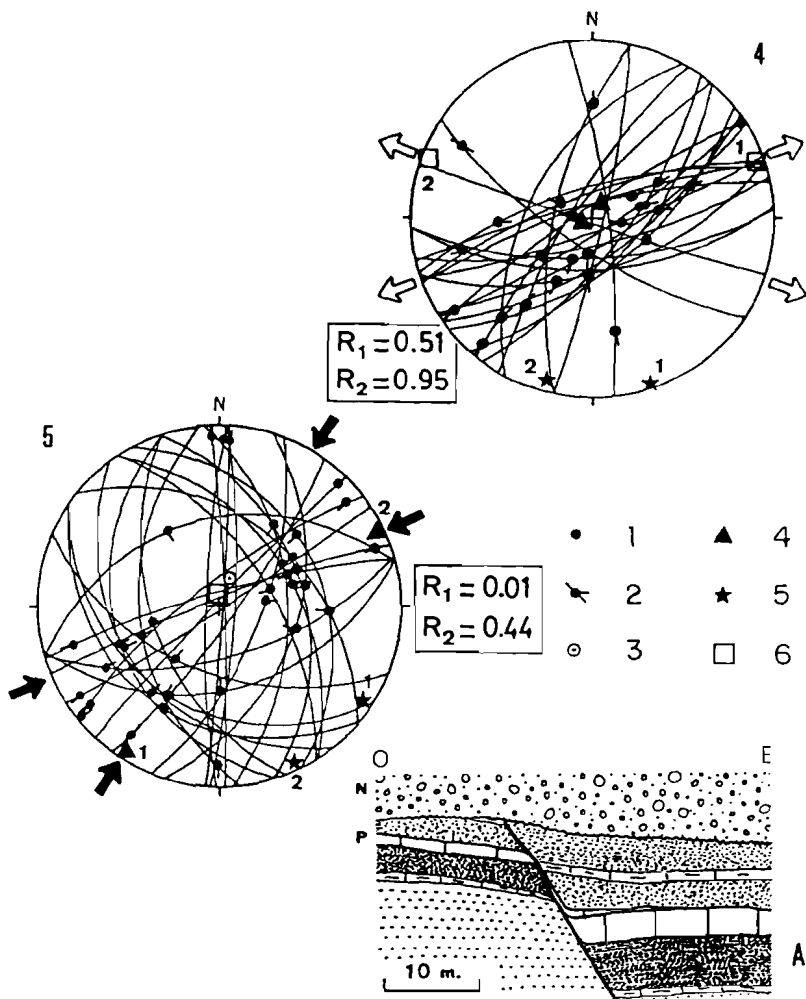


Fig.-8a Análisis microestructural. 1. Pico estilolítico. 2. Estria de falla. 3. Polo de estratificación. 4. σ_1 5- σ_2 . 6. σ_3 . $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$

2.4. INTERPRETACIÓN TECTÓNICA

Los pliegues que aparecen en esta área puede agruparse en dos generaciones distintas, si bien el desarrollo de ambas puede haberse solapado algo en el tiempo. La primera es la que determina básicamente la estructura del contacto entre la Cordillera Ibérica y la cuenca de Almazán, en toda la serie de pliegues de dirección preferente 150° (algo menos norteados en la parte septentrional de la Hoja). A ella se debería la estructuración antiformal del bloque de Ateca, así como el cabalgamiento del Paleozoico en su núcleo sobre el Cretácico y Terciario del sector de Torrijo. A la segunda generación pertenecen los pliegues de dirección 110° que ocupan el cuadrante Noroccidental de la Hoja.

Los pliegues a 150° debieron de desarrollarse durante una parte importante del Paleógeno, tal como indica la discordancia progresiva que la serie paleógena describe en relación con ellos. El cese de su actividad habría que situarlo probablemente en el inicio del Mioceno, puesto que en el tránsito entre las capas sin y postectónicas en relación con dicho plegamiento se ha encontrado fauna de vertebrados datada en la biozona MN 2 (Ageniense) (yacimiento de Cetina: DAAMS, 1.976). La unidad siguiente en la serie (probablemente Ageniense-Aragoniense) cierra la discordancia progresiva, fosilizando las estructuras del contacto Mesozoico-Paleógeno, pero está afectada, a su vez, por los pliegues de 110° . En realidad, dichos pliegues deben ser más o menos sincrónicos de la unidad miocena inferior, e incluso, en el caso del anticlinal de Torlengua-Cihuela, también parcialmente del Paleógeno.

Los resultados obtenidos del análisis de microestructuras frágiles en las estaciones 2 y 5 corroboran, en lo esencial, esta secuencia de dos etapas compresivas principalmente según direcciones ENE-NNE. En la primera, por la propia relación cronológica entre estrías de fallas; en la segunda, por la relación de posterioridad de las microestructuras de compresión NNE respecto al plegamiento a 150° ; en cuanto a la compresión NNE hay que añadir, además, dos puntualizaciones. Por una parte, la edad intrapaleógena asignada al tensor de esfuerzos obtenido en la estación 3, el cual sugiere que ésta pudo haber actuado también localmente mientras el plegamiento dominante en ese sector era de dirección 150° (compresión ENE). Por otra, el elipsoide de esfuerzos uniaxial obtenido en la estación 4, que podría ser compatible con la misma, muestra una posibilidad de permutación de los ejes σ_1 y σ_2 manteniendo un σ_3 de dirección aproximada 110° .

Las microestructuras registran también otros episodios que no han tenido reflejo a escala macroestructural. Así, hay que considerar la compresión 150° que se infiere de los estiolitos de la estación 1, y que a juzgar por los datos que existen en áreas contiguas (Hojas 1:50.000 de Arcos de Jalón (435) y Alhama (436) sería anterior a las ENE y NNE. Asimismo, se encuentran indicios de una distensión con σ_3 según 70° (estación 4), cuya edad sería relativamente tardía con respecto al resto de etapas descritas: afecta siempre al Mioceno inferior, y algunas fallas normales NO-SE encontradas en la vecina Hoja de Arcos de Jalón (435), y compatibles con ella, actúan sincrónicamente con la sedimentación de capas atribuibles aproximadamente al Mioceno medio.

En resumen, las etapas esenciales en la evolución tectónica del área son las siguientes:

— Compresión a 150° , registrada sólo a escala microestructural y escasamente documentada. Probable edad paleógena temprana.

— Compresión a 60°, responsable de las estructuras de plegamiento en la zona de contacto con la Cordillera Ibérica de la cuenca de Almazán, reflejada asimismo en microestructuras frágiles. Edad comprendida entre mediados del Paleógeno, aproximadamente, y el Ageniense.

— Compresión a 20-30°, responsable de los pliegues ESE del cuadrante NO de la Hoja. Quizá es activa ya durante el Paleógeno (fallas de la estación 3, anticlinal de Torlengua-Cihuela), pero su desarrollo principal tiene lugar durante el Mioceno inferior. En algún momento puede haber cierta tendencia a pasar a un régimen distensivo por permutación de los ejes σ_1 y σ_2 .

— Distensión con σ_3 en torno a 70°. Sólo registrada en microestructuras. Edad probable en torno al Mioceno medio.

La evolución tectónica interpretada aquí, común también a otras áreas vecinas, puede correlacionarse con los modelos propuestos para otros sectores de la Cordillera Ibérica.

— La compresión temprana 150° podría equivaler a la que cita ÁLVARO (1.975) como responsable de las estructuras de «dirección Guadarrama» en el área de Sigüenza, posteriormente hallada en otros puntos de la Rama Castellana y la Sierra Altomira (CAPOTE *et al.*, 1.982).

— La compresión a 60° se relaciona con la principal etapa de plegamiento de la Cordillera Ibérica, responsable de sus macroestructuras principales y definida a escala microestructural por multitud de autores. En líneas generales puede considerarse posterior a la de 150°, y los pliegues que genera en esta región se superponen, de hecho, a los de dirección Guadarrama. Sin embargo, han sido encontradas asimismo relaciones cronológicas de microestructuras contrarias a dicha secuencia, lo que mueve a pensar en la posible existencia de un período de tiempo durante el cual se produce compresión simultánea en las dos direcciones (IGME, 1.981; DE VICENTE, 1.988).

La compresión intramiocena inferior también está presente en otras muchas áreas. Con una dirección similar a la encontrada aquí (entre 0 y 30°) aparece en el borde Norte de Cameros (CASAS, 1.987) y en el sector occidental de la Depresión del Ebro (GRACIA y SIMÓN, 1.986). En la Rama Castellana se orienta N-S (CAPOTE *et al.*, 1.982), mientras en la parte centro-oriental de la cadena es SSE (SIMÓN y APARICIO, 1.988).

La distensión 70° del Mioceno medio con la dirección SE a SSE que presenta la principal macroestructura distensiva de la región, la fosa de Catalayud, y encaja en lo que parece ser el régimen dominante en la cadena a partir de esa edad. En el sector oriental de la misma la dirección de extensión es ESE (SIMÓN, 1.986), en evidente relación con el proceso de *rifting* que se desarrolla en todo ese margen de la Península durante el Neógeno. En áreas más inferiores, como la que nos ocupa, podría considerarse asimismo la posibilidad de que se trate simplemente de una *extensión secundaria* perpendicular al eje σ_1 dentro del propio campo de compresión, según el modelo de TAPPONIER y MOLINAR (1.976). En cualquier caso, el tránsito progresivo desde la compresión anterior N-S a esta distensión E-O, por intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 (fenómeno advertido como posible en una de nuestras estaciones), parece ser la tónica común en todo el cuadrante NE de la Península (SIMÓN, 1.986; GRACIA y SIMÓN, 1.986).

