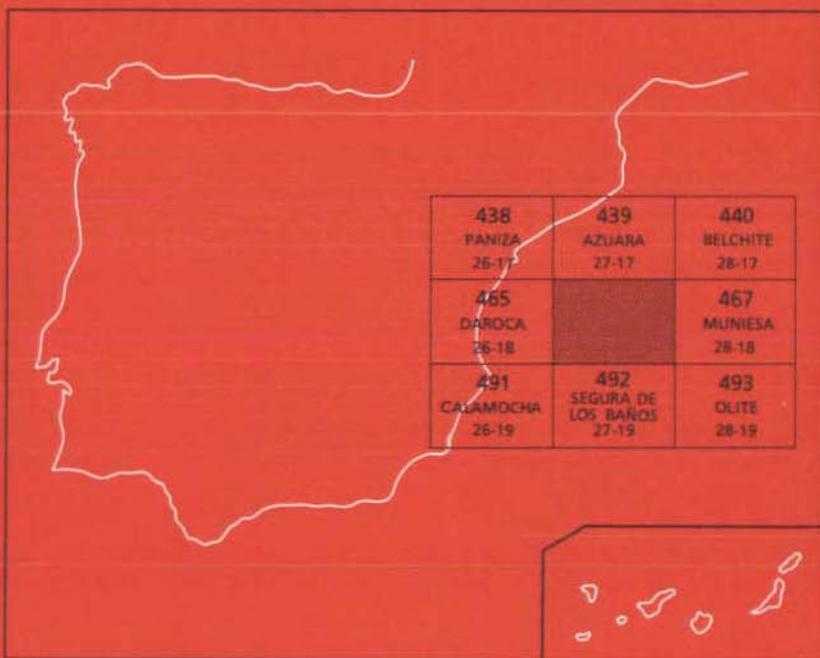




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



MOYUELA

Con posterioridad a la realización de esta edición, el Instituto Geológico y Minero de España ha pasado a denominarse Instituto Tecnológico GeoMinero de España

En consecuencia, donde dice Instituto Geológico y Minero de España en esta edición, debe entenderse que se trata del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

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 y Energía, 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

MOYUELA

Primera edición

MADRID, 1989

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INTECSA dentro del programa Magna, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Dirección y supervisión

- Gabaldón López, V. (IGME).

Autores

- Lendínez González, A. (INTECSA). Jefe de Proyecto, Cartografía y Memoria.
- Ruiz Fernández de la Lopa, V. (INTECSA). Cartografía geológica y Memoria.
- Carls, P. (Universidad de Braunschweig). Cartografía geológica, Memoria y Macropaleontología del Paleozoico.

Colaboradores

- Alvaro López, M. (CGS). Tectónica.
- Gutiérrez Elorza, M. (Universidad de Zaragoza). Geomorfología.
- Hernández Samaniego, A. (CGS). Sedimentología del Paleozoico.
- Gómez Fernández, J. J. (Exxon Minera). Sedimentología carbonatos del Jurásico.
- Meléndez Hevia, A. (Universidad de Zaragoza). Sedimentología carbonatos del Triásico y Cretácico.
- Pérez, A.; Pardo, G., y Villena, J. (Universidad de Zaragoza). Sedimentología del Terciario y detríticos de Formación Utrillas.
- Aguilar Tomas, M. (CGS). Petrología en lámina delgada.
- Leal Martín, M. C. (CGS). Micropaleontología.
- Comas, M. J., y Goy, A. (Universidad de Madrid). Macropaleontología.
- Lago San José, M., y Conte Solano, J. C. (Universidad de Zaragoza). Petrología y Geoquímica.

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, macropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.
- Informe detallado de las formaciones paleozoicas y Buntsandstein. P. CARLS (1986).
- Informe sedimentológico del terciario.
- Planos escala 1:25.000. Afloramientos principales de diques subvolcánicos.

INDICE

	<i>Pág.</i>
INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	10
1.1. Cámbrico	14
1.1.1. Capas de Jalón. Pizarras y bancos de dolomía (2). Cámbrico inferior	14
1.1.2. Formación Dolomías de Ribota (3). Cámbrico in- ferior	15
1.1.3. Formación de Huérmeda. Pizarras y areniscas cuarcíticas (4). Cámbrico inferior	16
1.1.4. Formación Areniscas de Daroca. Arenisca cuar- cíticas (5). Cámbrico inferior	16
1.1.5. Formación Valdemedes. Pizarras, areniscas y li- molitas calcáreas, con niveles de nódulos carbo- natados (6). Cámbrico inferior-medio	18
1.1.6. Formación Murero. Pizarras y limolitas margo- sas (7). Cámbrico medio	18
1.1.7. Formación Almunia Miembro I. Pizarras y are- niscas (8). Cámbrico medio	19
1.1.8. Formación Almunia. Miembro II. Areniscas cuar- cíticas y pizarras (9). Cámbrico medio-superior.	20
1.2. Ordovícico (Tremadoc-Ashgill)	20
1.2.1. Formación Santed. Pizarras arenosas y arenis- cas (10) Tremadoc-Arenig	21
1.2.2. Formación Cuarcita Armoricana (11). Arenig	21
1.2.3. Formación Castillejo. Pizarras, areniscas y cuar- citas (12). Llanvirniense superior-Llandeilo	22

	<u>Pág.</u>
1.2.4. Formación Fombuena y Formación Calizas de Cistideos. Pizarras y areniscas con oolitos ferruginosos y margas de briozoos; margas, calizas y dolomías (13). Caradoc medio-Ashgiliense medio.	23
1.3. Silúrico	26
1.3.1. Formación Orea y Formación Cuarcita Blanca. Pizarras y cuarcitas (14). Llandovery inferior	26
1.3.2. Formación Bádenas. Pizarras, limolitas y cuarcitas (15-16). Llandovery superior-Ludlow superior	26
1.4. Devónico	28
1.4.1. Formación Luesma. Cuarcitas y pizarras (17). Prídoliense-Gediniense inferior	28
1.4.2. Formación Nogueras y Formación Santa Cruz. Cuarcitas, pizarras y areniscas (18). Gediniense inferior tardío-Siegeniense superior	29
1.4.3. Formación Mariposas y Formación Castellar. Calizas, margas y pizarras arcillosas (19). Siegeniense terminal-Emsiense superior temprano ..	32
1.4.4. Formación Ramblar. Pizarras, areniscas y calizas (20). Parte media del Emsiense superior ..	33
1.4.5. Formación Loscos, Formación Peña Negra y Formación Molino. Alternancia de arenas, pizarras arcillosas y bancos de caliza (21). Emsiense superior basal	35
1.4.6. Formación Monforte, Formación Moyuela y Formación Recutanda. Pizarras, niveles de calizas y alternancia de pizarras y areniscas (22). Eifeliense temprano	36
1.4.7. Pizarras arenosas y areniscas (23). Sección Maravillidas. Emsiense-Givetiense?	38
1.4.8. Formación Barreras, Formación Salobral y Formación Cabezo Agudo. Pizarras y areniscas con niveles calizos (24). Givetiense	39
1.4.9. Formación Huesa. Pizarras negras y areniscas (25). Frasnense temprano	41
1.4.10. Formación Bandera. Pizarras arcillosas (26). Frasnense temprano	41
1.5. Carbonífero	42
1.5.1. Formación Fraguas. Conglomerados y areniscas (27). Stephaniense	42
1.6. Pérmico (Autuniense basal)	42

	<i>Pág.</i>
1.6.1. Formación Los Cabezos. Sedimentos piroclásticos (28). Autuniense basal	44
1.7. Triásico	45
1.7.1. Areniscas, arcillas rojas y brechas y conglomerados. Facies Buntsandstein (29)	46
1.7.2. Dolomías tableadas, margas y dolomías en bancos (30, 31, 32). Facies Muschelkalk	48
1.7.1.1. Dolomías tableadas (30)	48
1.7.2.2. Margas con intercalaciones dolomíticas (31)	49
1.7.2.3. Dolomías en bancos gruesos (32)	49
1.7.3. Margas abigarradas (33). Facies Keuper	50
1.8. Triásico superior-jurásico inferior	52
1.8.1. Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (34). Rethiense-Hettangiense	52
1.9. Jurásico	53
1.9.1. Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (35). Sinemuriense-Pliensbachien- se	53
1.9.2. Formaciones Margas grises del Cerro del Pez y Calizas Bioclásticas de Barahona (36). Pliensbachien- se	55
1.9.3. Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel (37). Toarciense	56
1.9.4. Formación Carbonatada de Chelva (38). Toarciense superior-Dogger	57
1.9.5. Formación Margas de Sot de Chera (39). Oxfordiense medio a superior	58
1.9.6. Formación Ritmita calcárea de Loriguilla (40). Kimmeridgiense inferior	59
1.9.7. Formación Calizas con oncolitos de Higuera (41). Kimmeridgiense-Portlandiense	59
1.10. Cretácico	60
1.10.1. Cretácico inferior	60
1.10.1.1. Calizas (42) Hauteriviense-Barremien- se inferior	60
1.10.1.2. Arcillas rojas (facies Weald) (43). Barremien- se	61
1.10.1.3. Calizas bioclásticas (44). Barremien- se-Aptiense	61
1.10.1.4. Formación Arenas de Utrillas (45). Albiense	62

	<i>Pág.</i>
1.10.2. Cretácico superior	62
1.10.2.1. Formación Calizas y margas de Mosqueruela (46). Cenomaniense	64
1.10.2.2. Formación Dolomías del Barranco de los Degollados (47). Turoniense-Coniaciense	64
1.10.2.3. Formación Calizas del Organo de Montoro (48). Coniaciense-Santoniense	65
1.10.2.4. Formación Margas y calizas de la Cañadilla (49). Santoniense-Campaniense .	66
1.10.2.5. Formación Calizas de Fortanete (50). Campaniense-Maastrichtiense	67
1.11. Terciario	67
1.11.1. Paleógeno	68
1.11.1.1. Lutitas y areniscas (51). Cretácico superior-Paleoceno	68
1.11.1.2. Conglomerados, areniscas, lutitas y calizas (52). Paleoceno-Eoceno	69
1.11.1.3. Brechas y conglomerados (53). Paleógeno	71
1.11.2. Neógeno	71
1.11.2.1. Conglomerados calcáreos, cuarcíticos, arenas y arcillas (54). Mioceno Medio-Superior	71
1.11.2.2. Calcarenitas blancas con gasterópodos (55). Mioceno superior-Plioceno .	72
1.12. Tránsito Terciario-Cuaternario	73
1.12.1. Limos arcillosos con cantos (56). Terciario-Cuaternario	73
1.13. Cuaternario	74
1.13.1. Glacis (57)	74
1.13.2. Aluviales y terrazas (58)	58
1.13.3. Conos de deyección (59)	75
1.13.4. Raña de la Pelarda (60)	75
1.13.5. Limos y arcillas (61). Cuaternario indiferenciado	75
1.13.5. Limos y arcillas (61). Cuaternario indiferenciado..	75
2. TECTONICA	76
2.1. Tectónica regional	76
2.2. Descripción de la estructura	77

	<i>Pág.</i>
2.2.1. El Dominio de terrenos paleozoicos de la Unidad de Herrera	77
2.2.2. Dominio de materiales mesozoicos y paleozoicos plegados	81
2.2.3. Los depósitos postorogénicos	83
2.3. Cronología de las deformaciones	85
2.3.1. El Ciclo Hercínico	85
2.3.2. El Ciclo Alpino	86
3. GEOMORFOLOGIA	87
4. PETROLOGIA, GEOQUIMICA	91
5. HISTORIA GEOLOGICA	102
6. GEOLOGIA ECONOMICA	106
6.1 Minería y canteras	106
6.2. Hidrogeología	108
7. BIBLIOGRAFIA	111

INTRODUCCION

La hoja a escala 1:50.000 de Moyuela se encuentra situada en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y forma parte de las provincias de Teruel y Zaragoza.

El relieve es accidentado en su parte Sur y Oeste, donde se alcanzan cotas de 1.500 m., mientras que es más suave en la zona Centro, Norte y Este, donde las cotas oscilan entre 700 y 900 m.

Destacan como sierras importantes y con una dirección aproximada NO-SE las sierras de Oriche y Cucalón y La Pelarda-Majoral.

En la zona centro se desarrolla una planicie cortada por los ríos Santa María y Seco. Además de los ríos citados, recorre la hoja de SO a NE el Río Aguasvivas y en el vértice SO el Río Huerva, todos ellos pertenecientes a la cuenca hidrográfica del Ebro. Una red de arroyos y barrancos de escasa entidad drena el resto del territorio y vierte sus aguas a los ríos mencionados.

La densidad de población es muy baja, siendo los principales núcleos Moyuela y Blesa, que no sobrepasan los 2.000 habitantes.

Es una zona agrícola poco desarrollada con un interesante potencial forestal en las zonas montañosas.

Geológicamente, la región estudiada está situada en el Sistema Ibérico, que a grandes rasgos está comprendido entre las cuencas terciarias del Tajo (al Suroeste), del Duero (al Noroeste) y del Ebro (al Noreste).

El Sistema Ibérico está constituido por una amplia gama de materiales que abarcan desde el Precámbrico al Paleógeno con una completa

secuencia representativa de las edades intermedias, deformados según una dirección general SE-NO (Directriz Ibérica) con vergencias al NE y desarrollándose en esta dirección numerosas cuencas internas que se rellenan de sedimentos continentales neógenos.

La Cordillera Ibérica se ha dividido tradicionalmente en dos ramas por la similitud que presentan los sedimentos mesozoicos en cada una de ellas y están separadas por la cuenca terciaria de Calatayud-Teruel. Estas dos ramas son: la Castellana al Sur y la Aragonesa, donde se encuadra la hoja de Moyuela, al Norte.

Hay que destacar como único apoyo cartográfico, en la elaboración de la hoja, el Mapa Geológico a escala 1:200.000 (DAROCA) y una serie de cartografías 1:10.000 o 1:20.000 de tesinas inéditas, elaboradas en el Departamento de Paleontología de la Universidad de Würzburg, bajo la dirección del profesor K. SZUY (CARLS, 1962; MÖHL, 1965; MONNINGER, 1973; PAUL, 1969, y SCHEUPLEIN, 1967), la cartografía de la tesis de CARLS (1965) y cartografía inédita de CARLS.

En la ejecución del trabajo se han realizado series detalladas de campo con sus correspondientes anotaciones de tramos sobre el terreno y el estudio estratigráfico normal se ha complementado por estudios sedimentológicos de detalle, tanto de campo como de laboratorio, realizados por especialistas en rocas carbonatadas y en terrigenos.

Estas series levantadas y el estudio micropaleontológico de láminas y levigados han permitido las dataciones de las distintas unidades que se diferencian en el capítulo de Estratigrafía.

La datación por especialistas de la macrofauna recolectada, sobre todo en niveles Jurásicos, ha permitido corroborar las dataciones hechas con criterios micropaleontológicos y establecerlas en aquellos niveles conflictivos.

El estudio geomorfológico que se ha realizado a escala 1:50.000 y que se adjunta a la presente memoria reducido a escala 1:100.000 permite un conocimiento morfológico y de depósitos superficiales bastante detallado.

1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Moyuela afloran materiales del Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbonífero terminal (?), Pérmico inferior, Triásico, Jurásico, Cretácico, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario.