3. GEOMORFOLOGÍA

Esta Hoja se ubica, en un contexto geomorfológico, entre dos grandes unidades morfoestructurales. Por una parte, en la zona oriental se sitúan los relieves paleozoicos y mesozoicos correspondientes a la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y, por otra, los referentes a la extremidad oriental de la cuenca terciaria de Almazán, apéndice de la cuenca del Duero. A grandes rasgos, se trata de un relieve no muy vigoroso, pero contrastado, disectado por la red de afluentes que desembocan más al Sur en el río Jalón, ya fuera del área de estudio. En síntesis nos encontramos con una gran paramera, en torno a los 1.000 m, elaborada tanto en materiales paleozoicos, mesozoicos y terciarios sobre la que incide acusadamente la red fluvial.

Para efectuar la descripción de los diferentes rasgos geomorfológicos se ha estimado conveniente realizarlo con un orden cronológico, comenzando desde los hechos más antiguos a los sucesos más recientes que puedan diferenciarse en el área.

El modelado más antiguo que se puede constatar en esta Hoja lo constituye una superficie de erosión parcialmente exhumada, que arrasa los materiales paleógenos, que quedan fosilizados por depósitos detríticos neógenos. Su existencia es muy manifiesta en la Hoja situada más hacia el Norte (Borobia), pero aquí es difícil a veces de visualizar, a causa del elevado grado de disección existente en los conjuntos paleógenos. Aparece basculada hacia el Sur desde cotas de 1.000 m hasta 900 m. No obstante, estimamos que se trata de la superficie de erosión intramiocena, que correspondería con la «Dachjlache» de SCHWENZNER (1.937) y con la superficie «A» de GLADFELTER (1.971).

En el sector oriental se desarrolla una neta superficie de erosión que se reconoce muy claramente sobre materiales mesozoicos y, sobre todo, en los cretácicos carbonatados. En el ángulo Nororiental se elabora a cotas de 1.100 m y va perdiendo altura suavemente hacia el Sur hasta alcanzar los 950 m. Sobre ella destacan algunos relieves residuales (Cruz, 1.196 m, al Norte de Valdelatorre, 1.021 m al Sur). Esta superficie de erosión es la que representa un extenso desarrollo en la Cordillera Ibérica y PEÑA *et al.* (1.984), la denominan superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica, y puede correlacionarse con la superficie «B» de GLADFELTER (1.971) y con la superficie «M₃» de SCHEWENZNER (1.937). GRACIA *et al.* (1.987) indican una posible edad Turoliense para esta superficie en la región central de la Cordillera Ibérica.

En esta Hoja no se reconocen depósitos pliocuaternarios, únicamente se hace patente la intrincada labor de la red fluvial cuaternaria que produce básicamente efectos erosivos y puntualmente pequeños niveles acumulativos.

El continuo ataque de la escorrentía superficial va a producir una erosión diferencial que lleva consigo la generación de distintos tipos de modelados estructurales. Así, en los conjuntos paleozoicos, constituidos fundamentalmente por formaciones pizarrosas con niveles poco potentes de areniscas y cuarcitas, se van a producir barras, *hog-backs* y cuestas de cierta continuidad lateral. En las áreas de dominio pizarroso el relieve elaborado está dominado por aristas situadas en las divisorias y sin relación con la estructura.

En el modelado estructural mesozoico, las formas más vigorosas se labran en los potentes niveles

carbonatados del Cretácico superior y en las calizas del Muschelkalk. Se reconocen también morfologías de cuestras, *hog-backs* y más raramente barras. Localmente, aparecen modelados en chevrons. En Embid de Ariza, y entre esta localidad y Cihuela, aparece una morfología de formas turriculadas y aciculares, no muy desarrolladas, que se elaboran en calizas cretácicas verticales y que resultan del ataque perpendicular de la arroyada sobre estas barras cretácicas, produciéndose monolitos.

Al Este de Embid de Ariza se desarrolla un relieve invertido con sinclinales colgados y anticlinales descentrados con algunas *clases* poco profundas.

El relieve originado sobre los materiales paleógenos presenta una gran monotonía a causa de la disposición monoclinial de los materiales, de la escasa continuidad lateral de las capas y de la carencia de potentes formaciones resistentes a la erosión. Como consecuencia se pueden diferenciar básicamente un conjunto de cuestras de *hog-backs* que en algunos puntos presentan una morfología en *chevrons*.

Finalmente, los materiales neógenos de poca potencia fosilizan a todos los materiales anteriores. Las formas desarrolladas en los materiales detríticos son las de plataforma de pequeña extensión, con mesas acompañantes y un débil relieve en graderío a su pie. Estos materiales presentan con frecuencia una elevada disección que trae consigo la elaboración de aristas situadas en las líneas de divisoria. También se localizan algunos relieves tabulares elaborados en calizas neógenas. Estos niveles carbonatados, en el sector centroseptentrional, presentan una intensa karstificación que se manifiesta por campos de pequeñas dolinas en cubeta y lapices del tipo de rocas perforadas, acompañadas de importantes arcillas de descalcificación.

El río Nagima constituye la arteria principal y discurre de N a S en el sector más occidental de la Hoja. En su evolución ha depositado cuatro niveles de terrazas escalonadas, que se localizan en las proximidades del cauce y presentan una pequeña superficie de afloramiento. En algunos cortes se observan potencias superiores a los 5 m y cantos de calizas y cuarcitas con envueltas carbonatadas. Mucho más desarrollo presentan los niveles de glacis ligados al sistema de terrazas. Se distinguen dos niveles, que enlazan con los dos más antiguos de terrazas. Estos glacis presentan potencias variables sobrepasando en algunos puntos los 5 m. El nivel G₃ aparece claramente encostrado. En el sector centromeridional también se reconocen dos niveles de glacis, que se prolongan hacia Ariza (LERANOZ, 1987), y finalmente, en el ángulo Nororiental de la Hoja, al pie de las Sierras Cretácicas se elabora un nivel continuo de glacis ligado a la evolución del río Carabán.

La red fluvial de pequeño orden está constituida por valles de fondo plano y, sobre todo, por barrancos de incisión lineal que disectan profundamente los materiales blandos, desarrollándose áreas arcavadas en materiales detríticos terciarios. Entre Embid de Ariza y Cihuela existen un conjunto de tobas, con funcionamiento actual, con facies de tallos y musgos y con morfologías en cascada que vierten sus aguas al río Henar.

Las laderas elaboradas sobre materiales somitales resistentes son del tipo cantil-talud y se desarrollan tanto sobre calizas cretácicas como neógenas. La parte somital es una cornisa de roca desnuda y el talud presenta un perfil rectilíneo con un continuo recubrimiento de detritos. Otro tipo de

TORRIJO DE LA CAÑADA

408
24-16

MAPA GEOMORFOLÓGICO

LEYENDA

SUPERFICIES DE EROSION

- Superficie de erosión finimocena
- Relieves residuales

MODELADO ESTRUCTURAL

PALEOZOICO

- Barras
- Cuestas y hog-backs
- Lineas de capa dura
- Aristas

MESOZOICO

- Superficie estructural en caizgas
- Barras
- Cuestas y hog-backs
- Lineas de capa dura
- Chevrons

PALEOGENO

- Cuestas y hog-backs
- Chevrons
- Lineas de capa dura

NEOGENO

- Plataformas y mesas en caizgas
- Plataformas, mesas y gradas en Conglomerados y areniscas
- Aristas

FORMAS ACUMULATIVAS

CUATERNARIO

- Glacis
- G₁
- G₂
- G₃
- Derrame o glacis recientes
- Glacis indiferenciados

TERRAZAS

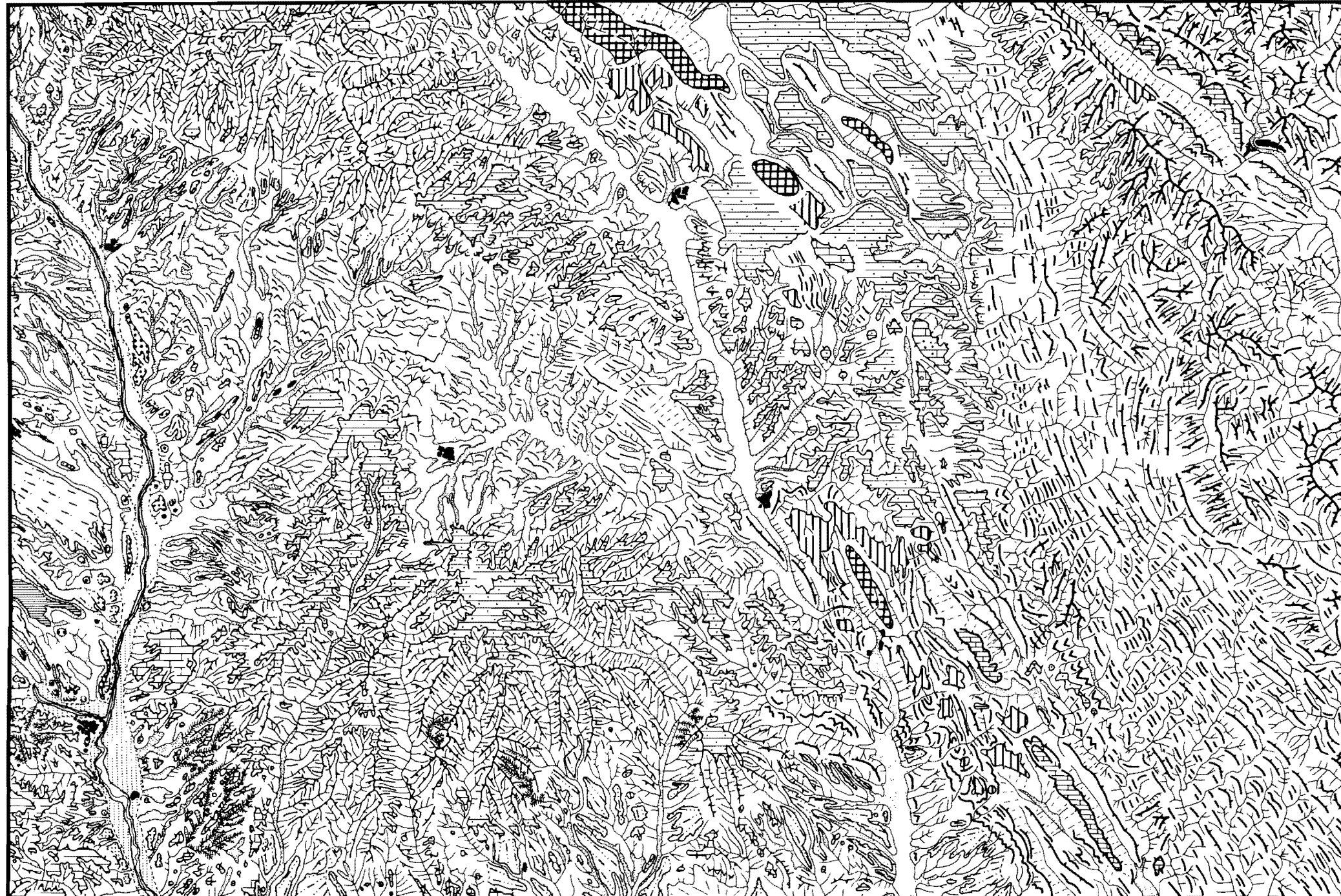
- T₁
- T₂
- T₃
- T₄

RED FLUVIAL

- Barrancos de incision lineal
- Valles de fondo plano
- Carcavas

OTRAS FORMAS Y SIMBOLOS

- Dolinas en cubeta
- Conos de deyeccion
- Laderas regularizadas
- Escarpe
- Escarpe en depositos cuaternarios
- Contacto aproximado
- Embases
- Nucleos de poblacion



ESCALA GRAFICA

0 1 2 3 4 5 6 7 8 Km.

REALIZACION CARTOGRAFIA GEOMORFOLOGICA AÑO 1987
BENITO FERNANDEZ G.
GUTIERREZ FLORZA M.
SANCHO MARCEN C.

laderas son las elaboradas sobre areniscas neógenas en la que la parte superior se presenta acantilada y a su pie se desarrolla un conjunto de bloques de grandes tamaños. Finalmente, también se puede diferenciar laderas regularizadas que ocupan una extensión considerable en la Hoja.

Finalmente, se puede reconocer un proceso actual sobre conglomerados y areniscas neógenas, y en ocasiones sobre las capas de Utrillas, que viene dado por la presencia de microformas del tipo alveolos, tafonis y cavernas, estudiadas por LERANOZ (1.987) en la Hoja de Alhama de Aragón (436).

4. HISTORIA GEOLÓGICA

Este capítulo aporta una visión general sobre la evolución sedimentaria paleogeográfica y tectónica de esta zona que no se puede limitar al ámbito concreto de la Hoja, ya que los fenómenos que actúan tienen una dimensión regional.

La Hoja de Torrijo de la Cañada (408) se encuentra situada en el dominio estructural de la Cordillera Ibérica (materiales mesozoicos y paleozoico) y en la depresión de Almazán (materiales cenozoicos). Ambos dominios, aunque con características propias, mantienen una estrecha relación tectosedimentaria.

La Cordillera Ibérica se formó durante la Orogenia Alpina en las condiciones impuestas por las estructuras preexistentes en la Orogenia Alpina. Estos dos movimientos tectónicos dan lugar a dos tipos de estilos diferenciados en la deformación que se superponen y marcan la evolución de la sedimentación y estructura de la zona.

La depresión de Almazán, estructurada después de la deposición cretácica, en la Orogenia Alpina, se rellenó simultáneamente a su subsidencia con los materiales terciarios continentales.

Los materiales más antiguos, pertenecientes al Cámbrico, se sedimentaron en una sucesión de sistemas deltaicos que en régimen mesomareal o con regeneración de plataformas carbonatadas dieron lugar a las secuencias inferiores de la serie.

Desde el Cámbrico medio hasta los últimos niveles del Ordovícico las condiciones de sedimentación son fundamentalmente turbidíticos resedimentarios y retocados por tormentas que se superponen.

El tránsito entre el Cámbrico y el Ordovícico se pone de manifiesto por un nivel de conglomerados, no siempre observable, y por el tránsito entre niveles arenosos y pelíticos dentro de la Formación Valconchán.

Discordantes sobre los últimos afloramientos del Ordovícico se depositan los materiales triásicos en Facies Germánicas.

En el Triásico el modelo tectosedimentario es el de un *graben* complejo, tipo Aulacógeno (ALVARO *et al.*, 1.978) orientado en dirección NO-SE, cuyos bloques estaban afectados por una subsidencia

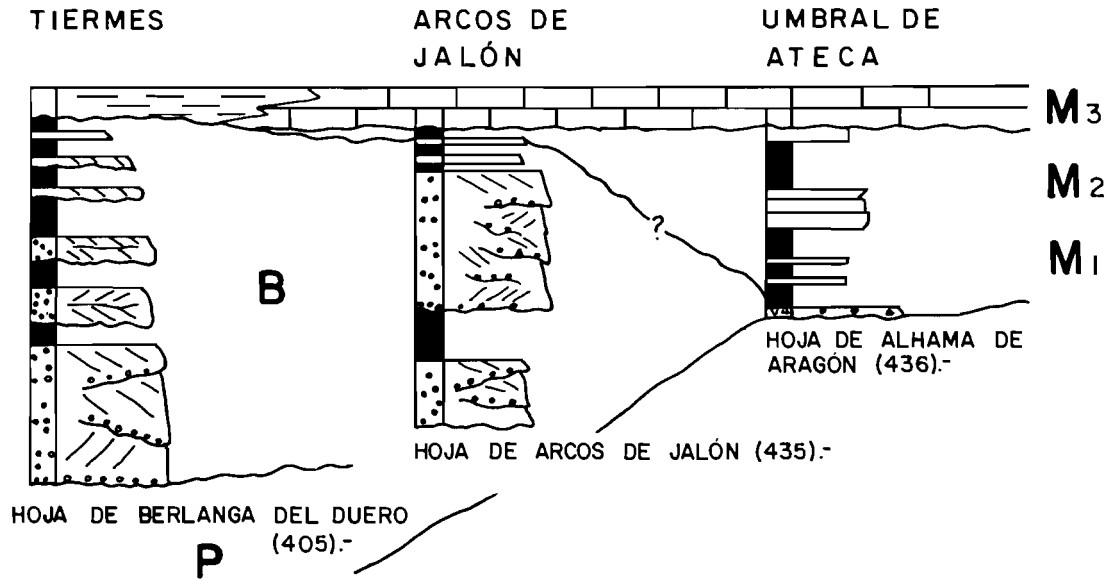


Fig.-9 Esquema de correlación supuesta entre las columnas de las áreas estudiadas P- Pérmico.

B- Buntsandstein. M1- Muschelkalk inferior. M2- Muschelkalk medio. M3- Muschelkalk superior.

diferencial (umbral de Ateca). En estas condiciones las facies no fueron sincrónicas en toda la cuenca y se generaron diferencias en los espesores de unos puntos a otros de la Facies Buntsandstein y Muschelkalk. Estas condiciones son la causa de encontrar rellenos en Facies Buntsandstein al tiempo que en zonas próximas se instauraba una extensa plataforma somera, que daba lugar a la sedimentación de las Facies Muschelkalk, intra y supramareal con episodios de barras y canales que aislaban *lagoons* hipersalinos (Fig. 9).

Posteriormente, la sedimentación se produciría en llanuras litorales muy extensas, con desarrollo de lagunas efímeras salinas y sedimentación evaporítica, dando lugar a las Facies Keuper.

La presencia del Umbral de Ateca todavía emergido, condicionó la no deposición en esta zona de sedimentos del Jurásico y del Cretácico inferior.

Durante el Cretácico inferior, la Cordillera Ibérica se estructuró en *horst* y *graben* controlados por fracturas hercínicas. Sobre esta compartimentación tectónica se instalaron los depósitos siliciclásticos de la Formación Arenas de Utrillas que se apoya en discordancia erosiva sobre materiales de la Facies Keuper.

La Formación Arenas de Utrillas, de carácter expansivo, iguala los relieves y termina al producirse una elevación relativa del nivel del mar que marca el inicio del gran ciclo transgresivo-regresivo del Cretácico superior.

La serie del Cretácico superior, concretamente en los alrededores de Embid de Ariza, presenta las discontinuidades identificadas regionalmente. El estudio de las facies y sus asociaciones permite dividir la serie en distintos ciclos evolutivos o secuencias deposicionales. De esta manera, tenemos un ciclo o secuencia deposicional Cenomaniense, una segunda secuencia deposicional Cenomaniense superior-Turonienense y una tercera secuencia deposicional Senonienense (Fig. 10).