La descripción de las distintas formaciones del Paleozoico que aparece en la presente memoria es, por razones de espacio, un extracto de las descripciones realizadas por el doctor P. CARLS. El texto íntegro figura en la información complementaria de la presente hoja como «Informe

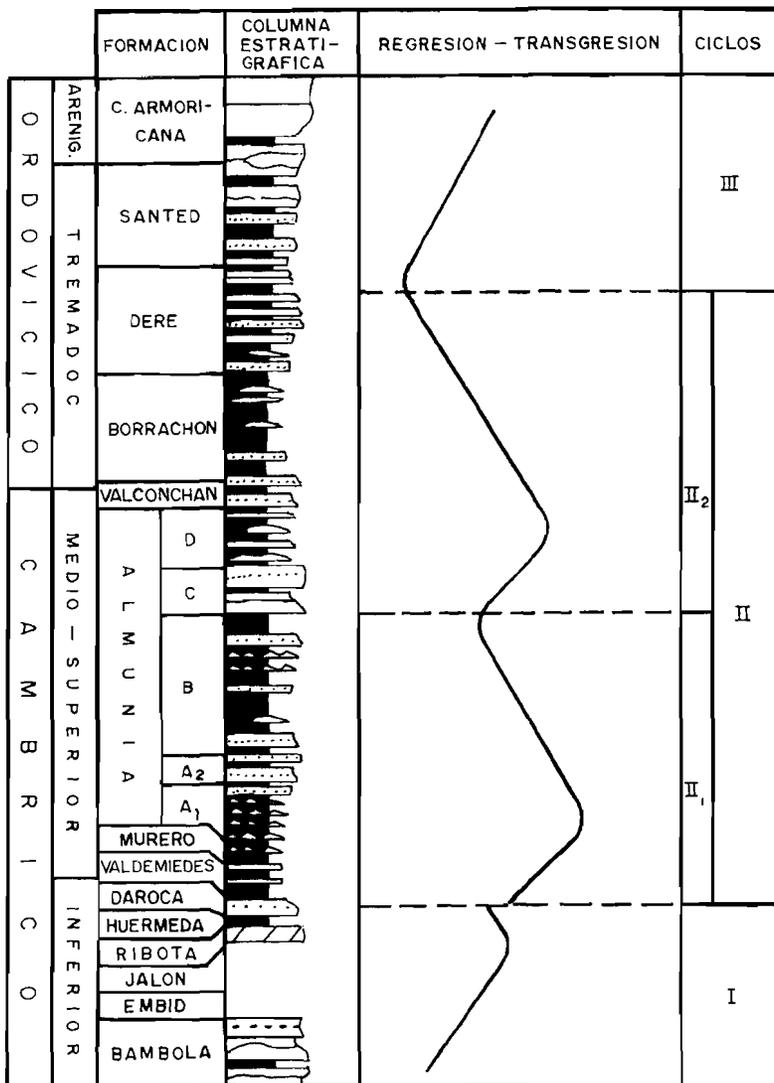


Fig 1 - Columna estratigrafica sintetica del Cambriico y Ordovico (hasta el Arenig.)

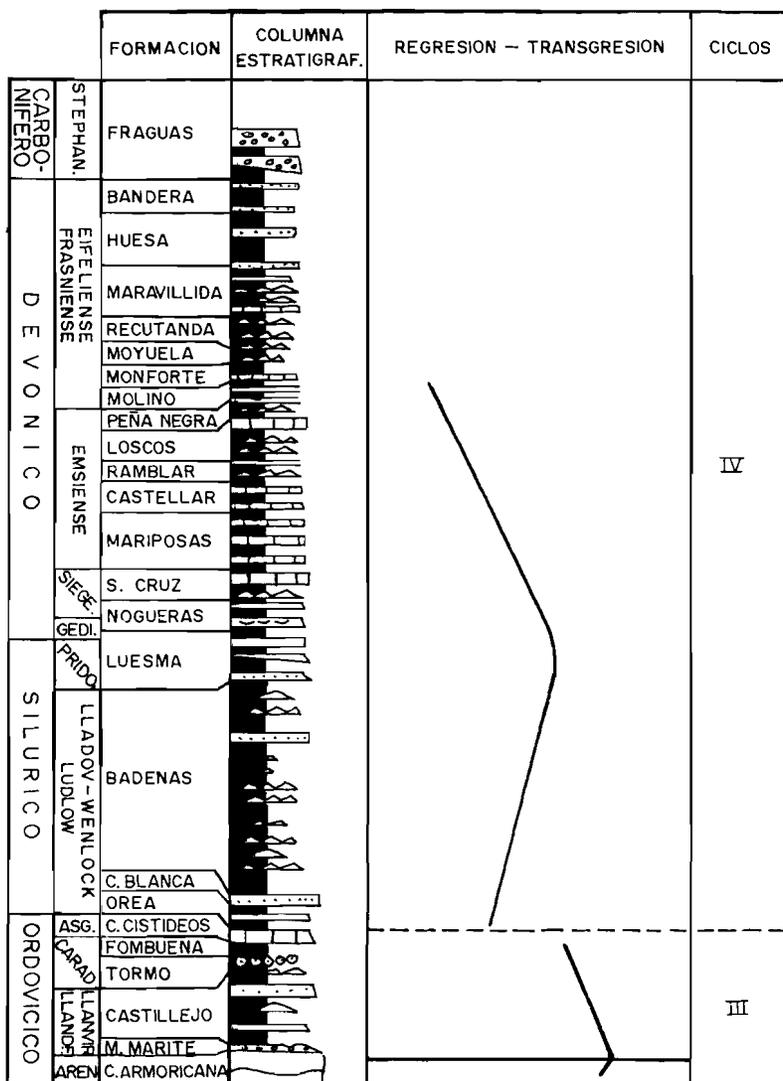


Fig. 2.- Columna estratigrafica desde el Ordovícico (Arenig.) hasta el Carbonífero.

AUTORES		VILLENA (1971) (S. Herrera)	SACHER - TRURNIT (66-67) (S. Tremendal)	RIBA (1959)	ESCUELA DE WÜRZBURG CARLS, P.- (1972) (Rama aragonesa)	
EDAD						
SILURICO	SUP.	WENLOCKIENSE	Pizarras de Checa		Pizarras de Graptolites	Fm. Bâdenas (miembro inf.)
	INF.	LLANDOVERIENSE	Cuarcitas de los Puertos	Valent - Quarzit	Cuarcitas del Valentiense	Cuarcita de Orea
ORDOVICICO	SUPERIOR	ASHGILLIENSE	Calizas del Cabezo Capas de Bronchales	Calizas de Cistoideos del Caradoc		Alternancia Sup. Pizarras de Orea
		CARADOCIENSE				
	MEDIO	LLANDEILOIENSE	Cuarcitas de Colmenarejos	Cuarcitas del Tremendal	Cuarcitas de la Serretilla	Cuarcitas del Caradoc
			Grauwackas de la Venta	Pizarras del Llandeilo	Capas de Calimene	Alternancia Inf.
		LLANVIRNIENSE				

FIG. 3 -Cuadro de equivalencias de las unidades litológicas del Ordovícico medio - superior y Silúrico

detallado de las formaciones Paleozoicas y Buntsandstein», P. CARLS 1986.

En las figuras 1 y 2 se ha representado una columna sintética de las distintas formaciones del Paleozoico. En la figura 3 se ha representado un cuadro de equivalencias de los términos utilizados por los distintos autores para las unidades litológicas del Ordovícico medio-superior y Silúrico.

1.1. CAMBRICO

La estratigrafía del Cámbrico de esta hoja sigue, en sus rasgos generales, la de la hoja vecina de Daroca. LOTZE (1929) hizo la primera subdivisión del Cámbrico celtibérico ampliamente representado en los afloramientos de las cercanías de Daroca (sobre 15 km. al Oeste de nuestra hoja). Los autores posteriores (SCHEUPLEIN, 1967; SCHMIDT-THOMÉ, 1968; PAUL, 1969; MONNINGER, 1973) pudieron utilizar las formaciones definidas por LOTZE con ligeras modificaciones. Estas se deben a la falta de fauna en el Cámbrico alto y la consiguiente imposibilidad de correlaciones bioestratigráficas de dicho tramo con los equivalentes en zonas vecinas.

Todos los afloramientos de las formaciones del Cámbrico se hallan en la unidad tectónica de Badules, al Suroeste de la Falla de Datos, donde sufrieron las deformaciones tectónicas (esquistosidad y deformación de los fósiles) y las alteraciones metamórficas (crecimiento de biotitas en los tramos bajos) que son típicas para esta unidad. Los hallazgos de faunas fósiles son más escasos que en la hoja de Daroca, por lo cual el interés estratigráfico del Cámbrico de la hoja de Moyuela ha quedado reducido. Las dataciones bioestratigráficas están basadas en aquellas efectuadas por SDZUY (1961, 1971) sobre la hoja de Daroca y las cercanías de Calatayud.

1.1.1 Capas de Jalón. Pizarras y bancos de dolomía (2). Cámbrico inferior

Afloran entre Mezquita de Loscos y Piedrahita, unos 300 m. al NE de la cima El Cerro (1.354 m.), en contacto con el Devónico por falla.

Se trata de dolomías en bancos gruesos que alternan con pizarras limolíticas, de colores rojos y verdes por la presencia de hierro en forma de carbonatos, óxidos o sulfuros.

El afloramiento, tectonizado por la Falla de Datos, y con un carácter de escama o pequeño *horst* no permite levantar una columna, y aunque

su interés estratigráfico es mínimo, tectónicamente es importante para la interpretación del funcionamiento de la Falla de Datos.

Sedimentológicamente, estos depósitos se consideran de ambiente de transición entre facies marinas y lagunares.

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

Aflora en pequeños retazos, tectónicamente aislados, a lo largo de la Falla de Datos. La serie más completa la levantó PAUL (1969) al Sur de El Chorrillo (x = 656.300, y = 4.548.900). Otros afloramientos son el de Los Cerros (x = 653.900, y = 4.551.500) y los existentes a lo largo del camino de Mezquita de Loscos a Piedrahita en el valle del Río Nogueras. En condiciones tectónicas favorables da un resalte morfológico.

La serie de PAUL (1969), en la que el muro está tectonizado, está compuesta por 20 m. de margas con lentejones arenosos y calizos y un nivel oolítico en el techo; 36 m. de calizas y dolomías, masivas o tableadas; 17 m. de margas; 22 m. de dolomías en parte masivas; 8 m. de margas; 11 m. de dolomías con intercalación de margas micáceas. Totalizan 114 metros.

Las figuras sedimentarias más comunes son los *ripples*, laminaciones algales y estratificaciones cruzadas de surco, distribuidas en secuencias del tipo de las representadas en la figura 4 (a) y (b). En los tramos inferiores de la formación predominan las secuencias (a), en la que sobre una superficie erosiva rellena de un *lag* de cantos (generalmente blandos y heredados de estratos subyacentes) se sitúa un tramo carbonatado con laminaciones de *ripples*, y sobre él un tramo con laminaciones algales. A techo de algunas secuencias se forman costras ferruginosas. En la parte superior de la formación predominan las secuencias (b), de orden decamétrico con estructuras de mayor energía, formadas en la base por un tramo de margas o margo calizas, por encima un término dolomítico con *ripples* y a techo un tramo de dolomías, en ocasiones de aspecto brechoide con estratificaciones cruzadas.

Esta formación se ha interpretado como el depósito de una plataforma carbonatada somera-llanura de mareas, que da lugar a secuencias de somerización hacia el techo (*shallowing upwards*). Estas secuencias somerizantes son del tipo *muddy* (fangosas) en el tramo inferior (secuencias 4a), con un término basal que refleja la incursión marina de un episodio transgresivo, con retrabajamiento de los materiales inferiores, y encima el término intermareal. En el tramo superior las secuencias son del tipo *grainy* (4b), y presentan el paso de los bancos arenosos de borde de la plataforma sobre los depósitos de las llanuras de mareas.

Su atribución al Cámbrico inferior se realiza por similitud con la re-

gión de Calatayud, donde los niveles margosos permitieron clasificar *Strenuaeva incondita*, *Kingaspis velatus* y *Lusatiops ribotanus*.

1.1.3. **Formación de Huérmeda. Pizarras y areniscas cuarcíticas (4). Cámbrico inferior**

Afloran en una franja estrecha próxima a la Falla de Datos y su tectonización impide levantar una serie detallada e incluso evaluar su potencia, que varía de 120 m. al S de Loscos, según SCHEUPLEIN (1967), a 48 m. al SO de Bádenas, según PAUL (1969).

Se trata de pizarras monótonas, de color verde-grisáceo, duras. Ocasionalmente presentan biotita que LOTZE (1929) describió y atribuyó a fenómenos de metamorfismo ligero. Hay también pirita oxidada. Se intercalan bancos de cuarcita de grano muy fino. Sedimentológicamente, corresponden a un ambiente submareal sin influencias terrígenas directas.

No hay fauna, ni pistas, aunque unos 70 km. al Norte abundan los trilobites.

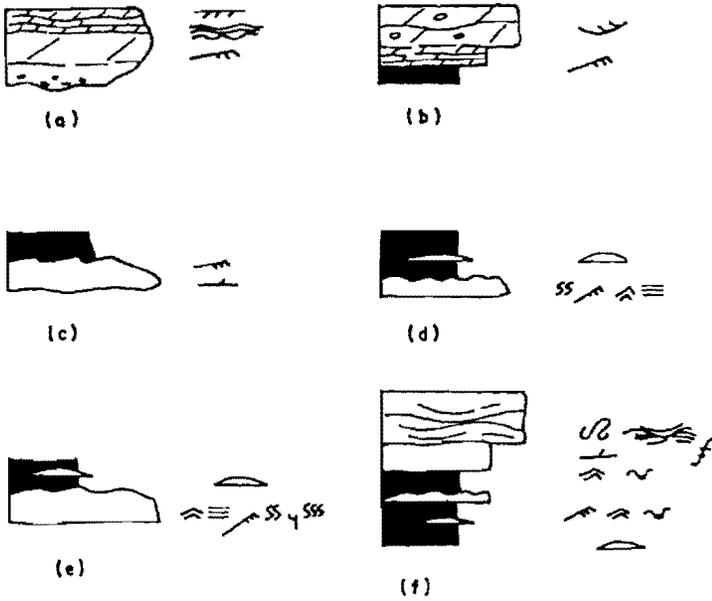
1.1.4. **Formación Areniscas de Daroca. Arenisca cuarcíticas (5). Cámbrico inferior**

Aflora al SO de la hoja, al SO de Bádenas y al O de Monforte en los alrededores de El Cerro (cota 1354 m.) y al ser materiales resistentes coronan, dando resalte, la mayoría de las alturas próximas a la Falla de Datos por el S de ésta.

Las areniscas, que contienen predominantemente esta formación, tiene grano fino y bien clasificado y su matriz, fina, tiene feldespatos y fragmentos de rocas. Hacia el Este se intercalan bancos duros de cuarcitas que, aunque de espesor decimétrico, se agrupan en paquetes compactos de 1,5 a 2 m. Hacia la base hay intercalaciones que no alcanzan gran espesor. La potencia medida por PAUL al SO de Bádenas es de 120 m.

De observaciones parciales se ha podido reconstruir la secuencia tipo, que estaría formada en la base por un cuerpo arenoso generalmente masivo, en el que a veces se pueden apreciar algunas estructuras, éstas son estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y *ripples* en el techo, formando secuencias grandecrecientes (*fining upwards*) del tipo de la representada en la figura 4 (c).

Faunísticamente es pobre y sólo se cita ¿*Trematobolus simplex* VOGEL? que encontró SCHEUPLEIN al O de Monforte.



LEYENDA

-  Rippled de corriente y oleaje.
-  Estratificación linsen y flaser.
-  Laminación paralela y convoluta.
-  Superficie de reactivación.
-  Estratificación cruzada planar y de surco.
-  Estratificación sigmoidal.
-  Estratificación hummocky.
-  Bioturbación moderada, media y elevada.
-  Costras.
-  Laminación algal.

Fig 4 Secuencias tipo de las Formaciones del Cámbrico.