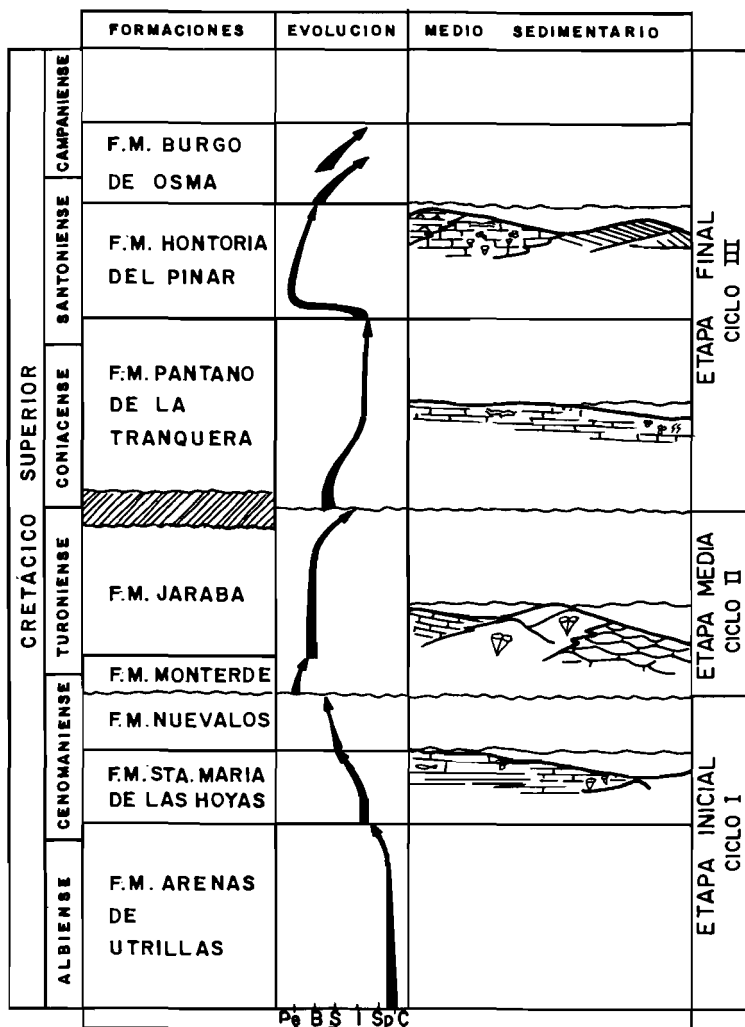
— *Secuencia deposicional Cenomaniense*

Constituida por las Formaciones de Santa María de las Hoyas y Nuévalos. Es de carácter transgresivo y muestra la instalación de una plataforma interna carbonatada que, en sus inicios, se encuentra fuertemente influenciada por los aportes terrígenos continentales. Está integrada por secuencias de somerización que caracterizan ambientes de llanura mareal mixta, carbonatada y plataforma interna submareal.

El techo viene marcado por una discontinuidad que provoca un camino brusco en las condiciones de depósito.

— *Secuencia deposicional Cenomaniense superior-Turonienense*

Se desarrolla desde la base de la Formación Monterde hasta la discontinuidad de techo de la Formación Jaraba. Es de naturaleza transgresivo-regresiva. La secuencia transgresiva posee dos impulsos diferenciados. El primero, más suave, muestra el avance de las facies margosas distales sobre las calcarenitas más próximas de una plataforma abierta de amplia circulación. A continuación, tiene lugar primero el avance de un *shoal* sobre la plataforma más próxima, mostrando a continuación el avance sobre éste de las facies margosas de plataforma abierta. La parte regresiva de esta secuencia la caracteriza la Formación Jaraba, con los depósitos de plataforma interna con



Pe: Plataforma externa; B: Barrera; S: Submareal;
I: Intermareal; Sp: Supramareal; C: Continental.

Fig.-10 Cuadro de distribución de las formaciones del Cretácico superior y su representación Paleogeográfica

rudistas y la somerización del conjunto en condiciones poco profundas. La discontinuidad de techo corresponde a una laguna que abarca posiblemente el Turoniense superior y Coniaciense basal.

— *Secuencia deposicional Senoniense*

Está integrada por las Formaciones de la Tranquera, Hontoria del Pinar, Burgo de Osma, Santo Domingo de Silos y Sierra de la Pica. Se desarrolla entre la discontinuidad Turoniense superior-Coniaciense basal y la discontinuidad erosiva que trunca los materiales de la Formación Sierra de la Pica. Es de naturaleza transgresivo-regresiva.

Se inicia con un episodio transgresivo que continúa en condiciones de depósito restringido de llanura de marea o plataforma protegida, Formación del Pantano de la Tranquera, desde el Coniaciense al Santoniense. Durante el Santoniense a Santoniense superior tiene lugar un importante impulso transgresivo con el depósito de la Formación de Hontoria del Pinar, correspondiente a ambientes de alta energía que definen un cinturón de barras calcareníticas, que progradan sobre depósitos más externos. Esta barrera energética dibuja una plataforma interna o *lagoon*; los depósitos de relleno de *lagoon* constituye la Formación Hontoria del Pinar y definen el inicio de la secuencia regresiva durante el Santoniense superior-Campaniense. A lo largo del Campaniense las condiciones son más restringidas en ambiente de aridez, constituyendo una *sebhja* costera cuyos depósitos corresponde a la Formación de Santo Domingo de Silos. Por último, durante el Maastrichtiense, la sedimentación se realiza en condiciones lacustres de agua dulce, Formación Sierra de la Pica, la cual corresponde a la última etapa de la secuencia regresiva y que constituye el final del ciclo o secuencia deposicional Senoniense.

Las condiciones de sedimentación continental que se instalaron por una inversión tectónica a finales del Cretácico se mantienen durante el Terciario. La Cadena Celtibérica pasó de ser un surco sedimentario con subsidencia en régimen extensional a configurarse como área emergida sometida a compresión. Se configura así una nueva disposición de cuencas individualizadas donde se va a producir la sedimentación continental entre el Paleoceno y el Mioceno inferior-medio.

Durante el Terciario, la evolución tectónica del área condiciona la sedimentación, de tal manera que cada impulso ocasiona la sedimentación de secuencias que, en distintas facies, se organizan como una sucesión de unidades tectosedimentarias. Estas condiciones se acompañan con mayor o menor intensidad de fenómenos climáticos y subsidencias. Se pueden distinguir en sentido amplio cinco Unidades Tectosedimentarias cuya disposición, distribución geográfica y edad quedan reflejadas en la figura 11.

Durante el Paleoceno-Eoceno se originan la primera y segunda unidades sintectónicas, son la fase Pirenaica de compresión que origina el plegamiento del Mesozoico.

Ambas unidades se diferencian no sólo por la reactivación que supone el inicio de la segunda, sino porque el área madre de la primera unidad son los relieves mesozoicos y para la segunda unidad el área madre son los materiales paleozoicos situados más al Norte.

Una nueva reactivación de los bordes mesozoicos desde el Oligoceno superior al Ageniense (Fase Castellana. PÉREZ GÓNZALEZ *et al.*, 1.971) provoca una nueva unidad, discordante sobre la

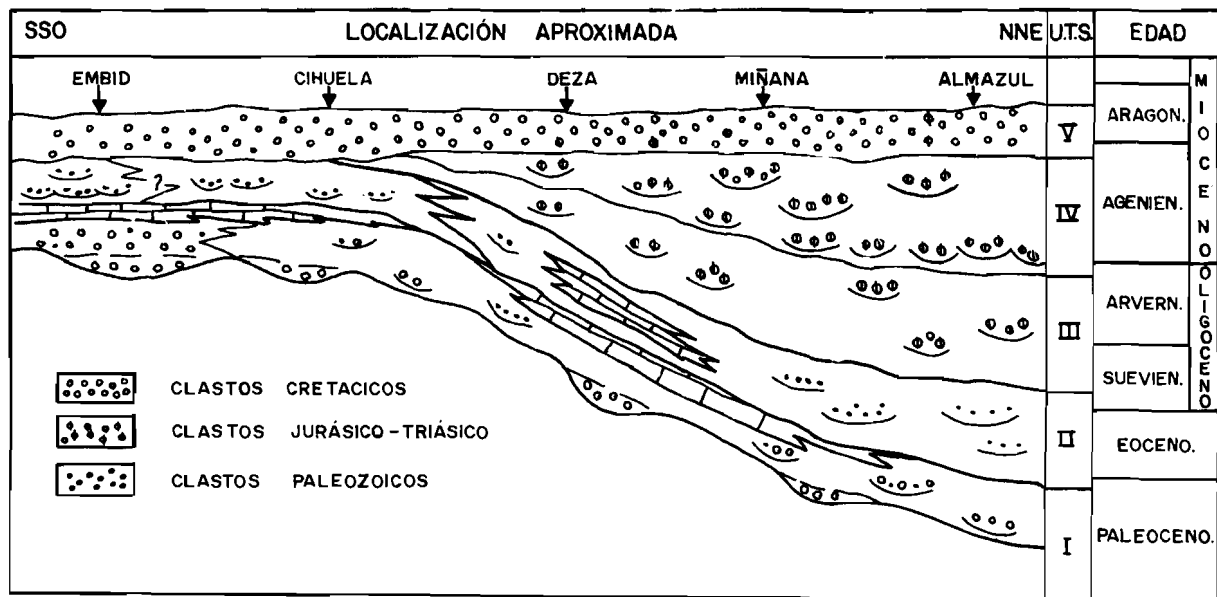


Fig.- 11 Esquema disposición de U.T.S. del Terciario (sin escala)

anterior, constituida por depósitos de abanico aluvial procedentes de los bordes que delimitan la cuenca.

Al final del Oligoceno se inicia una etapa de aceleración de los procesos tectónicos, responsables de los pliegues del cuadrante NO de la Hoja (Fase Neocastellana. AGUIRRE *et al.*, 1.976). Esta última compresión, simultánea a la deposición, origina que ésta se produzca en abanicos de capa.

A partir del Neógeno y hasta el Plioceno se implanta una tectónica distensiva con la que se reestructura la cuenca. Estas nuevas condiciones ocasionan un relleno simultáneo al movimiento que da lugar a una discordancia progresiva, la cual observa mejor en los bordes y queda difuminada hacia el centro de la cuenca.

Si tenemos en cuenta que durante el Mioceno medio y superior el factor tectónico juega un papel secundario, hay que recurrir a factores climáticos que ocasionan movimientos eustáticos en el nivel del mar para explicar las sucesivas colmataciones y reactivaciones de las áreas emergidas, y como consecuencia, las rupturas secuenciales.

En el Plioceno, escasamente representado en la zona pero con idénticas condiciones paleogeográficas, vuelve a actuar, con el mismo carácter distensivo general, la tectónica (Fase Iberomanchega, AGUIRRE *et al.*, 1.976) y las cuencas se rellenarán con sedimentos del abanico aluvial cuyo registro más distal constituye los «páramos».