1.1.5. Formación Valdemiedes. Pizarras, areniscas y limolitas calcáreas, con niveles de nódulos carbonatados (6). Cámbrico inferior-medio

La distribución de los afloramientos es similar a los de las areniscas de Daroca. Los más significativos, desde el punto de vista faunístico, son el situado al SSO de la Ermita de San Bartolomé y las proximidades de Lanzuela (hoja de Daroca).

Esta formación está caracterizada por pizarras arcillosas y limolíticas en el muro, con intercalaciones de areniscas calcáreas, de grano muy fino y nódulos carbonatados que dan niveles continuos hacia el techo. La parte superior son areniscas limolíticas con intercalaciones de limolitas calcáreas. Se aprecian pirritas oxidadas a limonita y láminas de moscovita ligeramente cloritizada.

Las estructuras indican un medio poco energético, son fundamentalmente *ripples* en ocasiones de oscilación, laminación paralela, *linsen* y bioturbación, esta última de baja a moderada en el tramo inferior y de moderada a intensa en el superior.

La distribución en secuencias positivas del tipo de la (4d). Estos materiales se han depositado en la parte más profunda de la playa (*shoreface*), en su tránsito a mar abierto. La ausencia de estructuras tipo *hummocky* así como la fuerte bioturbación que presentan estos sedimentos sugieren una baja energía de oleaje.

La fauna más característica es: *Trematobolus simplex* VOGEL, encontrándose además *Paradoxides mureroensis* SDZUY. *Badulesia*, *Pardailhania*, *Conocoryphe* y *Paradoxides pradoanus* DE VERNEUIL & BARRANDE que indican que la Formación Valdemiedes llega ampliamente al Cámbrico medio.

1.1.6. Formación Murero. Pizarras y limolitas margosas (7). Cámbrico medio

Sus afloramientos, pequeños y sin expresión morfológica, se sitúa al S de la Falla de Datos, siendo el más importante el situado al O de Monforte ($x = 665.200$, $y = 4546.375$), donde SCHEUPLEIN (1967) midió 190 m.

La formación está constituida por unas pizarras arcillosas finas y blandas, de tonos grisazulados y ocre, monótonas.

Las estructuras más frecuentes son las laminaciones debido a *ripples* y paralela, así como estratificación *linsen* en los tramos pizarrosos. La bioturbación oscila entre moderada e intensa. Forman secuencias positivas (*fining upwards*) del tipo de la representada en la figura 4e.

Estos materiales se interpretan, junto con los de la Formación Valdemiedes, como sedimentos de la parte profunda de la playa (*shoreface*),

aunque con un aumento del aporte de terrígenos respecto de la unidad subyacente.

La fauna, que permite datar esta formación como Cámbrico medio, es: *Conocoryphe (C.) heberti* MUNIER-CHALMAS & BERGERON, *C. (Parabailiella) languedocensis* THORAL, *Paradoxides brachyrhachis* LINNARSSON *P. pradoanus* DE VERNEUIL & BARRANDE y *Solenopleuropsis cf. ribeiroi* DE VERNEUIL & BARRANDE.

1.1.7. Formación Almunia Miembro I. Pizarras y areniscas (8). Cámbrico medio

SCHUEPLEIN (1967) definió para esta hoja dos unidades (Miembros I y II), correspondientes a los miembros inferior y medio de los definidos al SO del Río Jiloca.

El Miembro I aflora entre Monforte de Moyuela y Rudilla. Al ser más arenoso que la Formación Murero da relieves positivos. Se estudian bien en las proximidades de Monforte ($x = 665.520$, $y = 4547.070$).

Está constituido por pizarras limolíticas y arenosas, en los que se intercalan bancos de areniscas y rellenos de canal, con conglomerados de cuarzos centimétricos redondeados. Mientras en las proximidades de Monforte se llegan a medir 200 m., muy ricos en areniscas, hacia el O, las partes medias y altas son menos arenosas que la basal.

En la parte inferior del Miembro I las estructuras más frecuentes son las laminaciones cruzadas y paralelas, estratificación *flaser* y *linsen*. La bioturbación es moderada, aunque en algunos tramos es muy intensa, llegando a borrar las estructuras preexistentes.

En la parte superior las figuras sedimentarias más frecuentes son estratificaciones cruzadas planar y *hummocky*. Superficies de reactivación, laminación cruzada debida a *ripples* de corriente y oleaje, estratificación *flaser*, laminación paralela, laminación convolute y localmente costras ferruginosas.

Las secuencias predominantes en la parte inferior son de carácter positivo (*fining upwards*) del tipo de la representada en la figura 4c (semejantes a las descritas para la Formación Murero), con un cuerpo arenoso en la base con laminaciones paralela o cruzada y encima pizarras con capas finas de areniscas de *ripples* y estratificación *linsen*.

En la parte superior los materiales y estructuras se distribuyen a lo largo de la columna formando megasecuencias negativas (*thickening upwards*) del tipo de la representada en la fig. 4 f. En la base de estas megasecuencias se sitúan los materiales de grano fino hacia el techo aumenta la proporción en arena, así como el tamaño del grano de las mismas, presentando estructuras de *ripples*, y en los niveles superiores estratificaciones cruzadas, planar y *hummocky*.

Estos sedimentos se interpretan como depósitos del *shoreface* de una playa arenosa.

La presencia de *Bailiella cf. levyi* señalada por MANSOURIAN (1974), parece ser suficiente, ante la ausencia de trilobites, para incluir esta formación como Cámbrico medio-tardío.

1.1.8. Formación Almunia. Miembro II. Areniscas cuarcíticas y pizarras (9). Cámbrico medio-superior

Este miembro, que aparece como techo del anterior, da buenos afloramientos al S de la hoja (de $x = 668.000$, $y = 4540.800$ a $x = 668.750$, $y = 4542.200$) y constituye las partes altas de las lomas y a veces el muro del Triásico.

Se trata de areniscas cuarcíticas y cuarcitas, bien clasificadas, alternando con pizarras también arenosas. Los contenidos en feldespato son del orden del 10 por 100, las micas acentúan la estratificación y el tamaño de grano es de unos 2 mm. Presentan colores grises a pardos en el muro y tonos rojizos en el techo, debido a la meteorización del permotriásico que se depositó encima.

En conjunto el Miembro II conforma una megasecuencia negativa (*thickening upwards*)

1.2. ORDOVICICO (TREMADOC-ASHGILL)

Teniendo en cuenta ciertas modificaciones posteriores, la estratigrafía de las formaciones del Ordovícico sigue los grandes rasgos establecidos por LOTZE (1929). Los detalles litoestratigráficos fueron elaborados por CARLS (1962) y publicados por el mismo en 1975; pero sólo los datos bioestratigráficos debidos a HAMMANN (1976, 1983), GUTIÉRREZ-MARCO (1980) y VILLAS (1979, 1980, 1983, 1984) permitieron la precisión de las dataciones y el reconocimiento de las lagunas sedimentarias. La Caliza de Cistideos (Ashgill) recibió especial atención acerca de su fauna de Equinodermos por MELÉNDEZ (1944, 1959), MELÉNDEZ & HEVIA (1947), CHAUVEL, MELÉNDEZ & LE MEN (1975) y CHAUVEL & LE MEN (1979) y acerca de sus facies y otros fósiles por HAFENRICHTER (1979, 1980). Los trabajos de los pioneros DONAYRE (1873), y DEREIMS (1898) son de gran interés histórico. La relación más comprensiva y actual de la estratigrafía del Ordovícico medio y superior se halla en la Tesis Doctoral de VILLAS (1984). La distribución del Ordovícico se limita al octavo NO de la hoja, donde sus formaciones fueron cartografiado por CARLS (1962) y MÖHL (1965). Los afloramientos de importancia bioestratigráfica de esta hoja se concentran en su parte NO, al NO de la carretera de Badules a Herrera de los Navarros.

Dadas sus escasas potencias, las formaciones del Caradoc y del Ashgill se representan, en esta hoja, bajo una misma unidad cartográfica.

1.2.1. Formación Santed. Pizarras arenosas y areniscas (10). Tremadoc-Arenig

Los afloramientos más importantes son: el situado en el Collado de Valderramón y el de la senda de Luesma a la Virgen de Herrera (x=658.650, y= 4558.080).

Se trata de unos 200 m. de pizarras arenosas, grises y monótonas, con algunos bancos de areniscas cuarcíticas. Hay niveles conglomeráticos con matriz de arena gruesa y cantos de cuarzo, redondeados a elipsoidales, que alcanzan 4 cm. de diámetro.

Las estructuras sedimentarias en los tramos de granulometría fina son laminación paralela, *ripples* (en ocasiones de interferencia) y estratificación *linsen*. La bioturbación oscila entre media y abundante. En los tramos arenosos las figuras sedimentarias corresponden a medios de mayor energía como la estratificación cruzada planar y de surco, superficies de reactivación, laminación paralela y estratificación sigmoidal.

Estos materiales se distribuyen formando megasecuencias estratocrecientes (*thickening upwards*) como la representada en la figura 5a.

Estas megasecuencias representan la migración sobre facies de *lagoon* de barras arenosas en un contexto general transgresivo.

La datación se realizó en la Hoja de Daroca, a partir de Trilobites, dando el tránsito Tremadoc-Arenig dentro de la misma.

1.2.2. Formación Cuarcita Armoricana (11). Arenig

Su carácter duro facilita que morfológicamente ocupe las alturas dominantes al NO de la Hoja como el macizo de Cirugera. Sus términos inferiores se exponen en la vertiente O del Castillo de Nogueras. Existen otros pequeños afloramientos a lo largo de la Falla de Datos.

Litológicamente se puede distinguir un miembro inferior (150 m.) de cuarcita, uno medio (100 m.) de pizarras arenosas y uno superior (350 metros) de cuarcita.

Las cuarcitas (ortocuarcitas) son blancas, recristalizadas y en bancos de hasta 4 m.; ocasionalmente se intercalan niveles de areniscas cuarcíticas con matriz y grano fino, que se acuñan lateralmente. El nivel medio, pizarroso, es a veces rojizo.

Las estructuras más frecuentes son las estratificaciones cruzadas, planar y de surco, laminación paralela, así como superficies de reactivación, estratificación sigmoidal y *ripples*. Algunas capas presentan super-

ficies erosivas y/o los techos ondulados. La bioturbación es moderada en la parte inferior de la unidad, aumentando progresivamente hacia el techo, donde es muy intensa y alterna con costras ferruginosas.

Estos materiales se distribuyen formando megasecuencias estrato-crecientes (*thickening upwards*) del tipo de la representada en la figura 5c. En ella se diferencian dos tramos: el inferior, formado por una alternancia de areniscas y pizarras con *ripples* y estratificación cruzada planar, y el superior, formado por el amalgamamiento de bancos de areniscas con laminación paralela de alta energía, estratificación cruzada y sigmoidal, y cuando la secuencia es completa, bioturbación a techo de los bancos y costras ferruginosas.

Se interpretan como depósitos de barras litorales desarrolladas sobre los depósitos de una plataforma somera.

Los icnofósiles hallados son *Skolithos linearis* HALDEMANN, *Cruziana rugosa* D'ORBIGNY, *Dictydora* sp. y *Daedalus* sp., que representan al Arenig alto. En el techo de la formación parece haber una laguna que correspondería al Llanvirniense inferior.

1.2.3. Formación Castillejo. Pizarras, areniscas y cuarcitas (12). Llanvirniense superior-Llandeillo

Aflora al NO de la hoja y no da resalte morfológico, salvo su miembro superior cuarcítico. El corte tipo lo sitúa VILLAS (1983) a lo largo de Barranco de la Sierra ($x = 652.870$, $y = 4556.870$ a $x = 653.430$, $y = 4546.850$) y CARLS (1962, 1975) hace la descripción litológica, diferenciando tres miembros con características propias.

1.º *Miembro Marité*

Definido en la Mina Marité (hoja de Azuara), se trata de un nivel de pizarras ferruginosas con oolitos, que alternan con pizarras limolíticas y arcillosas de color verdoso. Una descripción detallada figura en la documentación complementaria del Paleozoico y en CARLS (1975, 1983).

2.º *Miembro Alpartir*

Está constituido fundamentalmente por pizarras arcillosas, en las que se intercala, a 25 m. de la base, un paquete (15 m.) de areniscas cuarcíticas.

Se encuentran graptolitos de la biozona de *Didymograptus murchisoni* y de la biozona *Glyptograptus teretiusculus* GUTIÉRREZ-MARCO, que

asociados a los trilobites *Placoparia tournemini* ROUAULT, *N. (Neseuretus) tristani tristani* BROGNIART y *Eodalmanitina macrophthalmia* BROGNIART datan suficientemente el Llanvirniense superior y Llandeilo inferior.

3.º *Miembro Sierra*

Está compuesto por alternancia de pizarras arenosas con bancos de areniscas (1,5 m.) más o menos cuarcíticas. Tiene una potencia de unos 200 m., al O hay lentejones de calcarenitas muy fosilíferas y en los niveles arcillosos abundan *burrows* horizontales. Al E aumenta el contenido arenoso y hacia el O el miembro termina en 50 m. de cuarcita.

La fauna que caracteriza este miembro está constituida en las partes altas por los trilobites *N. (Neseuretus) henkei* HAMMANN, *Eohomalonotus sdzuyi* HAMMANN & HENRY y el braquiópodo *Heterorthis kerfornei*. Esta fauna data Llandeilo inferior (VILLAS, 1984) e incluso Llandeilo superior (HAMMANN, 1983).

Las estructuras más frecuentes en la Formación Castillejo son las laminaciones de *ripples*, generalmente de oscilación, y las estratificaciones *flaser* y *linsen*, con menos frecuencia algunos bancos de arenisca presentan estratificaciones cruzada planar. La bioturbación es de moderada a elevada, según los tramos. Estos materiales se disponen en secuencias decimétricas formadas por capas de areniscas de grano fino con *ripples* de oscilación y pizarras con estratificación *linsen*. Con menor frecuencia se encuentran secuencias de orden métrico granodecrescientes (*fining upward*) del tipo de la representada en la figura 5d, formadas en la base por un cuerpo arenoso con estratificación cruzada planar, con *ripples* y estratificación *flaser* en la parte superior y por encima finos con estratificación *linsen*.

Al finalizar la sedimentación de la Cuarcita Armoricana se produce un cambio en el modelo sedimentario de la cuenca, por colmatación de las zonas protegidas. Disminuye progresivamente la velocidad de sedimentación, dando ciclos de ralentización que van a ser dominantes durante el Caradoc y Ashgillense. De esta forma queda instalada en la zona una plataforma somera con depósitos mixtos terrígenos carbonatados, sometida a la acción de las mareas. Esta disposición va a continuar durante el Silúrico y Devónico.

1.2.4. **Formación Fombuena y Formación Calizas de Cistideos. Pizarras y areniscas con oolitos ferruginosos y margas de briozoos; margas, calizas y dolomías (13). Caradoc medio-Ashgillense medio**

Morfológicamente no dan resalte y se sitúan en las partes medias de las lomas. Su pequeña potencia no permiten separarlas a la escala del

trabajo, aunque sobre el terreno ambas formaciones son bien diferenciables.

La Formación Fombuena aflora al NO de la hoja, siendo sus mejores afloramientos los situados al SE del Castillo de Noguerras (El Chorrillo) y en la ladera S de la abandonada Mina del Hocino, al S de la carretera de Luesma a Fombuena.

Litológicamente se han diferenciado dos miembros, el inferior (Piedra del Tormo), constituido por oolitos ferruginosos de unos 3 a 8 m., y el superior (Huerva), de potencia variable entre 50 y 100 m., constituido por una alternancia de areniscas más o menos arcillosas, con pizarras arcillosas ligeramente arenosas.

La datación del miembro inferior la realiza VILLAS (1983, 1984) en base a *Svobodaina armoricana* BABIN & MELOU como Caradoc medio; es decir, la base del oolito, constituiría una laguna Llandeilo alto-Caradoc inferior o un nivel de condensación para el mismo período.