Durante las fases de estabilidad climática y erosiva se originan las superficies de aplanamiento pliocuaternario (glacis, rañas, etc.), que en el Cuaternario están afectadas por la instalación de la red de drenaje actual y sus terrazas, adquiriendo su aspecto morfológico actual.

5. GEOLOGÍA ECONÓMICA

5.1. MINERÍA Y CANTERAS

La evaluación del potencial minero del área comprendida en el marco de esta Hoja se ha iniciado con un rastreo de la información existente en torno a la actividad minera, y posteriormente los antecedentes encontrados se han ampliado y contrastado con visitas selectivas de campo. Por último, los datos mineros se han integrado con los datos e interpretaciones del presente estudio geológico.

En el mapa metalogenético de España 1:200.000 número 31, Soria (IGME 1.971 a), se encuentran los siguientes registros:

- Dos indicios de caolín (núms. 48 y 49).
- Un indicio de Pb y Zn (núm. 50).
- Uno de carbón (núm. 57).
- Cuatro de barica (núms. 51, 54, 55 y 56).

— Dos de sales (núms. 52 y 53).

En el mapa de Rocas Industriales 1:200.000 núm. 31, Soria (IGME 1.971 b), hay reseñados treinta yacimientos y explotaciones de Rocas Industriales que se reparten de la siguiente forma.

— Uno de arenisca.

— Uno de cuarcita.

— Tres de arcilla.

— Tres de gravas.

— Cuatro de calizas.

— Ocho de yeso.

— Tres de barita.

— Seis de arenas caoliníferas.

— Uno de conglomerados.

De estos yacimientos tan sólo dos son explotaciones activas en 1.988, veintiuno son yacimientos inactivos y siete eran yacimientos potenciales que no han sido explotados.

También se han consultado para la elaboración de este trabajo el Inventario y mapa de Indicios Mineros de la Comunidad Autónoma de Castilla y León.

En el trabajo de campo realizado para este estudio se han visitado once indicios de los que se ha cumplimentado una ficha minera de identificación y caracterización diseñada para el proyecto. Aunque algunos de los indicios ya estaban reseñados en otros inventarios mineros, también se han identificado indicios no catalogados anteriormente.

En lo concerniente a minería metálica, no metálica y energética la totalidad de las explotaciones encontradas están abandonadas y se caracterizan, como tónica general, por ser explotaciones que datan de los primeros decenios del siglo XX y, por tanto, fueron explotadas artesanalmente e investigadas con metodología muy básica, que exclusivamente contemplaba la prospección y toma de algunas muestras en afloramiento.

Los yacimientos existentes se describen y evalúan individualmente, prescindiendo de que estuviesen activos, abandonados o que se consideren como indicios en el momento de su catalogación. Se clasifican dentro de los siguientes grupos:

— Minerales metálicos (4 indicios).

— Minerales no metálicos (6 indicios).

— Minerales energéticos (2 indicios).

— Rocas Industriales (5 indicios).

El número de indicios registrados en este estudio no coincide, por exceso o defecto, con el número de indicios registrados en estudios monográficos de la zona anteriormente citados, porque únicamente se incorporan los que se consideran de mayor interés, remitiéndose al lector a las fuentes citadas para una ampliación de los datos aquí reseñados.

Al final del capítulo se hace una evaluación de la Hoja desde el punto de vista de su interés económico, pues si bien los yacimientos no presentan, en general, un interés significativo al estudiarlos individualizadamente, integrarlos como un conjunto de datos en un modelo único, acorde con la interpretación geológica de la zona, sí crean expectativas suficientemente alentadoras sobre la presencia de ciertos minerales ocultos en el área.

5.1.1. Yacimientos minerales metálicos

No se encuentran denuncias para minerales metálicos en los registros mineros correspondientes al ámbito de la Hoja, y aunque tampoco hay explotaciones activas, sí hay indicios y labores abandonados tal y como se reseña a continuación.

Indicio La Cubilla-Otero número 1 (Arsenopirita)

Corresponde a un filón de cuarzo con Arsenopirita, observando en la confluencia con el Barranco de la Tejera y con el camino Carracalares, en el punto de coordenadas $X = 752,4$ e $Y = 764,8$ y del que no se ha encontrado reseña bibliográfica.

El filón arma en las Cuarcitas de Bámbola, de edad Cámbrica, tiene unos 2 metros de potencia media y unos 700 metros de corrida con direcciones N 155° E.

Se encuentran catas de reconocimiento antiguas desconociéndose los resultados y sería aconsejable hacer demuestras geoquímicas de roca para Oro, Plata y Arsénico.

Mina del Cuco número 7 (Sulfuros)

En el término de Torrijo de la Cañada, junto al río Carabán se localiza este indicio de sulfuros, en el punto de coordenadas UTM $X = 746$, e $Y = 766,48$.

Las labores, que datan de 1.920, corresponden a un pozo vertical de unos 15 m de profundidad, de sección cuadrada de unos 3 x 3 metros que accede a uno o varios filones a los que también se acude desde dos socavones, con entrada próxima al río de unos 20 m de longitud y que actualmente están inaccesibles.

En el resto de escombrera, actualmente existente, se encuentra cuarzo filoniano con sulfuros y pizarras que constituyen la roca encajante del filón. La mineralización está alterada a Malaquita.

La mineralización parece estar ligada con los frentes de Cabalgamiento NO-SE que removilizarían

los fluidos mineralizados y que armarian en las zonas descomprimidas que estos movimientos llevan asociados.

Yacimiento del Río Regatillo números 11-12 (Sulfuros de plomo, cobre y cinc)

La explotación número 11 se localiza en el punto de coordenadas UTM, X = 588,65, e Y = 4.584,90, Z = 870, en el municipio de Cihuela, prácticamente en el límite con la provincia de Zaragoza. Se conoce como la Mina de Plata y el acceso es difícil por la lejanía desde Cihuela, por no ser transitable con vehículo el último tramo del acceso y por lo oculto del indicio entre un denso encinar.

Es un filón de cuarzo que se manifiesta en venas milimétricas y centimétricas entre las pizarras de la Formación Santéd del Tremadoc. Estas venas están localmente enriquecidas con galena, calcopirita y esfalerita.

Las labores consisten en dos pozos de sección cuadrada de 2 m x 3 m y 4 m de profundidad excavados a mano, no existiendo memoria histórica de su ejecución en el Municipio de Cihuela.

El filón de cuarzo tiene dirección acorde con la red de la unidad encajante N 160° y se continúa a lo largo de unos 10 km (núm. 12). El afloramiento es irregular por estar trastocado por fracturas transversales que lo desplazan sensiblemente y por presentar variaciones en anchura y homogeneidad.

5.1.2. Yacimientos minerales no metálicos

Son los yacimientos de Baritina existentes en el término de Torrijo de la Cañada los que constituyen este apartado y aunque como yacimientos de barita no parecen presentar un alto interés económico, tanto por el valor del mineral como por las reservas existentes o la forma de presentarse la mineralización, sí parece conveniente prestar atención a la génesis de la mineralización y a lo que puede tener de llamada de atención sobre el interés minero de la zona.

Yacimiento del Hormigal número 2 Barita.

Filón de Barita en el Barranco Valdecelada, paraje de las Minas, dentro del término de Torrijo de la Cañada (X = 751,65; Y = 767,00).

El filón se encaja en las Cuarcitas de Bámbola, del Cámbrico inferior y tiene un ancho de dos metros, en unos treinta metros de longitud, de los que se alcanzaron a explotar hasta unos quince metros de profundidad de forma artesanal a principios de siglo.

Asociada a la barita se encuentran indicios de esfalerita y galena.

Yacimiento de Las Minas números 3 y 4. Barita

Son labores de reconocimiento y prospección, mediante calicatas y socavones, de filones de Barita que se localizan en el Paraje de las Minas, del término de Torrijo de la Cañada, entre los Barrancos de Las Minas y Valdecelada y con coordenadas $X = 752,05$, $Y = 767,15$; $X = 750,90$, $Y = 767,50$; $X = 751,20$, $Y = 768,05$; $X = 750,85$, $Y = 767,30$.

La mineralización rellena fracturas subverticales y en relevo ocupando en bolsadas las zonas de distensión, por lo que las dimensiones son pequeñas y la continuidad del cuerpo mineralizado es baja.

La dirección de las fracturas oscilan entre la NO-SE y la E-O, encontrándose zonas de gossan asociadas a la mineralización.

Barranco Valdecelada núm. 5 (Barita)

En la confluencia del Barranco Valdecelada con la carretera de Torrijo a Bijuesca se encuentran dos filones de Barita en los puntos de coordenadas $X = 751,15$, $Y = 766,90$.

Son relleno de fracturas verticales de dirección N 60° E con un ancho entre 1 y 1,5 m y una longitud estimada en unos 300 m.

Se caracteriza el indicio por estar la barita asociada a un greisen y encontrarse fisuras gossanizadas ligadas a los filones descritos.

Barranco Casillón números 6 y 9 (Barita y esfalerita)

Al Norte de Torrijo de la Cañada, en el Paraje de los Llanos y junto al Barranco Casillón en los puntos de coordenadas UTM $X = 751,50$, $Y = 766,10$; $X = 751,10$, $Y = 765,87$, se localizan estos dos indicios que corresponden a antiguas explotaciones de zanjas de reconocimiento para Barita, aunque su mayor interés estriba en la presencia de esfalerita junto con la barita.

Son mineralizaciones filonianas que pudieran estar relacionadas con el indicio número 1 de cuarzo con arsenopirita.