La datación del miembro superior se realiza en la Hoja de Daroca a partir de braquiópodos y trilobites, que indican Caradoc alto a Ashgillense basal (HAMMAN *et al.*, 1982). VILLAS (1984) cita una asociación rica de braquiópodos en el techo de esta formación ($x = 653.770$, $y = 4558.870$).

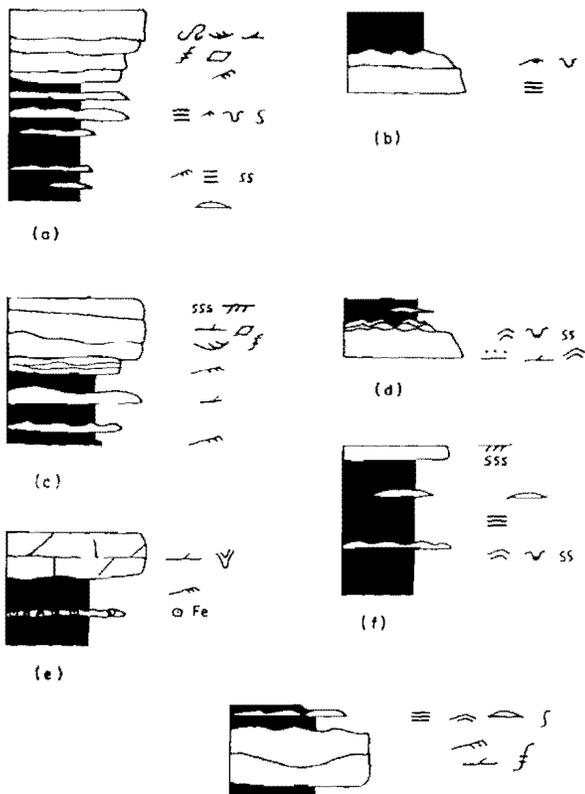
La formación Calizas de Cistideos es el primer nivel carbonatado desde el Cámbrico medio y el más fosilífero del Paleozoico inferior. Entre otros HAFENRICHTER (1979) da una descripción detallada de la Unidad.

Esta formación aparece representada por dos facies que se interdigitan («Rebosilla» y «Rebollarejo»), cuyos afloramientos típicos se sitúan al SO de Luesma ($x = 654.350$, $y = 4558.100$) y 800 m. al ONO de Fombuena (hoja de Daroca).

Litológicamente, la formación comienza con pizarras margosas (facies «Rebosilla»), intercalándose hacia el techo calizas margosas en bancos potentes, donde la caliza es muy pura y presenta procesos de dolomitización (facies «Rebollarejo»). La potencia total de la formación no sobrepasa los 50 m. en aquellos puntos donde está mejor preservada.

Además de numerosos briozoos trepostomados y ciclostomados, gasterópodos, coprófagos, ostrácodos lisos y poco tabulados («Chaetetes»), los braquiópodos (VILLAS, 1984), los cistideos y crinoideos (HAFENRICHTER, 1979), los fósiles más importantes son los trilobites.

La sedimentación de la Formación Fombuena y Formación Caliza de Cistideos se ha producido, como se ha explicado en el apartado anterior, durante la fase de relleno de zonas protegidas, dando ciclos de ralentización del tipo del representado en la figura 5e. Estos ciclos se caracterizan por una disminución progresiva en la intensidad de la sedimentación.



LEYENDA (g)

- ~ ~ Riples de corriente y oleaje
- ~ ~ Estratificación linsen y flaser
- ≡ ~ Laminación paralela y convoluta
- f Superficie de reactivación
- ~ ~ Estratificación cruzada planar y de surco
- ~ ~ Estratificación sigmoidal.
- S SS SSS Bioturbación moderada, media y elevada
- ≡ Costras

Fig 5.- Secuencias tipo de las Formaciones del Ordovícico y Silúrico.

1.3. SILURICO

Se halla representado fundamentalmente por una monótona y continua serie de pizarras, presentando en la base una laguna estratigráfica, y continuidad con el Devónico, a techo.

La investigación actual del contenido palinológico que realizan KELLER y KISTNER (Univ. de Würzburg, com. personal) y recientes hallazgos de graptolitos permitirán resolver los problemas que actualmente plantea el Silúrico.

1.3.1. Formación Orea y Formación Cuarcita Blanca. Pizarras y cuarcitas (14). Llandovery inferior

Aunque litológicamente diferenciables, se han agrupado ambas formaciones en un solo nivel cartográfico que da relieves positivos formando crestas abruptas.

Sus afloramientos más importantes son los situados en la carretera de Luesma a Fombuena (Mina del Hocino) y alrededores del Castillo de Nogueras.

Litológicamente, aunque la Formación Orea sea pizarrosa, en algunos puntos se inicia con un tramo de cuarcita blanca de más de 20 m., siguen pizarras finas con esporádicos, pero frecuentes, granos de cuarzo y algún banco de arena de cuarzo. Existen entre las pizarras cantos arenosos o limolíticos en posición subvertical y ocasionalmente cantos de la Formación Caliza de Cistideos, datados por condonotos (KOLB, 1978), que se han interpretado como *dropstones* transportados por el hielo (CARLS, 1975, HAFENRICHTER, 1979). Termina la unidad con ortocuarcitas recristalizadas, blancas, de la Formación Cuarcita Blanca. Estas son de grano fino a medio, en bancos decimétricos, con estratificación cruzada de gran escala.

Sedimentológicamente corresponde esta serie a barras litorales, extendidas por rápidos y muy amplios movimientos de la línea de costa al final de la fase periglacial.

Faunísticamente estas formaciones son pobres y su atribución al Silúrico temprano está basada en el braquiópodo *Aratanea monodi* HERTA SCHMIDT, KOLB (1978).

1.3.2. Formación Bádenas. Pizarras, limolitas y cuarcitas (15-16). Llandovery superior-Ludlow superior

Es la formación más extensamente representada en la hoja. En ella es posible diferenciar cinco miembros, aunque a la escala 1:50.000 sólo

se independiza el miembro b (16), que ilustra el estilo tectónico de la formación.

La descripción que sigue, es una síntesis de lo expuesto en el Informe correspondiente de la Documentación Complementaria ya citada, al que remitimos al lector interesado.

Los afloramientos más representativos de esta formación están situados en el Barranco del Val, al ONO de Bádenas, 1 km. al NO de Mezquita de Loscos (x = 662.330, y = 4549.600), al S de Río Cámaras (Corte «Viñas») (x = 658.640, y = 4542.880) y cuesta y collado al SO de la Dehesa (x = 653.680 y = 4554.570), así como otros puntos de interés faunístico, que se señalan más adelante.

Los sedimentos dominantes son las pizarras arcillosas, existiendo abundantes intercalaciones limolíticas, arenosas, arenas finas, niveles de lentejones de conglomerados (x = 652.800, y = 4555.250), alternancias de limolitas y cuarcitas entre ampelitas. Hay niveles de cuarcitas y areniscas algo calcáreas.

La potencia total de la Formación Bádenas (15) está comprendida, entre 900 y 1.400 m. y el miembro «B» (16) tiene unos 50 m. que al contener un tramo de cuarcita de unos 2 m., entre niveles limolítico-areniscosos a techo y muro, da un resalte morfológico persistente por toda la zona.

Desde el punto de vista de la fauna, la riqueza de los afloramientos y el estudio detallado que de ellos se ha realizado (CARLS, 1977), etc., permite identificar, para cada miembro de la formación, las zonaciones de graptolitos y detalles de paleoecología de gran interés. Así, por ejemplo, la base del miembro «A» tiene: *Rastrites* sp. y *Monograptus* cf. *sedgwickii* PORTLOCK que datan la base del Llandovery superior, Braquiópodos como *Mendacella* sp. y *Aphanomena cristobali* JAHNKE que afloran en (x = 655.200, y = 4558.500), así como Crinoideos, Cefalópodos, restos de *Eurypterida*. El miembro «B» tiene rica icnofauna con *burrow*, *Rusphyucus* sp. y escasos Ortocerátidos. En el miembro «C» de 230 m., se encontraron *Monograptus* cf. *priodon* BRONN. En el miembro «D», en las areniscas algo calcáreas, CARLS, 1977 extrajo Conodontos: *Ozarkodina sagitta* WALLISER y *Oz. excavata* BRANSON & MEHL que corresponderían, según KALLISER (1964), al tránsito de zonas de conodontos «sagitta/crassa» de edad Ludlowiense basal.

Finalmente, el miembro «E» de 145 m., predominantemente pizarroso, aporta fauna en (x = 653.680, y = 4554.570) *Saetograptus leintwardinensis primus* BOUCER que indica Ludlow medio y en unas lajas de arenisca o cuarcita fina, al techo de la formación *Saetograptus* (s.) *fritschi linearis* y *Monograptus dubius* SOESS que datan Ludlow superior y se asocian, tanto a braquiópodos epiplactónicos *Strophochonetes* (*Hypselonetes*) *vinearum* RACHÉBOUËF, como a bentónicos *Howellella* cf. *elegans* MUIR-WOOD.

La distribución de secuencias es para los tramos inferiores como la representada en la figura 5f y para los superiores la de la figura 5g. La primera representa términos intermareales de la llanura lutítica (*mud flat*) con algunos tramos intercalados de la llanura mixta (*mixed flat*). La segunda incluye también términos de llanura arenosa (*sand flat*).

1.4. DEVONICO

Las formaciones devónicas se concentran en el núcleo de la Depresión del Cámaras. Destacan por su contenido en calizas, su detallada y lateralmente constante subdivisión litoestratigráfica, y por su riqueza en fauna fósil de gran valor cronoestratigráfico.

La subdivisión corresponde a los frecuentes cambios de facies en sentido vertical. Se trata de una oscilación rítmica entre condiciones más costeras (Facies Renana) y más pelágicas (Facies Hercínica). De ahí la importancia del Devónico de la Ibérica para la correlación bioestratigráfica entre diversas facies marinas a escala intercontinental.

Todavía se desconocen, por razones tectónicas, algunos tramos de la zona media del Emsiense superior, del Eifeliense alto y Givetiense bajo, y del Devónico superior. Según las facies, es de suponer que la sedimentación fue continua hasta el Fameniense bajo por lo menos.

Desde DONAYRE (1873), quien describió la famosa fauna del Siegeniense cerca de la fuente de Noguerras, los primeros investigadores se ocuparon del Devónico (DE CORTÁZAR, 1985; DEREIMS, 1988; LOZTE, 1929; MELÉNDEZ, 1944), pero la ausencia de cartografía geológica detallada sólo les permitía descripciones muy incompletas. CARLS (1965 y posteriores) estableció la serie conocida.

Las dataciones se basan, sobre todo, en los siguientes estudios de fósiles: Trilobites (GANDL, 1972), Braquiópodos (CARLS, 1965, 1971, 1974, 1985, y otros; RACHEBOEUF, 1981; JAHNKE, en preparación), Conodontos (CARLS & GANDL, 1969; CARLS, 1969, 1975; CARLS & LAGES, 1983) Dacriocronáridos y Goniátites (CARLS *et al.*, 1972). La publicación de las faunas está en preparación.

1.4.1 Formación Luesma. Cuarcitas y pizarras (17). Pridoliense-Gediniense inferior

Morfológicamente, las cuarcitas constituyen las elevaciones del núcleo de la Depresión del Cámaras. Los mejores cortes están al SSO de Santa Cruz de Noguerras (x = 659.040, y = 4553.000) y 2 km. al SE de Luesma, donde se data el límite Silúrico-Devónico (CARLS, 1977).

Su potencia es de 225 m. y se subdivide en miembros, que siempre

empiezan litológicamente por ortocuarcitas blancas, con estratificación cruzada de gran escala y grano fino a medio. Los paquetes superiores suelen ser alternancias de cuarcitas con pizarras, con ocasionales lechos microconglomeráticos, a los que se asocian cantos de fosforita gris o negra. Existen también, con carácter persistente, dos niveles de oolitos ferruginosos de 1 m. de potencia.

El valor faunístico de esta formación viene determinado por la definición, a partir de braquiópodos, del nuevo límite Silúrico-Devónico y al mejor conocimiento del Gedinense (CARLS & GANDL, 1967; GANDL, 1972; CARLS, 1969, 1971, 1975, 1977, 1985 y 1986, en prensa). Se datan entre otros: *Platyorthis monnieri* ROUAULT, *Podolella vensselaeroides* KOZTOWSKI y *Ozarkodina rem. remscheidensis* (ZIEGLER) que marcan el comienzo del Devónico, por lo que el Silúrico queda restringido al miembro inferior y medio, incluido el primer oolito ferruginoso.

En el techo de la formación, en una alternancia de areniscas y pizarras arenosas con bancos de areniscas calcáreas, que tienen nódulos de fosforita negra, CARLS y GANDL (1969) describieron: *Icriodus woschmidtii transiens*, *Icr. r. rectangularis* y comienza *Acastella tiro* R. & E. RICHTER, que data la parte alta del Gedinense inferior.

Esta formación presenta gran variedad de estructuras sedimentarias, por lo general las indicadoras de un medio energético alto, como estratificaciones cruzadas, tanto de surco como planar, en ocasiones afectando a oolitos ferruginosos. Hay otras estructuras como los *ripples*, costras ferruginosas y bioturbación de moderada a abundante. También se encuentran canales rellenos de cantos y conchas que se interpretan como canales mareales. La secuencia tipo se ha representado en la figura 6a.

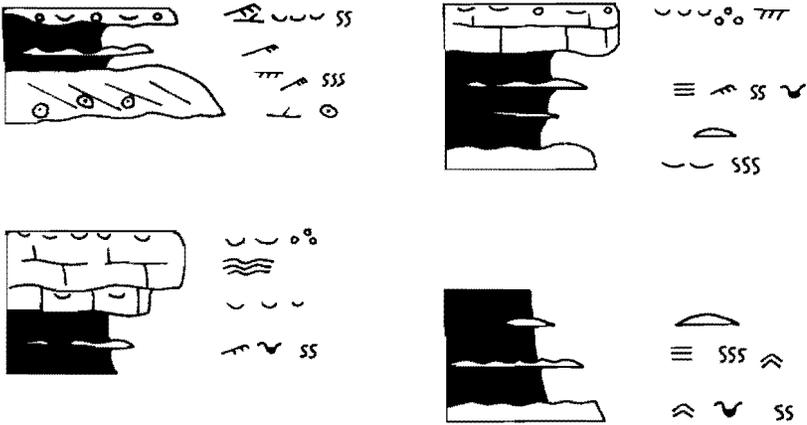
Estos materiales corresponden a depósitos de barras arenosas y canales sedimentados en un ambiente submareal.

1.4.2. Formación Nogueras y Formación Santa Cruz. Cuarcitas, pizarras y areniscas (18). Gedinense inferior tardío-Siegeniense superior

Unidas cartográficamente, estas formaciones se diferencian litológicamente y están finamente subdivididas por criterios faunísticos.

La Formación Nogueras, que aflora por la Depresión del Cámaras, tiene su mejor afloramiento en (x = 659.680, y = 4554.640), CARLS, 1965, y el más histórico el de la fuente de Nogueras (x = 662.420, y = 4555.950), DONAYRE, 1873.

La Formación Santa Cruz, que da relieves positivos en su tramo superior, aflora en cortes parciales, afectados por fallas que reducen su po-



LEYENDA

-  Ripples de corriente y oleaje
-  Estratificación linsen y flaser
-  Laminación paralela
-  Estratificación cruzada planar
-  S SS SSS Bioturbación moderada, media y elevada
-  TTT Costras
-  Laminación algal
-  Cantos blandos y nodulos de fosforita
-  Bioclastos

Fig. 6.- Secuencias tipo del Silurico terminal-Devónico

tencia en el Barranco de los Terreros al SO de Mezquita de Loscos y en el camino a la Mina Virgen del Carmen ($x = 659.480$, $y = 4552.960$).