5.1.3. Yacimientos Energéticos

Yacimientos de Picarzo números 10 y 16 (Carbón)

El yacimiento se pone de manifiesto por dos labores número 10, que se ubican entre las provincias de Soria y Zaragoza en los términos de Cihuela y Embid de Ariza con coordenadas UTM $X = 584,60$, $Y = 4583,50$; $X = 584,95$, $Y = 4582,95$.

Es una capa de una potencia máxima de 1 m de lignito carbonero, de baja calidad, intercalada entre calizas lacustres paleocenas que ya está agotada al acuñarse lateralmente.

Las labores existentes son una zanja-pozo de unos 50 m de longitud y 17 m de profundidad máximas y una bocamina de menos de 10 m de profundidad, que trataba de seguir la capa por el SE y en donde se observa el acuñamiento del nivel de carbón.

Este yacimiento está inventariado con el número 49 en el Mapa Metalogenético de España 1:200.000 número 31, Soria.

Existe una cata de prospección tratando de explotar la misma capa 1.000 m más al SE (núm. 16 que corresponde con el núm. 48 del Mapa Metalogenético), conformando la desaparición del nivel de carbón.

5.1.4. Rocas Industriales

Yacimientos de Caolín números 13, 14, 18. (Caolín y Sílice)

Se localizan en los términos de Torrijo de la Cañada, Bubierca y Embid de Ariza en el entorno de los puntos de coordenadas UTM, X = 593,30, Y = 4592,05; X = 593,30, Y = 4577,70; X = 587,60, Y = 4583,80.

Estas explotaciones aprovechan los niveles caoliníferos de las Facies Utrillas del Albiense y además de caolín benefician las arenas silíceas.

En estas explotaciones es frecuente que funcionen varios puntos de explotación para asegurar durante el mayor tiempo posible las especificaciones requeridas por las industrias consumidoras, principalmente cerámicas.

Las reservas de la zona no parecen peligrar, ya que el ritmo de explotación no es muy fuerte y la disponibilidad de estos materiales es muy alta.

Yacimiento de Monteagudo de las Vicarias número 15. Arcilla

La explotación está al Oeste de la Carretera a Ariza, próxima al cementerio de Monteagudo, con coordenadas X = 569,30, Y = 4579,05, Z = 780 msnm.

Son arcillas rojas pliocenas que tienen niveles arenosos interestratificados, se utilizan para elaborar tejas y ladrillos huecos y macizos como productos para el consumo regional.

En 1.988 hay dos frentes abiertos de 10 m de altura y 80 m de longitud. En la extracción a cielo abierto se emplean palas mecánicas.

CUADROS RESUMEN

YACIMIENTOS MINERALES METÁLICOS									HOJA Nº 408 NOMBRE: TORRIJO DE LA CAÑADA					
Nº	COORDENADAS LAMBERT		SUS- TANCIA	TIPO	PROV.	TERMINO MUNICIPAL	MORFOLOGÍA	MENA	QUIMISMO		ROCA ENCA- JANTE	PROCESO GENÉTICO	DATOS ECON.	EDAD
	X	Y							MENA	GANGA				
1	752,4 595,25	764,8 4.591,9	Au Ag As	Indicio	Z	Torrijo de la Cañada	Filón	Au Ag S As Fe	Nativo Sulfuros	Silicatada	Cuarcitas	Hidrotermal	Pequeño	Hercinico
7	588,92	4.593,73	Au Sulf.	Expl. Aband.	Z	Torrijo de la Cañada	Filón	Au Ag S As Fe	Nativo Sulfuros	Silicatada	Pizarras	Hidrotermal Exhudac.	Pequeño	Hercinico
9	594,45	4.592,85	Zn	Expl. Aband.	Z	Torrijo de la Cañada	Filón	S Zn	Sulfuros	Barita	Cuarcitas	Hidrotermal	Pequeño	Hercinico
11	588,65	4.584,90	Pb Cu Zn	Expl. Aband.	Z	Cihuela	Filón	S Pb S Cu S Zn	Sulfuros	Cuarzo	Pizarras y Cuercitas	Hidrotermal Exhudac.	Pequeño	Hercinico

[illegible]

ROCAS INDUSTRIALES							HOJA N° 408 NOMBRE: TORRIJO DE LA CAÑADA			
N°	COORDENADAS U.T.M.		PROVINCIA	TERMINO MUNICIPAL	ROCA	FORMACION O UNIDAD	UTILIZACIÓN	EDAD	ESTADO ACTUAL	RESER- VAS
	X	Y								
8	583,55	4.591,60	Z	Torrijo de la Cañada	Caliza Dolomítica	E. C. del P. de la Tranquera	Aridos	Coniaciense	Abandonado	---

5.1.5. Evaluación del potencial minero de la Hoja de Torrijo de la Cañada

Del estudio de los datos geológicos y mineros del área se desprenden las siguientes conclusiones:

Los yacimientos energéticos únicamente están representados por un antiguo y pequeño yacimiento de carbón, de baja calidad, ya agotado, y que se localiza en un área muy restringida que no despierta interés en el resto de la zona.

Los yacimientos de rocas industriales más notables corresponden a yacimientos de caolín y arenas silíceas, de las Facies Utrillas, en las que se encuentran varias explotaciones activas en régimen intermitente. La zona presenta reservas ilimitadas de estos materiales, con calidades heterogéneas al variar espacialmente sus características, tanto para los yacimientos de caolín como para los de arenas silíceas.

Existen en el ámbito de la Hoja yacimientos de arcillas, de edad Plioceno, de las cuales hay una única explotación activa.

Distribuidos por toda la Hoja hay yacimientos de materiales carbonatados (calizas y dolomías), así como cuarcitas de distintas edades, pero que son susceptibles de utilizarse como áridos de construcción en obras públicas.

El mayor potencial minero de la Hoja se centra en los yacimientos de minerales metálicos y no metálicos que regionalmente están concentrados en la banda paleozoica que ocupa la franja Nororiental de la Hoja.

La actividad tectónica hercínica en esta banda se manifiesta notablemente y se caracteriza por la existencia de tres fases de deformación compresiva. La primera origina pliegues que llevan asociados una esquistosidad S_1 ; la segunda corresponde a la formación de cabalgamiento, y la tercera da lugar a la intensa fracturación tardihercínica y a pliegues menores con esquistosidad de crenulación que deforman suavemente a los anteriores.

Esta banda estructural paleozoica se continúa por el SE en la Hoja de Ateca número 437, en donde se han identificado cuerpos volcánicos, riolitas y riodacitas, de edad Pérmica y relacionados con la última fase de fracturación tardihercínica.

La zona se localiza en el área de influencia de la prolongación de dos accidentes profundos como son la falla de Plasencia NE-SO y la falta de Ventaviella NO-SE.

Las paragénesis identificadas en la zona (barita-esfalerita, arsenopirita-cuarzo y galena-calcopirita-esfalerita) se pueden atribuir a la actividad hidrotermal ligada a la segunda y tercera fase hercínica, que favorece el desplazamiento y consolidación de los fluidos, respectivamente.

Los numerosos indicios de barita de carácter filoniano que arman las fracturas distensivas asociadas a los anticlinales de las cuarcitas cámbricas, potencialmente podrían estar asociados a yacimientos de sulfuros tal y como se encuentran en otros indicios.

Los filones de cuarzo en los que se ha detectado la presencia de arsenopirita podrían igualmente estar ligados a mineralizaciones singénicas con la 2.^a y 3.^a fase de deformación hercínica y

potencialmente con susceptibles de investigar por sus contenidos en oro.

5.2. HIDROGEOLOGÍA

Este conjunto, dedicado a una somera descripción hidrogeológica, se aborda desde el análisis de las unidades cartografiadas con especial atención a determinados parámetros (litología, potencia, fracturación, etc.) que las cualifican como potenciales acuíferos.

En la búsqueda de información hidrogeológica sobre la región se ha detectado una importante laguna motivada fundamentalmente por el poco interés hidrogeológico de los materiales paleozoicos y su situación marginal respecto al Sistema 57 (Mesozoico de Monreal-Gallocanta) subsistema Sierra de Solorio (unidades hidrogeológicas definidas bien por IGME, 1.970) al que evidentemente va asociado.

Mencionaremos en primer lugar los aspectos climatológicos e hidrogeológicos como componentes primarios del ciclo hidrogeológico.

El clima es continental, de inviernos fríos y veranos relativamente calurosos, siendo la precipitación media anual del orden de 550-450 mm, repartidos irregularmente tanto respecto a la orografía como a las estaciones del año. Estas lluvias, que local y temporalmente pueden ser intensas, condicionan la escorrentía y ocasionan una gran diferencia entre caudales máximos y mínimos en los ríos.

La Hoja pertenece en su totalidad a la cuenca hidrográfica del Ebro, y más concretamente a la subcuenca del Jalón. Los ríos que la recorren con una dirección común (NNO-SSE) son de Este a Oeste:

- El río Manubles que se encaja en la Formación Cuarcitas de Bámbola y pasa por Torrijo de la Cañada.
- El río Carabán, que se une al anterior en el límite de la Hoja de Calatayud (409) y recorre la zona del Paleozoico afectada por el frente de cabalgamiento.
- El río Regatillo que nace en el Norte, en la zona endorreica de las Lagunillas y discurre paralelo a las unidades ordovícicas cambiando su denominación por la de río Monegrillo en su parte inferior.
- El río Henar que discurre por el centro de la Hoja, paralelo al trazado de la carretera Embid de Ariza-Cihuela-Deza y, atravesando fundamentalmente afloramientos paleógenos, sirve de límite aproximado entre el Mesozoico y el Terciario.

Según datos obtenidos de IGME-1.982, aporta al Jalón un caudal base de 0,2 m³/s y un mínimo de 0,015 m³/s en agosto de 1.980, período contemplado en el informe.

- El río Nágima, el más importante de la Hoja por su caudal y el amplio cuaternario que ha desarrollado, discurre, por la zona occidental, entre Serón y Nágima y Monteagudo de las Vicarías.