Litológicamente, la Formación Nogueras, que se divide en diversos miembros y paquetes, presenta la siguiente sucesión: 39 m. de serie pizarrosa, que comienza con un nivel lumaquélico y en la que se intercalan (a 2 m., 15 m. y 45 m.) lentejones de oolitos ferruginosos. Hacia el techo aparecen pizarras arcillosas, 26 m. de pizarras que intercalan a 3,5 m. un nivel lumaquélico y a 16 m., un nivel guía de limolita, no estratificada y algo margosa.

Los 74 m. siguientes son una alternancia de bancos calcáreos con pizarras. A los 32 m. hay un *bonebed* con fosforita y en el techo un grupo de bancos margosos.

La litología de la Formación Santa Cruz (con 295 m.) es una sucesión rítmica de pizarras y areniscas con algún banco de caliza, que presenta el ritmo sedimentario más característico, desde el techo de la Formación Luesma y que en detalle es: 75 m. de pizarras finas, que a los 55 m. presentan 6 m. de calizas margosas calcáreas y una alternancia (40 m.) arenosa con paleocanales, 135 m. de pizarras y areniscas distribuidas en tres conjuntos coronados por bancos de calizas. Los 85 m. que siguen son fundamentalmente arenosos con bancos de arenisca cuarcítica, oolitos ferruginosos (25 cm.) y bancos compactos de areniscas. Todo el conjunto es rico en mica, poco maduro, con mala granoselección.

Respecto a su fauna, la Formación Nogueras tiene un gran interés en la definición bioestratigráfica de los subpisos Gedinense superior y Siegeniense inferior, así como la redefinición del límite Gedinense/Siegeniense para el cual se ha ofrecido un limitotipo (CARLS, 1986).

En la base se data el Gedinense inferior con: *Acastella tiro* R. & E. RICHTER, *Pelekyognathus serratus elongatus* y *Ozarkodina remsechidensis repetitor* CARLS & GANDL. Unos metros encima se recolectan (CARLS, 1986): *How.* (*Hysterohowellella*) *lunae* GOURVENNEC e *Icriodus angustoides angustoides* CARLS & GANDL, que caracterizan el Gedinense superior. A 55 m. de la base de la Formación Nogueras, la primera aparición de *Vandercammenina sollei* CARLS se ha propuesto para definir el límite Gedinense-Siegeniense (CARLS, 1986). Finalizando la Formación Nogueras, que tradicionalmente se databa como Siegeniense medio, se han encontrado: spiriferidos del grupo *Spirifer rousseaui* ROUAULT, *Vandercammenina trigeri* DE VERNEUIL y *Euryspirifer* que indican edad anterior al Siegeniense medio (ver CARLS & HEDDE BAUT, 1980; CARLS, 1986).

En la formación Santa Cruz, las primeras faunas de *Acrospirifer beaujeani* y *Euryspirifer* permiten a CARLS (1986) proponer la rectificación del comienzo de Siegeniense medio. Esta formación termina en un conjunto de bancos areniscosos con abundante fauna de braquiópodos y elementos bohémicos: *Acrospirifer beaujeani*, *Euryspirifer pellicoi* D'ARCHIAC & DE VERNEUIL *Vandercammenina trigeri*, *Crinistrophia* sp., *Leptaenopyxis*

sp., *Plicostropheodonta* sp., *Anathyris* sp. y esta fauna ha de atribuirse en contra de dataciones anteriores al Siegeniense superior tardío.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son las laminaciones, tanto paralela como de *ripples* y algales, estratificación *linsen* y *flaser*, costras ferruginosas y bioturbación de moderada a abundante. Es característico a techo de los bancos de caliza la presencia de cantos, cantos blandos, conchas y nódulos de fosfato.

Se distribuyen en secuencias *shallowing upward* de tipo *muddy*, con términos intermareales inferiores en la base e intermareales altos a supramareales en el techo de las secuencias (Fig. 6b y c).

1.4.3. Formación Mariposas y Formación Castellar. Calizas, margas y pizarras arcillosas (19). Siegeniense terminal-Emsiense superior temprano

Estas formaciones, de carácter básicamente pizarroso, dan una morfología suave y están estudiadas mediante cortes parciales. Su potencia total es de 360 m. y tienen valor bioestratigráfico para correlacionar las facies rhenana y hercínica (CARLS *et al.*, 1972; CARLS, 1986).

Los mejores afloramientos de la Formación Mariposas (que se subdivide en el informe complementario, en dos miembros y varios paquetes) son: El Mancón, 1 km. al NNE de Nogueras ($x = 662.820$, $y = 4556.630$), Regajo-Parideras al NO de Loscos ($x = 662.350$, $y = 4551.740$) y el situado al NNE de la Iglesia de Nogueras ($x = 662.510$, $y = 4556.120$) que ha sido decisivo para la correlación, antes errónea, del límite Devónico inferior-medio a escala mundial (CARLS *et al.*, 1972).

La Formación Castellar está representada a 2 km. al S de Mezquita de Loscos, en los barrancos de Herrería y Terreros ($x = 663.200$, $y = 4546.560$) y en Castellar ($x = 663.275$, $y = 4552.700$). Otros puntos para estudiar el techo son: Gallipiente ($x = 663.870$, $y = 4546.410$) y El Cañizar ($x = 666.670$, $y = 4548.810$).

La secuencia litológica para la Formación Mariposas es la siguiente: un primer miembro de 45 m. de pizarras arcillosas que incluye dos paquetes de 8 y 18 m. de bancos de caliza lumaquéllica; un segundo miembro, comienza con 31 m. de alternancia de calizas micríticas, algo margosas, a veces nodulosas, oscuras y fetidas, con pizarras arcillosas negras muy finas. Le siguen 30 m. de pizarras grises, monótonas. Los siguientes 11 m. son una alternancia de pizarras y margas. Termina la Formación con 90 m. de pizarras finas, que a techo son más margosas, tableadas y oscuras.

La Formación Castellar comienza con 25 m. de pizarras arcillosas con poco limo, 7 m. de margas ricas en fauna y un nivel de caliza fétida. Le siguen 40 m. de pizarras arcillosas con algún banco margoso, un banco

de arenisca fina y un banco guía de caliza lumaquélica, ferruginosa. La Formación termina con 88 m. de pizarras, con diversas intercalaciones de areniscas finas o margas ferruginosas, en bancos decimétricos.

La fauna recolectada, muy variada y abundante, permite definir la edad y aporta datos sobre el medio. Entre otros, se han clasificado en la base de la Formación Mariposa: *Leptagonia*, *Leptalnopyxis*, *Leptostrophia*, *Plicostropherdonta*, *Iridistrophia*, *Acrospirifer*, *Euryspirifer*, *Megauteris*, asimismo, los Asteropyginae descritos por GANDL (1972): *Trevoropyge prorotundifrons ibérica*, *Metaconthina asnoensis*, *Greenops*, etc.

El paso Siegeniense-Emsiense viene determinado por la aparición de *Acrospirifer fallax* GIEBEL, y la parte alta del Emsiense inferior por: *Anetoceras* sp., *Mimagoniatites* cf. *zorgensis* A. ROEMER, y *Nowakia barrandei* BOUCEK & PRANTL. Los primeros elementos del Emsiense superior son: *Nowakia cancellata* RICHTER; *Kaysersops* cf., *kochi* KAISER, y *Rhenops lethaeae* KAISER.

El detallado estudio realizado en estas formaciones permite establecer correlaciones entre faunas «hercínicas» y «rhenanas» y límites extrapolables a nivel mundial; no obstante, pensamos que esta información tan especializada sobrepasa los objetivos de la presente Memoria, por lo que se incluyen en el informe correspondiente de la Documentación Complementaria de esta hoja.

La sedimentación de la Formación Mariposas corresponde a una llanura de mareas con moderada velocidad de sedimentación, aguas bien oxigenadas y por debajo del nivel de base del oleaje. Así lo atestiguan las ricas faunas y su buena preservación.

Posteriormente, pasa gradualmente a condiciones de facies «rhenana», más someras, de la Formación Castellar. Los últimos niveles pizarreros, en los que intercalan areniscas finas con rellenos de paleocanales (Gallipiente), con *ripples*, presentan ostrácodos y *hardgrounds* que implican una deposición de aguas someras, hasta intermareales, con condiciones de vida restringidas.

1.4.4. Formación Ramblar. Pizarras, areniscas y calizas (20). Parte media del Emsiense superior

Las complicaciones tectónicas encontradas en los afloramientos al ENE de Loscos hacían pensar en una continuidad entre Formación Castellar y Formación Loscos; no obstante, nuevos cortes parciales, permiten caracterizar faunísticamente la Unidad Ramblar, a la que le correspondería rango de formación, aunque sus límites queden inseguros (CARLS, 1979).

- A) *El corte que permite definir esta formación se sitúa en el Barranco de los Terreros, 2 km. al S de Mezquita de Loscos (x = 663.350, y = 4546.950).*

La serie aquí realizada presenta la siguiente litología: 0,6 m. de areniscas, 2,7 m. de pizarras arcillosas con dos bancos de limolita arcillosa, mal estratificada, con mica, cantos de fosforita y abundante fauna; 15 m. de pizarras con intercalaciones de areniscas finas, fosilíferas (nivel guía). Continúa una secuencia carbonatada con 3,3 m. de caliza lumaquélica en bancos gruesos; 4,8 m. de margas y calizas y un banco final de 0,4 m. de caliza. Termina la serie con unos niveles de pizarra margosa y 15 m. de pizarras arcillosas.

Faunísticamente muy rica, esta unidad aporta fauna que permite establecer correlaciones suprarregionales y que según los niveles es la siguiente:

En los niveles inferiores: *Euryspirifer paradoxus* y *Plebejochonetes plebejus* acompañados por *Paraspirifer sandsbergeri longimargo*, SOLLE; *Iridistrophia* sp. y *Megauteris* sp.

En los niveles calcáreos: *Cimicinella*, *Pradoia*, *Anoplotheca* y *Alatiformia alatiformis* que suele ser el spiriferido más abundante y *Atrypa cf. verneuilliana*, BARRANDE, como dominante. Entre los conodontos *Icriodus corniger rectirostratus*, BULTYNCK, y *I. corniger leptus*, WEDDIGE.

Sedimentológicamente, se presentan condiciones similares a los que se daban en la Formación Santa Cruz, con cambio brusco de una fauna «rhenana» poco diversa a una muy variada.

B) *Cortes fragmentarios del Emsiense superior*

Otros cortes parciales permiten un mejor conocimiento de la formación, aunque por fenómenos tectónicos, generalmente, no es posible establecer la secuencia. Así, por ejemplo:

1. El corte de la Tana, a 1,5 km. al NNO de Monforte (x = 666.690, y = 4548.440), con una potencia estimada de 50 m., presenta grupos de bancos arenosos y calizos, intercalados entre pizarras con niveles de margas ferruginosas muy fosilíferas. Se encuentran: *Icriodus culicellus* BULTYNCK, *I. rectirostratus*, *I. latericrescens* n.sp.aff. *robustus* ORR, *Polignathus c. cooperi* y *Pol. costatus patulus*.

2. En La Recutanda, 1 km. al NO de Monforte (x= 666.320, y= 4547.520), se encuentra, con litologías similares a la estación anterior, un afloramiento fallado que ha aportado: *Euryspirifer paradoxus* que data el Emsiense superior, junto con conodontos que no permiten distinguir entre Emsiense y Eifeliense: *Icriodus rectirostratus*, *I. corniger leptus*, *I. aff. retrodepressus* y *Polygnathus linguiformis bultyncki*.

3. En la zona de Fuendirrubio, al ENE de Loscos ($x = 666.500$, $y = 4550.650$), el afloramiento, en secuencia menos arenosa, presenta dos grupos de bancos calizos separados por 25 m. de pizarras arcillosas, obteniéndose los mismos conodontos que en Recutanda, *Euryspirifer paradoxus* como indicador de Emsiense superior y *Viriatellina* sp. como pelágico.

1.4.5. **Formación Loscos, Formación Peña Negra y Formación Molino. Alternancia de arenas, pizarras arcillosas y bancos de caliza (21). Emsiense superior basal**

Estas formaciones, que totalizan 180 m. de Emsiense superior, tienen sus lito y biofacies de «tipo rhenano». Morfológicamente sólo destaca al Formación Loscos, en pequeñas colinas.

A) *Formación Loscos*

Su parte inferior aflora bien, entre otros puntos, a lo largo de la orilla oriental del Río Pílero, al NE de Loscos ($x = 665.860$, $y = 4550.850$), su parte superior, en la Loma Ralda ($x = 665.750$, $y = 4550.300$).

Se inicia con pizarras arenosas siguiendo una alternancia de bancos centimétricos de areniscas, gris-pardo, con pizarras arenosas y arcillosas. Su potencia es de 80 m.

La fauna presente es: *Schizophoria vulvaria*, *Euryspirifer paradoxus*, *Alatiformia alatiformis*, *Paraspirifer sandbergeri longimargo*, SOLLE, y en general, *Plicostrophia*, *Leptostrophia*, *Iridostrophia*, *Megauteris Tentaculites*, así como briozoos, gasterópodos, lamelibranquios, etc. Se data como Emsiense superior alto.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son laminaciones paralelas y debidas a *ripples* de oscilación, estratificaciones *linsen* y *flaser* y bioturbación de moderada a abundante.

Se disponen en secuencias positivas del tipo de la representada en la figura 6d, formadas en la base por un cuerpo centimétrico de areniscas de grano fino con *ripples* y estratificación *flaser*, generalmente bioturbado, y encima sedimentos finos con lenticulas de arena (*linsen*).

B) *Formación Peña Negra*

Varios cortes parciales han permitido estimar una potencia de 60 m. y se puede estudiar en el Río Moyuela al NNO de Monforte ($x = 666.550$, $y = 4548.380$) y en el Río Pílero, al N del cementerio de Loscos.

Se trata de tramos métricos de pizarras arcillosas y limolíticas, en los que se intercalan grupos de bancos arenosos y calizos en una secuencia similar a la descrita en el apartado 1.4.2.

Se inicia la serie, encima de Loscos, con 2 m. de caliza lumaquérica, al que siguen 29 m. de pizarras arenosas que terminan con otro banco calcáreo de 2-3 m. Le sigue una alternancia de pizarras, areniscas y calizas.

Las faunas datadas indican aún el Emsiense correspondiente a *Paraspirifer* sp., *Icriodus fusiformis*, *Icr. culicellus altus* WEDDIGE, *Icr. c. culicellus*, *Atrypa* sp., *Arduspirifer mosellanus mosellanus*, *A. Mos. gracilis*, *Plebejochonetes* y *Pleurodictyum problematicum*.

C) Formación Molino

Un corte representativo existe en el Camino de la Huerta de Enmedio, al NNO de Monforte (x = 666.380, y = 4547.970), y de interés paleontológico al O del Molino de Enmedio (x = 666.510, y = 4548.540).

Se estima que tiene una potencia entre 30 y 35 m. y está constituida por pizarras parduzcas, en las que se intercalan numerosos lechos centimétricos margosos y ferruginosos. Se presentan algunos bancos de niveles de caliza ferro-oolítica.

Faunísticamente, se establece el límite entre el Devónico inferior y medio (Emsiense-Eifeliense) con *Euryspirifer paradoxus*, *Arduspirifer mosellanus* sp. y los trilobites (según GANDL) *Kayserops* n.sp.P., *Kayserops brevispinosus* n.sp.M., que datan el Emsiense y *Paraspirifer cultrijugatus cultrijugatus* S. ROEMER, con morfología madura y *Hemichonetes (H.) tenuis* RACHEBOEUF del Eifeliense.

La Formación Molino se deposita en ambiente de plataforma fangosa sin aportes arenosos, donde los contenidos ferruginosos deben interpretarse como fenómenos diagenéticos y de meteorización. Tenemos, por tanto, un período corto de estabilidad sedimentaria.

1.4.6. Formación Monforte, Formación Moyuela y Formación Recutanda. Pizarras, niveles de calizas y alternancia de pizarras y areniscas (22). Eifeliense temprano

Este conjunto de formaciones, de unos 200 m. de potencia, permiten con sus faunas establecer a escala mundial el inicio del Eifeliense tanto en facies «rhenana» (Formación Monforte) mixta (Formación Moyuela) o típicamente «hercínica» (Formación Recutanda).

A) Formación Monforte

Morfológicamente, sólo tiene significación un paquete calcáreo basal de 3,5 m., que forma una cresta en algunos puntos.

Sus mejores afloramientos están situados al NNO de Monforte ($x = 666.375$, $y = 4547.970$) y al NE de Loscos ($x = 665.690$, $y = 4551.330$).

Se inicia la formación con un paquete calcáreo de 3,5 m., le siguen 36 m. de pizarras, arcillosas muy finas y con poca fauna, intercalándose niveles de margas de hasta 2 m. de potencia muy ricas en fauna y algún nivel de arenisca arcillosa. Le siguen 12 m. de pizarras, que hacia el techo se hacen más limolíticas y micáceas, para terminar con 7 m. de alternancia de pizarras con lechos margosos y algunos bancos de caliza.

La fauna encontrada en la caliza basal ya indica el comienzo del Eifeliense: *Icriodus culicellus*, *Icr. rectirostratus*, *Icr. retrodepressus* BULTYNCK, *Icr. struvei* WEDDIGE, *Polignathus costatus* sp., *Pol. linguiformis bultyncki*. En el techo de la formación se han encontrado *Productella*, *Gypidula*, *Cyrtina*, «*Asteropyge*» aff. *perforata* MORZADEC, *Paraspirifer cultrijugatus*, así como los conodontos *Icriodus corniger* aff. *rectirostratus*, *Polignathus linguiformis bultyncki*, *Pol. ling. pinguis* WEDDIGE, entre otros.

La sedimentación de la Formación Monforte se realizó en una plataforma abierta y moderadamente profunda, alimentada con fangos arcillosos que no permitieron la construcción de organismos arrecifales.

B) Formación Moyuela

Esta formación, que mide algo más de 32 m., aflora bien en cortes parciales como, por ejemplo, al E del camino de Carramolino ($x = 666.720$, $y = 4548.300$) o al N de Monforte ($x = 667.220$, $y = 4549.080$) en el Río Santa María.

Los primeros 3 m. son pizarras margosas, oscuras con nódulos irregulares; le siguen 8 m. de pizarras finas de color pardo. Los 12 m. siguientes intercalan niveles de margas. En la mitad superior de la formación las intercalaciones son concreciones elipsoidales y nodulosas de margas y lechos de margas de 15 cm., y en los últimos niveles estas concreciones son muy oscuras y tienen matriz esparítica. Los últimos 7 m. son pizarras negras muy finas.

En los primeros niveles margosos se encuentran *Paraspirifer cultrijugatus* sp., *Alatiformia alatiformis*, *Davidsonia verneuilii* BOUCHARD-CHANTEREUX, así como elementos de tránsito entre facies «rhenana» y «hercínica» y el goniatites *Werneroceras* e.g. *vernarhehanun* MAURER esencial para la correlación mundial entre las facies «rhenana» y «hercínica»

(CARLS *et al.*, 1972). La parte superior aporta los siguientes conodontos: *Icriodus struvei*, *Icriodus sp.*, *Polygnathus ling. linguiformis* HINDE, *Pol. angustipennatus* BISCHOFF & ZIEGLER, así como la coexistencia de *Pol. ling. alveolus* y *Pol. pseudofoliatius*, que datan este tramo como Eifeliense medio.

Como reflejo de las condiciones pelágicas del medio se halló el pez crossopterigio *Grossius aragonensis* SCHULTZE.

En los primeros niveles, la presencia de corales solitarios, rugosos y pistas, documentan una plataforma fangosa de mediana profundidad fótica, que se va profundizando, correspondiendo con un máximo transgresivo para alcanzar un ambiente muy pelágico, con un mínimo en la velocidad de sedimentación y sin influencia terrígena.

C) *Formación Recutanda*

Aflora bien a 300 m. al ENE del puente de la carretera Loscos-Monforte, sobre el Río Santa María ($x = 665.970$, $y = 4547.800$).

Los primeros metros son intercalaciones margosas entre pizarras negras muy finas, con concreciones negras como en la Formación Moyuela. Los 120 m. restantes son una alternancia de pizarras negras con areniscas finas, que alcanzan los 50 cm. Presentan estratificación cruzada, estructuras de *Slumping* y se interpretan como turbiditas.

Esta formación es faunísticamente muy pobre y sólo se encuentran *Styliolina* en las pizarras y grandes «*Posidonia*».

1.4.7. **Pizarras arenosas y areniscas (23). Sección Maravillidas. Emsiense-Givetiense?**

Se trata de afloramientos no datados por faunas. Por analogías con Segura de los Baños (CARLS & LAGES, 1983), el Eifeliense alto y el Givetiense bajo podrían tener 500 m. Sólo afloran tramos cortos en una fosa tectónica que va de Loscos, siguiendo el Arroyo Regajo, hasta Cabezo Agudo. Allí se puede ver un corte de 70 m. ($x = 663.330$, $y = 4543.330$) de un tramo denominado «Maravillidas». Esta serie se compone de 10 m. de alternancia arenosa; 17 m. de pizarras muy micáceas y ligeramente limolíticas; 30 m. de alternancia de pizarras y areniscas con tonos grises a pardos y contenido carbonático hacia el lecho y finalmente 15 m. de areniscas cuarcíticas, claras, de grano fino. Se desconoce, por falta de fauna, la edad de esta unidad, pero se considera Eifeliense-Givetiense, por estar entre la Formación Recutanda y la Formación Barreras.

Sedimentológicamente, podría tener continuidad con la Formación

Recutanda, con un aumento de los aportes terrígenos depositados en una plataforma menos profunda.

1.4.8. Formación Barreras, Formación Salobral y Formación Cabezo Agudo. Pizarras y areniscas con niveles calizos (24). Givetiense

A) Formación Barreras

Tectónicamente muy dislocada y con afloramientos muy pequeños, se puede estudiar en el Arroyo Regajo ($x = 663.400$, $y = 4552.160$) y está compuesta por unos 25 m. de pizarras arcillosas negras, con bancos de areniscas de centímetros, regularmente distribuidos cada 30 cm. ó 1 m. Las areniscas de grano fino y abundante mica, presentan *ripples*, estratificación *flaser* y marcas de corriente. Le siguen 7 m. de pizarras negras, con materia orgánica y estratificación paralela. A continuación hay un nivel calcáreo de 1,3 m. de bancos de caliza margosa, oscura, con pátina gris clara y superficies onduladas. Por encima aparecen 23 m. de pizarras negras y finas, con niveles limolíticos y finamente arenosos. Finaliza la formación con una alternancia de 22 m. similares a la base y 15 m. de areniscas cuarcíticas, de grano medio y casi blanca. La mejor fauna se obtiene de los niveles calcáreos, indentificándose *Greenops (G) cf. boothi* GREEN, *Neocalmonia (HELIOPYGE) tuirolensis* GANDL y los *conodontos Icriodus cf. obliquimarginatus* BISCHOFF & ZIEGLER, *Polygnathus l. linguiformis*, *Pol. varcus* STAUFFER, *Pol. timorensis* KLAPPER, que datan Givetiense temprano.

La sedimentación corresponde a una zona marginal de la plataforma, de ambiente nerítico, aún fótico y afectado por aportes turbidíticos.

B) Formación Salobral

Su mejor afloramiento se localiza a 350 m. al SE de Cabezo Agudo, y junto a una paridera ($x = 663.750$, $y = 4552.820$), donde se encuentran 40 m. de pizarras con concreciones ferruginosas y silíceas; 65 m. de pizarras arenosas, que intercalan bancos de areniscas de 60 cm. Los últimos 50 m. son más arenosos y a unos 10 m. hay lentejones de lumaquela, hacia el techo, más rojizo, hay niveles de cuarcitas y lentejones de arenisca calcárea, de relleno de paleocanal, totalizando 155 m. de una megasecuencia de evolución granocreciente.

En la lumaquela de *Tropidoleptus* se encontró también *Icriodus l. latericrescens* BRANSON & MEHL y en los últimos bancos coral rugoso *Mycrocylus*.

Su evolución granocreciente supone un ambiente de plataforma so-

mera, que pasa de fangosa a arenosa, con aumento de energía y posibles emersiones momentáneas, que no llegan a producir una laguna estratigráfica propiamente dicha.

C) Formación Cabezo Agudo

Su potencia total, de unos 250 m., se deduce de cortes parciales entre la hoja de Moyuela (Cabezo Agudo, al NNO de Loscos) y la de Segura de los Baños al E de Anadón, en el barranco al S de la Paridera del Endrinal (CARLS & LAGES, 1983; LAGES, 1984).

Los primeros niveles pizarrosos intercalan cuatro bancos de calizas gris oscura, micrítica, con bioclastos que totalizan 3 a 4 m. Le siguen 40 m. de pizarras negras, con bancos de areniscas que presentan *flute casts* y *prod marks*. A continuación hay unos 35 m. de pizarras y areniscas, que terminan en una arenisca calcárea rica en fauna. Los últimos 70 m. son una alternancia arenosa con bancos de 30 cm. y colores cada vez más rojizos.

Los niveles calcáreos aportan *Schizophoria* y *Atrypa* como «rhenaños» y los conodontos que datan Givetiense medio *Icriodus difficilis* ZIEGLER & KLAPPER, *I. latericrescens*, *I. brevis* STAUFFER, *Polygnathus ansatus* ZIEGLER, KLAPPER & JOHNSON, *Pol. ling. linguiformis*, etc.

Hacia el techo, y en los niveles rojizos, se encuentran los trilobites *Dipleura lanvoiensis* MORZADEC, *Neocalmonia (Quadratispina) quadratispinosa* GANDL, *Phacops* (Ph) aff. *circumspectans* PAECKELMANN y los braquiópodos *Rhipidomella*, *Schizophoria*, *Leptagonia*, *Strophodonta*, *Douvillina frequensis*.

En la Formación Cabezo Agudo se produce un tránsito de plataforma profunda, arcillosa, a somera, arenosa, en un ejemplo característico de la ritmicidad descrita en la formación Santa Cruz.

Existe un afloramiento pizarroso, dentro de la Formación Bandera, que describiremos a continuación, que tiene gran importancia por las correlaciones que permite establecer entre las series aragonesas y las cántabras (ver para más detalle «Informe complementario del Paleozoico», CARLS, 1986).

En estas pizarras aparecen el goniatites *Pharciceras* sp. WALLISER, de edad anterior al Frasnense, que indica que la Formación Cabezo Agudo no ocupa nada más que la parte baja del Givetiense alto y que en el Givetiense terminal hubo otra fase transgresiva.

1.4.9. **Formación Huesa. Pizarras negras y areniscas (25).** **Frasniense temprano**

Un afloramiento parcial, existente en el Barranco Maravillidas (x = 663.200, y = 4553.250), permite la correlación con la Formación Huesa, definida en Segura de los Baños (CARLS & LAGES, 1983), que mide 570 m.

Se trata de un conjunto de pizarras negras, que alternan con areniscas más o menos cuarcíticas en bancos delgados.

La datación se estableció a partir de *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* BRYANT y *Manticoceras sp.*

En esta formación se producen cambios de facies «hercínica» a «rhénana», sin que ésta se desarrolle plenamente. Los aportes arenosos son importantes y parecen obedecer a una subsidencia rítmica y rápida.

1.4.10. **Formación Bandera. Pizarras arcillosas (26).** **Frasniense temprano**

Aflora en las vaguadas al N del Puntal de la Bandera, 3, 4 km. al N de Loscos (x = 663.530, y = 4553.670).

Se trata de pizarras arcillosas, algo micáceas, no demasiado finas y de tonos gris-pardo.

En algunos puntos se identifican entre las pizarras nódulos irregulares de caliza micrítica con fauna.

La datación se realiza a partir de los conodontos encontrados en esta caliza, *Ancyrodella lobata* BRANSON & MEHL, *Polygnathus dubius* HINDE, *Icriodus sp.* Debido a que los últimos ejemplares del *Pol. dubius* datados se sitúan en la subzona media de *Pol. asymmetricus* la datación actual se puede elevar ligeramente respecto a la que dieron CARLS & LAGES, 1983.

La formación Bandera queda restringida al Frasnense temprano.

Para una mejor interpretación de las estructuras tectónicas al N de Loscos es necesario señalar que la potencia aflorante en la hoja de 100 a 125 m. es muy inferior a la medida en Segura de los Baños. En dicha hoja el Frasnense mide en sus partes inferior y media 800 m., por lo que es probable que alcance los 1.000 m. Si tenemos en cuenta la equivalencia de facies y potencias en el Devónico inferior y medio, entre Moyuela y Segura, no resulta aventurado extrapolar también para el Devónico superior y atribuir a fenómenos tectónicos las diferencias de espesores que aquí se presentan.

1.5. CARBONIFERO

Las calizas con conodontos, datados por QUARCH (1975) como Vi-seiense, en los conglomerados del *flysch* Namuriense, hacen pensar en la depositación (y posterior resedimentación por movimientos «sudéticos») del Carbonífero inferior (Fig. 7).

El Carbonífero superior, que en Segura de los Baños está bien representado, sólo aflora al S de la estructura en la Fosa de Fombuena y posiblemente otros afloramientos fueron erosionados en el resto de la hoja como consecuencia de los movimientos «astúricos».

1.5.1. Formación Fraguas. Conglomerados y areniscas (27). Stephaniense

Los únicos afloramientos dentro de la hoja, y donde se define la formación, están situados al SSE de Fombuena, en una fosa tectónica ($x = 652.500$, $y = 4555.850$) y 170 m. al este de la paridera que allí se encuentra ($x = 652.300$, $y = 4554.750$).

La serie tiene poco más de 60 m. Sobre un paleorrelieve de pizarras, hay una masa estratificada de plaquitas de pizarra y cantos angulosos de cuarcita, con una potencia de 2 m. Le siguen 2 m. más de conglomerado arenoso, con cantos de areniscas y cuarcitas del Silúrico.

El nivel siguiente, de 25 a 30 m., es un conglomerado de cantos y bloques de hasta 60 cm. (con poca matriz), que están poco redondeados y que contienen, según las zonas, cantos del Silúrico o del Cámbrico. Hacia el techo el tamaño de grano decrece y se depositan conglomerados más arenosos, con matriz de fragmentos triturados de pizarra y poca arena de cuarzo.

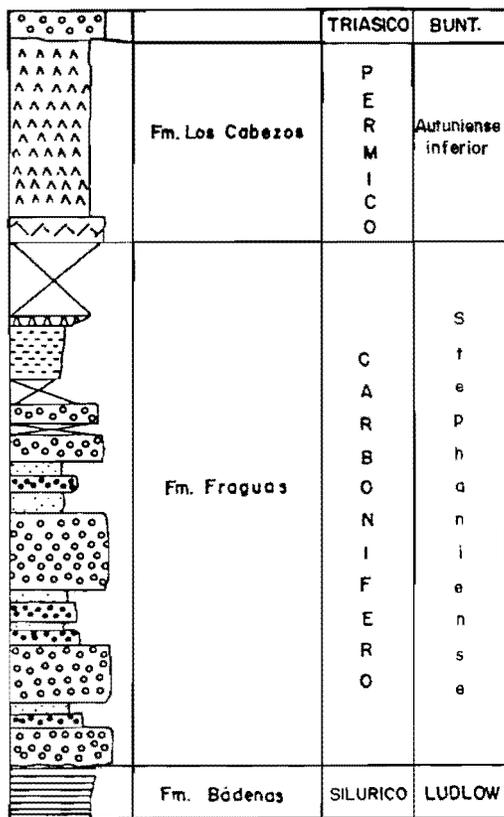
El siguiente tramo, de espesor similar, está compuesto por gravilla de color rojo claro, con fragmentos de pizarras y arenas gruesas.