Su caudal de base 0,4 m³/s, lo aporta al Jalón y fuera de esta Hoja con un máximo medio de 0,678 m³/s en octubre de 1.979 y un mínimo de 0,149 en julio de 1.980.

De este río, mediante derivación en el paraje «Los Llanos» del término de Fuentelmonje, se detraen temporalmente los caudales necesarios para llenar el embalse de Monteagudo, que posteriormente se utiliza para regadíos.

De las numerosas fuentes y manantiales de la Hoja sólo cabe señalar que son más frecuentes en los afloramientos paleozoicos y en el contacto entre los mesozoicos y el terciario, teniendo especial significación, en esta última posición, la fuente de San Roquillo, 4 km al Sur de Deza, por los depósitos tobáceos que ha generado.

Desde el punto de vista de la permeabilidad, las unidades cartografiadas pueden agruparse en:

- Muy permeables: Calizas y dolomías del Cretácico superior y gravas del Cuaternario.
- Permeabilidad media: Calizas del Mioceno superior, dolomías del Muschelkalk y arenas del Cretácico inferior.
- Poco permeables: Arcillas y conglomerados del Mioceno inferior, conglomerados oligocenos y areniscas de Buntsandstein.
- Impermeables: Arcillas del Keuper y materiales paleozoicos.

Independientemente de esta primera clasificación influyen, en la consideración como acuíferos de las distintas unidades, otros factores como la potencia, fracturación, posición respecto al nivel estático regional, relaciones con las deformaciones limitrofes o la propia extensión de los afloramientos.

Teniendo en cuenta todos estos parámetros, en la medida en que son conocidos, se pueden hacer las siguientes consideraciones para las unidades cartografiadas de muro a techo.

— Conjunto cartográfico Paleozoico. Las unidades aquí incluidas están «a priori» clasificadas como manantiales y así lo ponen de manifiesto las numerosas fuentes y manantiales existentes. Únicamente se podría esperar un comportamiento hidrogeológico favorable en la Formación Dolomías de Ribota, pero las dificultades de recarga y su poca potencia hacen que el valor como acuífero sea puramente local. En el resto del conjunto, únicamente en el contacto entre cuarcitas y pizarras se puede esperar una zona de preferente circulación, aunque de muy difícil cuantificación y aprovechamiento.

— Conjunto dolomítico del Muschelkalk. Potencialmente con permeabilidad media, estas dolomías constituyen un acuífero de relativo interés. Aunque su potencia es baja, como su buzamiento general es entre 35° y 55°, donde el nivel estático sea favorable, se puede tener un volumen saturado alto. En estas condiciones se podría proyectar un sondeo que atravesase más de un centenar de metros de acuífero saturado.

— Conjunto detrítico del Cretácico inferior. Su permeabilidad es media, pero su interés como acuífero es bajo. Resulta complejo a causa de su litología la realización de captaciones y subyace

a un conjunto calco-dolomítico de mucho mayor interés hidrogeológico.

— Conjunto carbonatado del Cretácico superior. Constituye el menor acuífero de la zona por litología, potencia (200-300 m) y fracturación. Presenta una permeabilidad alta y aparentemente está saturado como indican las numerosas fuentes que genera.

Debe mantener un estrecho equilibrio con el río Henar que lo atraviesa, entre Embid de Ariza y Cihuela, sin poderse precisar si el río cede agua al acuífero, o viceversa, por falta de control de caudales a la salida.

— Unidades terciarias. Los factores que van a condicionar el comportamiento hidrogeológico de las unidades terciarias son fundamentalmente la potencia y los cambios de facies. Aunque existen litologías que pudieran presentar una permeabilidad media (conglomerados, calizas), su grado de cementación, baja continuidad lateral e intercalaciones margosas, hacen disminuir su interés como formaciones potencialmente favorables para constituir acuíferos. No obstante, localmente los conglomerados pueden constituir un acuífero multicapa de difícil aprovechamiento y resultados aleatorios.

Por último, es necesario reseñar que el aluvial Cuaternario juega un importante papel de regulación de los caudales que los ríos, que se explotan en pequeña medida en las proximidades de los núcleos urbanos y que es muy sensible a los problemas de contaminación que se produzcan en el río.

En resumen, sin descartar el aprovechamiento puntual de otras unidades, el acuífero Cretácico superior debería ser el objetivo fundamental cuando se planteen proyectos hidrogeológicos de gran alcance. Hay que tener en cuenta que el mencionado acuífero se drena actualmente por los manantiales termales de Alhama de Aragón (caudal puntual julio 1.980, 0,552 m³/s con un caudal anual de 20 hm³) asociados a unas fallas de zócalo que con dirección NNO-SSE limitan los afloramientos cretácicos por el Oeste.

Desde el punto de vista del «Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas» (PIAS), las unidades aquí comentadas quedan al Norte del subsistema Sierra de Solorio (Sistema 57), que tiene por límite el río Jalón, no existiendo datos que permitan independizar los acuíferos Jurásico-cretácicos del Sur de los cretácicos del Norte. Al no estar encuadrados estos acuíferos en ningún sistema sólo se tienen datos parciales de los caudales superficiales que se vierten del Jalón por su margen izquierda; sin embargo, parece lógico pensar que el acuífero Cretácico, independientemente del drenaje que se produce por los manantiales de Alhama de Aragón, aportará caudal lateralmente al Mioceno detrítico.

En cuanto a la calidad del agua no existen problemas de contaminación, pero no hay que olvidar la gran sensibilidad, dada por su permeabilidad, que ofrecen el acuífero Cretácico y el aluvial a los agentes contaminantes.

Los análisis realizados en Alhama de Aragón permiten clasificar estas aguas como bicarbonatadas-cálcicas, litínicas, magnésicas con mineralización ligera y dureza alta, y en otros puntos donde el manantial se asocia al Keuper son biocarbonatadas sulfatadas.

El ITGE y empresas colaboradoras actualizan periódicamente los datos de explotación, recursos, calidad, etc., ya que se realiza un seguimiento mediante redes de control piezométrico y de calidad.

La entrada en vigor de la nueva Ley de Aguas aumentará el protagonismo de las confederaciones hidrográficas y entes autonómicos, centralizándose en el futuro la información de los Planes Hidrológicos de Cuenca.

6. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1.976): «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central española». *Trabajos del Neógeno y Cuaternario*, núm. 5, págs. 7-29.
- ÁLONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R. y MELÉNDEZ, A. (1.986): «Origine et evolution du detroit iberique au Crétace superieur». *Memoires Geologiques de l'Université de Dijon*, núm. 11; págs. 79-80.
- ÁLVARO, M. (1.975): «Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y de la Cordillera Ibérica)». *Estudios Geológicos*, 31 (3-4) págs. 241-247.
- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1.978): «Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica.». *Acta Geol. Hisp. Libro Hom. Prof. Solé Sabaris*, 14: págs. 174-177.
- ARENAS ABAD, C. *et al.*, (1.987): «Memoria explicativa del Sector de Alhama de Aragón (provincia de Zaragoza)». *Excma. Diputación Provincial de Zaragoza*, Págs. 1-135.
- ARRIBAS, J. (1.984): «Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincias de Soria y Zaragoza)». *Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid*, 354 págs.
- ARRIBAS, J.; DE LA PEÑA, J. A. (1.984): «Sedimentología y diagénesis de la barra carbonatada inferior en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincia de Zaragoza). *Publicaciones de Geología*, núm. 20. *Univ. Autónoma de Barcelona*, págs. 131-139.
- BARTSCH, G. (1.966): «Geologische untersuchungen in den ostlichen Iberischen Ketten zwischen río Jalón und der strasse Miedes-Codos-Cariñena (Sapnies). *Tesis. Westfälische Landes Universita zu Munster. Wertfalen*.
- BOUMA, A. H. (1.962): «Sedimentology of some flych deposit. *Elsevier. Amsterdam*. 168 págs.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J. J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1.982): «Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Aplino en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». *Temas Geológico- Mineros. IGME. Madrid*. Págs. 1-299.
- CAPOTE, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1.983): «La estructura hercínica en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica». *Geología en España. Libro Jubilar a J. M. Ríos*. Tomo I págs. 513-529.
- CARLS, P. (1.962): «Ernterung zur geologischen kartierung bei Luesma und Fombuena in dem Ostlichen Ibericen Ketten, NE-Sapanien». *Dipl.-Arb Mth.-Naturwiss. Fak. Univ. Würzburg*, 91 págs.
- CASAS SAINZ, A. (1.987): «El estado de esfuerzos durante el Terciario en la Depresión de Arnedo (La Rioja)». *Acta Geológica Hispánica* (en prensa).
- DAAMS, R. (1.976): «Miocene Rodents (Mammalia) from Cetina de Aragón (Prov. Zaragoza) and Buñol (Prov. Valencia), Spain». *Kon. Ned. Akad. Wer. Proc. Series B*, 79 (3), págs. 152-182.

- DE VICENTE, G. (1.988): «Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica». *Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid*, 317 págs.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G. y DAIGNIÉRES, M. (1.981): «An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis». *J. Struct. Geol.*, 3 (1), págs. 51-65.
- FLOQUET, M. (1.978): «Nouvelle interpretation de la serie du Pico Frentes (Prov. de Soria. Espagne). Référence pour le Crétacé superieur des Chanes Iberiques Septentrionales». *C. R. Acad. Sc. París*. 286. Ser. D., págs. 311-314.
- FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A. y PEDAUYE, R. (1.981): «El Cretácico superior de la región de Alhama de Aragón (Borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica)». *Libro-Guía. Jornadas sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica (Sector Central)*.
- FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A. (1.982): «Características sedimentarias y paleogeográficas de la regresión finicretácica en el Sector Central de la Cordillera Ibérica». *Cuadernos de Geología Ibérica*, núm. 8, págs. 237-258.
- FLOQUET M.; ALONSO, A. y MELÉNDEZ, A. (1.982): «El Cretácico superior de la Sierra de Cameros-Castilla». *Cretácico de España*, Págs. 387-456.
- GARRIDO MEGÍAS, A. (1.982): «Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al Estudio Dinámico de Cuencas». *Actas del V Congreso Latino-americano de Geología. Argentina*, 1, págs. 385-402.
- GARRIDO MEGÍAS, A. y VILENA MORALES, J. (1.977): «El Triásico Germánico en España: Paleografía y Estudio secuencial». *Cuadernos de Geología Ibérica*, núm. 4, págs. 37-56.
- GLADFELTER, B. G. (1.971): «Meseta and Campiña lanforms in Central Spain. A Geomorphology of the Alto Henares Bassin». *The University of Chicago. Department of Geography Research paper* núm. 130, 204 págs.
- GÓMEZ, J. J. (1.985): «El Muschelkalk de la Hoja 1:200.000 de Teruel. Informe complementario al Mapa Geológico de España E. 1:200.000 Hoja núm. 47.» Teruel. IGME.
- GOY, A.; GÓMEZ, J. J. y YEBENES, A. (1.976): «El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte). I Unidades Litoestratigráficas». *Estudios Geológicos*, núm. 32. (4). Págs. 391-423.
- GRACIA, J.; GUTIÉRREZ, M. y LERANOZ, B. (1.987): «Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, (en prensa).
- GRACIA PRIETO, F. J. y SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1.986): «El campo de fallas miocenas de la Bárdena Negra (Provs. de Navarra y Zaragoza)». *Bol. Geol. Min.*, 97 (6), págs. 693-703.
- GUISADO, R.; ARMENTEROS, I. y DABRIO, C. J. (1.987): «Sedimentación continental paleocena entre Almazul y Deza (cuenca de Almazán, Soria) » *Stud. Geol. Salamanticensis* (en prensa).

- HENÁNDEZ PACHECO (1.954): «Estudio hidrogeológico de las termas de Alhama de Aragón (Zaragoza)». *Annales. Real Academia de Farmacia*, XX (4).
- HERNANDO, S. (1.977): «Aspectos paleogeográficos del Keuper en el borde SO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, págs. 385-398.
- IGME (1.970): «Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas» (PIAS). IGME.
- IGME (1.971 a): «Mapa metalogenético de España. Escala 1:200.000». Hoja núm. 31. SORIA.
- IGME (1.971 b): «Mapa de Rocas Industriales E:1:200.000». Hoja núm. 31. SORIA.
- IGME (1.971 c): «Mapa de Síntesis a escala 1:200.000». Hoja núm. 31. SORIA.
- IGME (1.981): «Mapa Geológico de España E:1:50.000». Hoja núm. 409 (Calatayud).
- IGME (1.982): «Investigación Hidrogeológica de la cuenca del Ebro». Colección Informe. IGME.
- IGME (1.983): «Mapa Geológico de España E:1:50.000». Hoja núm. 437 (Ateca).
- IGME (1.986): «Mapa Geológico de España E:1:50.000». Hoja núm. 466 (Moyuela) (en prensa).
- IGME (1.987): «Mapa Geológico de España. E:1:50.000». Hoja núm 436 (Alhama de Aragón) (en prensa).
- JOSOPAIT, V. (1.972): «Das Kambriun-Tremadoc. Ateca (NE Spanien)». *Fors. Geol. Paläont.* núm. 23, págs. 3-121 Munster.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, C. (1.972-74): «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». IGME. Págs. 113.
- LERANOS, B. (1.987): «Geomorfología de la Cuenca de Almazán en su sector Suroriental (Prov. Zaragoza)». *Trabajo de Investigación. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza*. 118 págs. (Inédito).
- LOTZE, F. (1.929): «Stratigraphie und tektonik des Keltibezischen Grundgebirges (Spanien)». *Beitr. Geol. Wesmedit. Gebiet*. 3 Abh. Ges. Win. Z. Gottingen Math. Phys.: N.F. 14 (2). *Traducción Española Publicaciones Extranjeras Geológicas Españolas*. IGME. 8 págs. 1-315 (1.954-55).
- LUNAR, R. y SÁNCHEZ CELA, V. (1.973): «Estudio Geológico-petrológico del Cretácico de los alrededores de Alhama de Aragón». *Estudios Geológicos*, XXIX: págs. 523-541.
- MANSOURIAN, E. (1.974): «Erluterungen zur geologischen kaslierungdes gebietes im rean. Murero-Ateca-Montón in der Westlichen Iberischen Ketten (N.E. Spanien)». *Dipl. Arb. Wüzburg*. págs. 1-98.
- MELÉNDEZ, A.; PARDO, G.; PENDÓN, J. G. y VILLENA, J. (1.982): «Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán durante el Mioceno superior». *Temas Geológicos y Mineros*, 6. Págs. 415-429. IGME.

- MELÉNDEZ, A. (1.983): «Estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Cretácico superior». *Memoria explicativa. Hoja E: 1:200.000. Teruel*. IGME.
- MOJICA, J. (1.979): «Über das Mesozoikum in zentralen Teil nordstlichen keltiberischums (Ateca-Schwilh, Umgebung von Nuévalos, Provinz Zaragoza, Spanien). *Arb. Inst. Geol. Palont. Univ. Stuttgart*. NF.74.
- MOJICA, J. y WIEDMAN, J. (1.977): «Kreiden-Entwicklung und Cenomanien-Turonien-Gzenze der mittleren Keltiberischen ketten bei Nuévalos (Prov. de Zaragoza. Spanien)». *Eclogae Geol. Helvetiae*, 70 (3): págs. 739-759. Basel.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J. M. y BERTOLIN, M. (1.971): «Las series continentales al Este de la Sierra de Altamira». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica* 1.ª Sección págs. 357-376.
- RAMOS, A. (1.979): «Decouverte d'une microflore Thuringienne dans le Buntsandstein de la Cordillere Iberique (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. París*, 289 (D) págs. 525-528.
- RAMSAY, J. G. (1.967): «Folging and fracturing of rocks». *Mc. Graw-Hill Book Company*.
- SAEFTEL, H. (1.961): «Paleogeografía del Albense de las cadenas Celtibéricas españolas». *Not. y Com. IGME*, núm. 63, págs. 163-192.
- SAENZ, C. (1.931): «Pantanos de la Tranquera y Carenas, en los ríos Mesa y Piedra. Estudio de las condiciones geológicas de emplazamiento y vaso». *Publ. Conf. Hidrogr. Ebro*, Núm. 63, págs. 31-110.
- SAENZ, C.; MARÍN GONZÁLEZ, J. L. (1.969): «Geología del Valle del río Piedra en Llumes. Zaragoza. *Acta geológica Fac. Ciencias Univ. de Barcelona*. 4 (4), págs. 91-95.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1.963): «El borde mioceno en Arcos de Jalón». *Est. Geol.*, XIX, págs. 109-136.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1.974): «Cuenca de Almazán». *Col. Intern. Bioestratigrafía Cont. Neogen. Sup. Cuat. Inf. Libro-Guía*, págs. 29-30, CSIC.
- SCHEUPLIN, R. (1.970): «Stratigraphie und tektonik der schichten folge in raum Daroca-Calamocha (Westliche Iberische ketten NE Spanien)». *Univ. Diss. Wurzburg*, págs. 1-106.
- SCHMIDT-THOME, M. (1.968): «Beitrage zur feinestratigraphie des unterkambriums in dem Iberischen Ketten (Nordest-Spanien)». *Univ. Diss. Wurzburg*, págs. 1-141.
- SCHMITZ, V. (1.971): «Stratigraphie und sedimentologie in Kambrium und Tremadoc der Westlichen Iberischen nordlich Ateca (Zaragoza). NE Spanien». *Munsters. Forsch. Geol. Paleon.* 22 págs. 1-123.
- SDZUY, K. (1.961): «Das Kambrium Spaniens. Teil 2: Trilobiten». *Acad. Wiss. Lit Mainz. Abh. Natur.* T. 7-8 págs. 218-411. Mainz.

- SCHWENZNER, J. E. (1.937): «Zur morphologie des Zentral spanischen Hochlandes». *Georg. Abhl.*, H. 10. *Stuttgart*. (Resumen en Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. 41, págs. 121-147.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1.986): «Analysis of a gradual change in stress regimen (example from the eastern Iberian Chain, Spain)». *Tectonophysics*, 124, págs. 37-53.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. y APARICIO CARDONA, J. (1.988): «Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica». *Estudios Geol.*, (en prensa).
- TAPPONIER, P. & MOLINAR, P. (1.976): «Slip-line field theory and large-scale continental tectonics». *Nature*, 264, págs. 319-324.
- TEJERO LÓPEZ, R. M.^a (1.987): «Tectónica de los macizos paleozoicos al NE de Calatayud. Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Prov. de Zaragoza)». *Tesis doctoral U.C. de Madrid*.
- VILAS, L.; HERNANDO, S.; GARCÍA QUINTANA, A.; RINCÓN, R. y ARCHE, A. (1.977): «El Triásico en la región de Monforte-Alhama de Aragón (Provincia de Zaragoza)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, págs. 467-484.
- VILLENA, J. y RAMÍREZ, J. (1.974): «Estratigrafía del Cretácico de la región de Molina de Aragón. I. *Simp. Cretácico Cord. Ibérica*, págs. 170-188.
- VIRGILI, C. (1.977): «Le Trias du Nord de l'Espagne» *Bull. BRGM*, 4 (3) págs. 205-213.
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A. y HERNÁNDO, S. (1.977): «Problemas de la cronoestratigrafía del Triás en España». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, págs. 57-88.
- WOLF, R. (1.980): «The lower and upper boundari of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part. 1: The lower Ordovician sequence of Celtiberia». *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 160 (1), págs. 118-137. *Stuttgart*.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España