El hallazgo (CARLS & CONTE, com. pers.), de un tronco hueco, aplastado, de unos 60 cm. de diámetro y asimilable a *Calamites*, favorecen la datación como Stephaniense C.

La Formación Fraguas, que se conoce sólo en el afloramiento descrito, es el primer depósito preservado que se formó después de los movimientos «astúricos».

1.6. PERMICO (AUTUNIENSE BASAL)

Las dataciones radiométricas revelan que las floras, que definen el comienzo del Pérmico continental, son anteriores a las faunas que definen el comienzo del Pérmico marino y coetáneas al Carbonífero terminal.



ESCALA 0 10 20 30 40 50 m.

LEYENDA

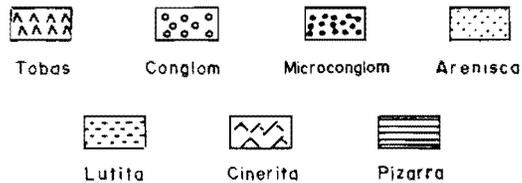


Fig. 7.- Columna sintética del CARBONIFERO y PERMICO en la fosa de Fombuena

Se introduce una nueva formación (Formación Los Cabezos) para la unidad situada entre la formación Fraguas y el Triásico, en una zona muy restringida (Fig. 7).

1.6.1. Formación Los Cabezos. Sedimentos piroclásticos (28). Autuniense basal

El afloramiento tipo se sitúa de 1,7 a 1,9 km. al S de la iglesia de Fombuena y fue cartografiado por CARLS (1962), como intrusivo meteorizado. El hallazgo por BARNOLAS, CARLS y GABALDÓN en 1977, de flora (com. pers.), reveló su naturaleza piroclástica y sedimentaria. La información actualizada corresponde a CONTE *et al.* (1986).

La serie tipo ($x = 652.130$, $y = 4556.750$) con buzamiento NNO de 50° a 70° tiene una potencia total de 75 m., de los cuales los primeros 15 m. están cubiertos y los últimos 12 m. alterados. De los 48 m. restantes, los primeros 18 m. están constituidos por tobas blandas de tonos beige, con bancos endurecidos de aspecto margoso, que en realidad son tobas finas. En los 11 m. siguientes, las tobas tienen *lapilli* y pequeñas bombas y presentan bancos más potentes, con flora. Siguen 18 m. de cineritas con bombas mayores y discordante a la estratificación, una costra silíceo y limolítica. Encima de la costra, los 12 m. siguientes son cineritas fuertemente alteradas.

En la datación, con flora y estudios radiométricos, se obtienen los siguientes resultados:

La flora hallada en la serie de cineritas ha sido estudiada por VAN AMEROM (comunicación personal, 1979) determinando:

Callipteridium rochei, *Callipteris conferta*, *Pecopteris unita*, *Pecopteris plumosa*, *Pecopteris hemitelioides*, *Pecopteris polymorpha*, *Pecopteris cf. monyii*, *Taeniopteris abnormis*, *Sphenophyllum oblongifolium*, *Annularia stellata*, *Calamites multiramis*, *Sigillaria brardii*, *?Dicranophyllum gallicum*, *Neuropteris planchardii*, *Sphenopteris sp.*, *Reticulopteris germarii*, *Cordaites sp.*, *?Cyclopteris*, *Odontopteris lingulata*, *Call. rochei* y *C. conferta*, que existen desde el primer nivel fosilífero, documentan —«per definitionem»— una posición en el Autuniense inferior, o sea, encima del Stephaniense C.

Unas bombas, menos alteradas que la mayoría, han aportado biotita para un estudio radiométrico (separación por E. SEIDEL, Braunschweig, análisis de isótopos H. KREUZER, Hannover; medición de K por espectroscopía de llama, 40 Ar por análisis de disolución de isótopos). Debido a la no homogeneidad del material algo alterado, se han obtenido dos dataciones coincidentes de $283 \pm 2,5$ m.a. y una de $292 + 2,5$ m.a. Dado que la datación de la roca inalterada de un dique intrusivo ($x = 661.550$, $y = 4550.950$) del mismo magma que las bombas (estudio petrológico

por CONTE & LAGO, 1985) resultó ser $293 \pm 2,5$ m.a., el valor de 292 m.a. es más digno de confianza que los de 283 m.a.

Según la definición del límite Carbonífero/Pérmico en facies marina, que corresponde a 285 m.a. ó 280 m.a., el dato acerca de 292 m.a. significa que el Autuniense basal de la facies continental corresponde aún al Carbonífero. Esta discrepancia podría radicar en la dificultad de la correlación entre facies marinas y continentales. Discrepancias muy comparables se están obteniendo actualmente en Europa central, lo que apoya el valor de $292 \pm 2,5$ m.a. hallado para la Formación los Cabezos.

La oportunidad de correlacionar entre las escalas bioestratigráfica continental y radiométrica resalta la importancia de este pequeño afloramiento.

1.7. TRIASICO

El Triásico que aflora en la hoja de Moyuela y colindantes se presenta en facies germánica con sus tres divisiones clásicas: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, en discordancia con el zócalo paleozoico.

Los afloramientos más completos se sitúan entre Monforte de Moyuela y Rudilla, y aun en esta zona las potencias que se alcanzan no corresponden con las potencias regionales.

Hay que señalar que frecuentemente faltan los sedimentos correspondientes a la Facies Buntsandstein, por lo que los niveles carbonatados de la facies Muschelkalk se apoyan directamente discordantes sobre el zócalo paleozoico.

Por otra parte, hay que tener presente que la división entre las facies Buntsandstein y las facies Muschelkalk es fundamentalmente litológica y no tiene carácter de división cronoestratigráfica. Existen, a nuestro criterio, materiales que litológicamente son facies Bunt y cronológicamente corresponderían a un período en el que el ambiente sedimentario estaba provocando una sedimentación generalizada en facies Muschelkalk. Así ocurre, por ejemplo, al Sur de Monforte de Moyuela, donde los niveles inferiores de las facies Muschelkalk pasan lateralmente a niveles detríticos rojizos que hacen pensar en las facies Buntsandstein, aunque probablemente sean paleosuelos, formados a espensas de los materiales paleozoicos.

Esto explicaría también por qué los materiales atribuidos a la Facies Buntsandstein presentan una potencia menor a la que regionalmente tienen y un carácter más arcilloso que el que generalmente caracteriza a dichas facies.

Los materiales en facies Muschelkalk han sido estudiadas en el perfil de Rudilla, a lo largo de la carretera entre Huesa del Común y Rudilla. La carretera corta a las tres unidades litológicas en las que se pueden divi-

dir estos materiales: unidad inferior (M₁) carbonatada, unidad media (M₂) margosa y unidad superior (M₃) carbonatada. Este perfil presenta algunas dificultades de observación debido en parte al alto grado de dolomitización y en parte a encontrarse cubierto el techo de M₁ y la práctica totalidad de M₂.

1.7.1. Areniscas, arcillas rojas y brechas y conglomerados. Facies Buntsandstein (29)

Se trata de una serie litológica con base diacrónica y en contacto discordante sobre distintas formaciones del Paleozoico. Aflora en ambos flancos del anticlinal hercínico de la mitad SO de la hoja, aunque solamente es representable cartográficamente en el flanco oriental, entre Monforte de Moyuela y Rudilla.

En el aspecto litológico, y concretamente en el corte realizado en la localidad de Monforte de Moyuela (Fig. 8), aparece una sucesión de unos 40 m. de espesor, constituida por brechas cuarcíticas en la base, de tonos rojizos, con cantos de 3 a 4 cm. de centil, fragmentados, que intercalan pequeños lentejones de areniscas de grano grueso a medio y caliches a techo. Por encima aparece un conjunto de areniscas de grano medio a fino de tonos rojizos y vinosos con frecuentes estructuras de corriente de gran escala (estratificación cruzada en surco, estratificación cruzada planar) y cicatrices de erosión sobre las que aparecen frecuentes depósitos residuales (*lags*) de cantos cuarcíticos. Es también reconocible a techo de los tramos canalizados la aparición de areniscas de grano fino con estructuras de tipo *climbing ripples*, así como formaciones de caliches con intensa bioturbación. Sobre esta unidad areniscosa aparece un conjunto litológico constituido por tramos de arcillas vinosas y rojas en *Facies Rot* (muy claras en la fosa de Fombuena) y niveles de areniscas calcáreas con cantos cuarcíticos que dan paso en el techo a los tramos calcáreos de las facies *Muschelkalk*.

Estas facies detríticas varían de espesor en cortos espacios, llegando prácticamente a su desaparición. Tan sólo queda en numerosos puntos al NO de Rudilla un paleosuelo de cantos cuarcíticos de escasa potencia (4-8 m.) y sobre el que se apoyan los tramos carbonáticos de la facies *Muschelkalk*.

Sedimentológicamente, estos materiales, en su mayor parte, están relacionados con el desmantelamiento de los relieves paleozoicos muy próximos, como lo demuestra los términos de brechas que engloban cantos de los materiales paleozoicos próximos y se apoyan discordantes sobre los mencionados relieves. La sucesión de areniscas rojizas que aparecen por encima de brechas denuncia la implantación de un medio fluvial (canales) con estructuras a techo que evidencian la entrada de co-

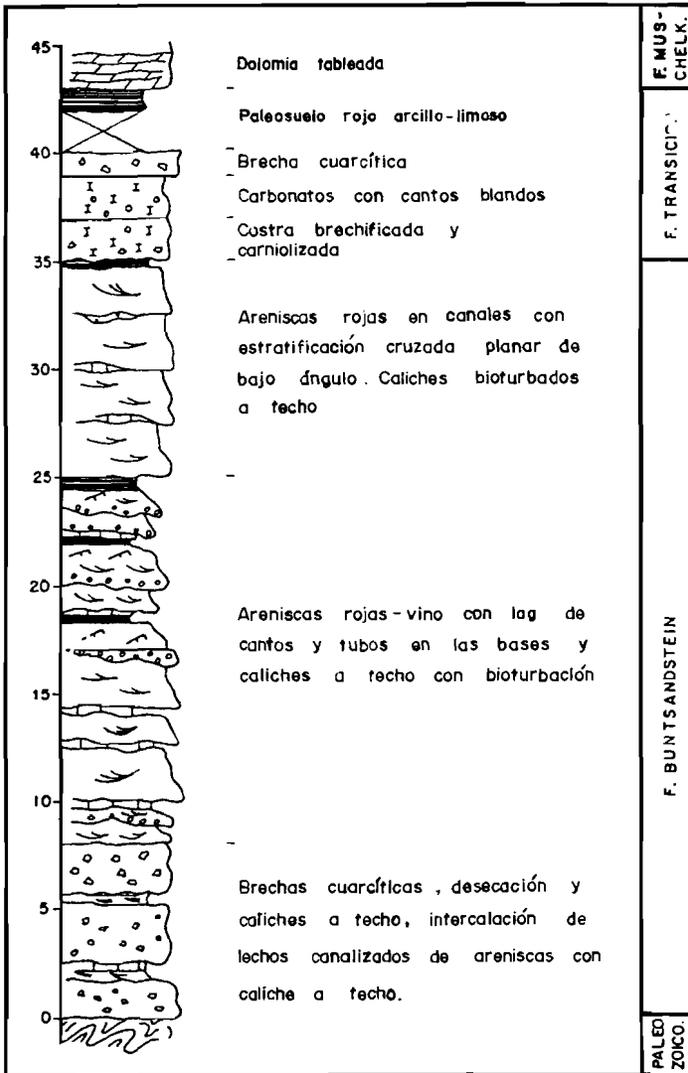


Fig. 8.- F. Buntsandstein en Monforte de Moyuela

rrientes en direcciones opuestas y que, dadas las características de las facies, podrían tener alguna influencia mareal. Se ha podido constatar que las secuencias litológicas, así como el dominio de un ambiente sedimentario, varía muy rápidamente de un lugar a otro; esto pudiera ser debido al paleorrelieve paleozoico existente durante la sedimentación de las facies Buntsandstein.

1.7.2. Dolomías tableadas, margas y dolomías en bancos (30, 31, 32). Facies Muschelkalk

Como cambio lateral de facies de la formación anteriormente descrita o concordante con ella se depositan una serie de materiales carbonatados que constituyen la facies Muschelkalk.

Ha sido posible, en el ámbito de esta hoja, diferenciar dentro de las facies Muschelkalk tres unidades litoestratigráficas, que de muro a techo son:

- Dolomías tableadas.
- Margas con intercalaciones dolomíticas.
- Dolomías en bancos gruesos.

1.7.2.1. Dolomías tableadas (30)

Apoyándose sobre los materiales en facies Buntsandstein hay una serie de dolomías tableadas en niveles decimétricos con intercalaciones margosas. En esta unidad se ha realizado la serie 03 (véase doc. complementaria).

Los afloramientos se reducen a los situados en los alrededores de Rudilla en dirección Este y Noreste. Se ha medido una potencia inferior a 20 m., tratándose de un conjunto de dolomías estratificadas, tableadas y brechoides, que descansan sobre facies conglomeráticas y brechoides del Buntsandstein mediante un contacto normal y neto.

Se han distinguido facies de dolomías brechoides, dolomías tableadas y estratificadas con bioclastos, dolomías tableadas con laminación paralela, laminación de algas y *ripples*, y porosidad fenestral y dolomías de aspecto noduloso con bioturbación y perforaciones. Son frecuentes las superficies ferruginosas.

Estas facies se encuentran asociadas en ciclos o secuencias cuyo espesor oscila entre 1,5 y 3 m. La base la constituyen generalmente las facies recrystalizadas y brechoides, normalmente con superficie basal irregular. A continuación, los términos nodulosos y bioturbados; sobre éstos, los niveles esporádicos de bioclastos y hacia el techo las facies ta-

bleadas con laminación algal, *ripples* y porosidad. El techo de la sucesión es una superficie irregular ferruginosa.

Este ripo de asociación corresponde en su conjunto a una secuencia de somerización en medios de plataforma carbonatada-llanura de marea poco profunda, en donde los términos nodulares y bioturbados se generan en la parte submareal, mientras que las facies tableadas y laminadas corresponden a medios intramareales. La porosidad fenestral indicaría etapas de exposición en áreas intermareales altas o quizá supramareales. Los techos bioclásticos serían las acumulaciones por corrientes dentro de la llanura.

1.7.2.2. *Margas con intercalaciones dolomíticas (31)*

En las mismas áreas de afloramiento que la unidad anterior y concordante sobre ella se deposita una formación fundamentalmente margosa.

Sus afloramientos, parcialmente cubiertos, no permiten un estudio detallado de la unidad, pero en conjunto se trata de una serie de margas grises, azuladas y rojizas, con algunas intercalaciones decimétricas de dolomías de grano grueso, blancas. Su potencia estimada no sobrepasa los 30 m.

Su datación no ha podido establecerse por fauna, pero las facies son típicamente Muschelkalk.

1.7.2.3. *Dolomías en bancos gruesos (32)*

Sobre la formación anteriormente descrita, directamente sobre los materiales en facies Buntsandstein o discordante sobre el Paleozoico, se deposita esta unidad, que morfológicamente da resalte y cuyos afloramientos se extienden a lo largo de la hoja, bordeando los del Paleozoico, en una franja NO-SE, al Norte de las sierras de Oriche y Cucalón.

En el perfil Rudilla-2 (véase doc. complementaria) se ha medido una potencia de 45 m. en un conjunto de dolomías estratificadas, dolomías recristalizadas, tableadas y con estratificación cruzada, que se dispone en contacto neto o transicional sobre la unidad inferior margosa.

Se pueden diferenciar diversos tipos de facies en función de su litología, geometría y estructura interna y componentes: Dolomías estratificadas, dolomías brechoides, dolomías nodulosas y/o bioturbadas, dolomías con bioclastos o porosidad móldica, dolomías tableadas con laminación paralela y *ripples* (laminación y/o morfología) de corriente y oscilación, dolomías con laminación de algas que pueden tapizar morfología de *ripples*, dolomías con estratificación cruzada (barras) y dolomías con bases erosivas canalizadas con *lag* basal y cuerpos de acreción

lateral de migración de canal. Ocasionalmente se observan grietas y brechas de desecación, superficies ferruginosas y facies de margas.

La asociación de estas facies se realiza en varios tipos de secuencias cuyo espesor oscila entre 1,5 y 3,4 m. (Fig. 9).

Las facies recristalizadas y brechoides se sitúan en la base del perfil, y en ellas no se ha podido identificar ningún tipo de asociación, dada la intensidad de los procesos diagenéticos.

Un primer tipo de ciclo corresponde a la siguiente superposición de facies:

En la base, términos ocasionalmente brechoides y, más generalmente, bioturbados y bioclásticos. Por encima, términos con laminación paralela y *ripples*, y a techo brechas de desecación.

Esta secuencia se interpreta como de somerización con emersión (supramareal) desde áreas submareales (bioturbación, bioclastos) e intermareales (laminación y *ripples*). El tipo de evolución corresponde a una llanura de marea carbonatada por progradación de la llanura hacia áreas más internas.

El segundo tipo de secuencia corresponde de base a techo a la siguiente superposición: dolomías con estratificación cruzada correspondiente a barras submareales, y sobre éstas, facies tableadas con laminación algal tapizando *ripples*.

Esta sucesión corresponde a una secuencia de somerización de tipo *graing* de alta energía, representada por las barras submareales, sobre las que progradan los términos intermareales representados por las facies de *ripples* y algas.

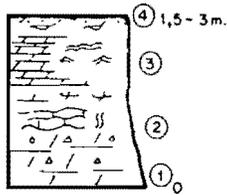
El tercer tipo de secuencia viene dado por una base canalizada y facies de canal con estratificación cruzada en surco con acreción lateral. Sobre ellas se desarrollan facies de margas y dolomías con laminación de algas.

Esta asociación se interpreta como debida a la migración de canales que surcan la llanura de mareas hacia áreas submareales y la progradación de una llanura mixta fangoso-carbonatada desarrollada en áreas intermareales.

1.7.3. Margas abigarradas (33). Facies Keuper

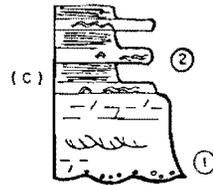
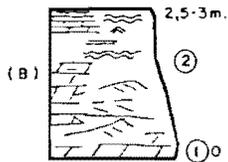
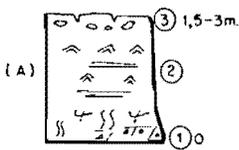
Sobre los últimos niveles dolomíticos en facies Muschelkalk se depositan unas margas abigarradas que constituyen las facies Keuper. Está constituida fundamentalmente por margas abigarradas, plásticas, a veces yesíferas. Regionalmente se señala la presencia de Jacintos de Compostela.

Afloran asociadas a las facies Muschelkalk o constituyendo el núcleo anticlinal de una serie de estructuras situadas en el cuadrante SE de la



MUSCHELKALK INFERIOR (30)

- ① Base irregular y recrystalizada.
- ② Noduloso y bioturbado.
- ③ Tableado con laminacion algar y ripples.
- ④ Superficie irregular ferruginosa.



MUSCHELKALK SUPERIOR (32)

- | | | |
|---|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> (A) ① Terminus bioturbados o brechoides. ② Laminación paralela y ripples. ③ Brecha de desecación. | <ul style="list-style-type: none"> (B) ① Dolomias con estratificación cruzada de ripples. ② Facies tableadas con laminacion algar | <ul style="list-style-type: none"> (C) ① Base canalizada y facies de canal. ② Margas y dolomias con laminacion algar. |
|---|---|---|

Fig. 9.- Secuencias típicas en las Facies Muschelkalk.

hoja, tales como «Barranco del Salobral» al Este de Monforte de Moyuela, el anticlinal de Blesa, el anticlinal de la Venta del Cuervo y la estructura diapírica de la Cabrera.

En el anticlinal de Blesa, en su cierre periclinal del NO (paraje La Manadilla), se encuentran niveles de areniscas y margas yesíferas grises. Aunque se intentó relacionar este afloramiento con la secuencia estudiada por Ortí, no ha sido posible, dado que las potencias no superan los 5 m., y al ser un cierre periclinal, la naturaleza plástica de las arcillas removiliza el afloramiento, dando un conjunto caótico. Este mismo carácter plástico dificulta el conocimiento de la potencia de la unidad, que podría estimarse del orden de 60-80 m.

Sedimentológicamente, estos materiales en facies Keuper se originan en una llanura próxima al litoral, en la que periódicamente se producían transgresiones muy pequeñas, que dejaban sedimentos de llanura de marea. Se desarrollaban lagos efímeros, tipo *sebkhas* continentales, que esporádicamente estarían surcados por pequeños canales.

1.8. TRIASICO SUPERIOR-JURASICO INFERIOR

Regionalmente existen unos afloramientos constituidos por carniolas y dolomías que carecen de fauna que permita darles un valor cronoestratigráfico. Se ha diferenciado cartográficamente esta unidad, situada estratigráficamente entre las facies Keuper y el Jurásico propiamente dicho.

1.8.1. Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (34). Rethiense-Hettangiense

Aflora esta unidad fundamentalmente en el cuadrante SE de la hoja, bordeando el sinclinal de Otón y el anticlinal de Blesa, existiendo pequeños retazos en la zona N de la Sierra de Cucalón.

Directamente sobre las margas de la facies Keuper se encuentran unas dolomías tableadas grises, bien estratificadas en capas centimétricas, que constituyen la Formación Dolomías tableadas de Imón. Se han incluido en este tramo cartográfico por tener una potencia no superior a 10 m.

Sobre esta formación se encuentra un gran paquete masivo y caótico, sin estratificación visible, constituido por dolomías vacuolares de aspecto brechoide y color amarillento-rojizo (carniolas). A veces, el carácter brechoide se intensifica, ocasionando, con el mismo aspecto caótico, una brecha con cantos de dolomías laminadas y fragmentos de carniolas que pueden estar en contacto o flotando en la matriz de naturaleza

micrítica a margosa. Los cantos son muy angulosos y no sobrepasan los 20-30 cm.

La potencia de este conjunto, correspondiente a la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña, sobrepasa los 150 m.

A esta unidad cartográfica, que es prácticamente azoica, se le atribuye regionalmente una edad Rethiense-Hettangiense.

La litología de la formación Dolomías tableadas de Imón sugiere una sedimentación en llanura de marea en condiciones probablemente hipersalinas, mientras que la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña indica una deposición mediolitoral, de tipo lagunar, con aportes marinos y episodios de precipitación de sales, que modifican la relación Mg/Ca, formándose salmueras magnesianas.

1.9. JURASICO

Los materiales del Jurásico propiamente dicho afloran, en la zona Este de la hoja de Moyuela, en una franja comprendida entre Moyuela y Blesa.

Están representadas todas las formaciones en que habitualmente se divide el Jurásico, desde la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas a la Formación Calizas con Oncolitos de Higuerales (Fig. 10); no obstante, los afloramientos están tan aislados y tectonizados que ha sido imposible levantar serie continua en ninguna de las formaciones; sólo se presentan completas las formaciones Calizas bioclásticas de Barahona y Alternancia de margas y calizas de Turmiel, por lo que las potencias del resto han tenido que ser estimadas.

1.9.1. Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (35). Sinemuriense-Pliensbachiense

La zona donde mejor aflora esta unidad es la comprendida entre las carreteras de Blesa a Moyuela y de Moyuela a Moneva, así como al N de esta última. Otros afloramientos son los existentes en las estructuras que cortan la carretera Rudilla a Huesa del Común, los que bordean, al Norte, el Cabezo de Tarayuela y los existentes al Sur de Blesa.

El tránsito con la unidad inferior se realiza paulatinamente, por lo que el límite cartográfico se establece con dificultad.

Estos primeros niveles bien estratificados son calizas dolomitizadas a dolomías que pasan rápidamente a calizas grises de matriz fina, que ocasionalmente presentan acumulación de bioclastos y esporádicamente macrofauna de Rynchonellidos.

En estos afloramientos los bancos calcáreos presentan fina lamina-

		UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	
JURASICO SUPERIOR	KIMMERIDGIENSE	FM. CALIZAS CON ONCOLITOS DE HIGUERUELAS	GRUPO TURIA
	OXFORDIENSE	FM. RITMITA CALCAREA DE LORIGUILLA	
JURASICO MEDIO	CALLONIANENSE - BATHON	FM. MARGAS DE SOT DE CHERA	GRUPO ABLANQUEJO
		MB. CALIZAS CON ESPONJAS DE YATOVA	
		CAPA DE OOLITOS FERRUGINOSOS DE ARROYOFRIO	
		"PARTE MEDIA" (INFORMAL) DE LA FM. CARBONATADA DE CHELVA	
		OOLITOS FERRUGINOSOS Y/O FOSFATICOS	
JURASICO INFERIOR	TOARCEN	MB. CALIZAS NODULOSAS DE CASINOS	GRUPO RENALES
		FM. ALTERNANCIA DE MARGAS Y CALIZAS DE TURMIEL	
		FM. CALIZAS BIOCLASTICAS DE BARAHONA	
		FM. MARGAS GRISES DEL CERRO DEL PEZ	
TRIAS	HETTANGIENSE - PLIENSIS	FM. CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS DE CUEVAS LABRADAS	GRUPO RENALES
		FM. CARNIOLAS DE CORTES DE TAJUÑA	
		FM. DOLOMIAS TABLEADAS DE IMON	
		KEUPER	

Fig. 10 Cuadro con las unidades litoestratigráficas del jurásico definidas en la Cordillera Ibérica.

ción paralela, se disponen en bancos entre 0,2 y 0,4 m., con intercalaciones margosas, y se observa la presencia de estilolitos. Ocasionalmente, los bancos son de calcarenitas bioclásticas de tonos beige y calizas finamente oolíticas.

Al microscopio se trata de biomicritas más o menos recristalizadas, micritas, intraomicrita e intraoosparita que presentan fauna de Lamelibranchios, Equinodermos y Ostrácodos.

Se han identificado *Lingulina gr. pupa* (TERO); *Lingulina cf. tenera* (BORN); *Lenticulina* sp.; *Ammobaculites cf. fontinensis* (TERO); *Glomospira* sp., *Pseudocyclamina* sp.; *Lagenidos* y Algas Dasycladáceas que indican una edad Pliensbachiense.

Aunque en la hoja no ha sido posible levantar ninguna serie de esta unidad correspondiente a la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas, en la hoja de Paniza (26-17) ha sido posible definir sedimentológicamente esta unidad diferenciándose tres tramos, que de muro a techo son:

- Calizas *mudstone* con laminación de algas y *ripples* de oleaje con pasadas *wackestones* y *grainstones*, que se disponen en secuencias *shallowing upward*, del orden de un metro. En el techo se reconocen grietas de desecación y superficies ferruginosas.

Correspondería este primer tramo a depósitos de plataforma restringida, que pasa a llanura de marea con predominio de los términos intermareales altos.

- Calcarenita (*grainstones*) con morfología de barras y canales desarrollados en la plataforma.
- Calizas (*wackestones* y *wackestones-packestones*) que se pueden interpretar como depósito de *lagoon*.

1.9.2. Formaciones Margas grises del Cerro del Pez y Calizas Bioclásticas de Barahona (36). Pliensbachiense

Sobre la formación anterior se dispone un conjunto de calizas y margas, que corresponden a las formaciones Margas grises del Cerro del Pez y Calizas Bioclásticas de Barahona. Se han cartografiado como una sola unidad, dado que las margas grises tienen tan poca potencia que no son cartografiables a escala 1:50.000.

Los afloramientos más representativos de estas unidades se sitúan entre los kilómetros 4 y 5 de la carretera de Moyuela a Moneva, en la zona Sur de Blesa, en los núcleos de los sinclinales y en el borde E de la hoja, en los parajes La Torroya y El Molinar.

Su potencia es del orden de los 20 m. y está compuesta por un primer nivel de unos 2 a 5 m. de margas grises (Formación Cerro del Pez), sobre las que se dispone un tramo en el que alternan las calizas bioclásticas amarillentas, nodulosas y mal estratificadas, con margas ricas en microfósiles, de colores grises y ocres (Formación Barahona).

Al microscopio son biomicritas con restos de Braquiópodos, Moluscos y Equinodermos, que no permiten una datación precisa.

La macrofauna recolectada permite datar la formación como Pliensbachiense y más concretamente como Carixiense (Zona Davoei)-Dome-riense inferior (Zona Stokesi), con la siguiente asociación: *Aegocera* sp.; *Matteiceras* cf. *monestieri* (FISCHER); *Lobothyris punctata* (SOWERBY); *Tetrarhynchia tetrahedra* (SOWERBY); *Gibbirhynchia muirwoodae* (AGE); *Gibbirhynchia* cf. *amalthei* (QUENSTEDT); *Belemnites* sp.; *Pleuromya glabra* (AGASSIZ); *Pholadomya* sp.

Sedimentológicamente, y por similitud con las hojas vecinas, donde se ha podido levantar series, se interpreta la Formación Margas grises de Cerro del Pez como un medio de plataforma somera de baja energía, sometida a la influencia de aportes terrígenos.

Por su parte, la Formación Calizas bioclásticas Barahona corresponde a una sedimentación igualmente de plataforma somera, en ambiente bien oxigenado, donde ha tenido lugar una gran proliferación de ostreidos.

1.9.3. Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel (37). Toarciense

Sobre la superficie ferruginosa con que suele terminar la Formación Calizas bioclásticas de Barahona se encuentra una unidad margosa, bien caracterizada faunísticamente, que forma parte de la unidad margas y calizas de Turmiel, definida por Goy *et al.* (1976).

Los afloramientos son muy pequeños y aislados, siendo los más interesantes el situado en el cruce de las carreteras de Moyuela a Blesa y de Moyuela a Moneva, y en la zona Sur de Blesa, en el paraje Valdeoria.

Se trata de margas fundamentalmente rosas, aunque ocasionalmente pueden presentar tonos azulados que contienen intercalaciones de calizas micriticas y calizas margosas. Los microfósiles que contiene permiten datarla como Toarciense.

La parte alta de esta unidad se ha observado en las proximidades de la localidad de Moyuela. Corresponde a facies de margas arcillosas a veces laminadas y bioturbadas y facies de micritas y biomicritas (*mudstone* a *wackestones*), con estratificación paralela, ondulada y bioturbación, con bioclastos y microfilitamentos, y fósiles de Gasterópodos, Bivalvos, Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, Equinodermos y Corales. A te-

cho de los niveles de calizas se observan superficies netas irregulares con costras ferruginosas generalizadas.

Se asocian en ciclos decimétricos marga-caliza con tránsito gradual entre las margas basales y las calizas de techo.

Se interpretan como depósitos de plataforma abierta relativamente profunda y corresponde al máximo transgresivo durante el Lias.

1.9.4. **Formación Carbonatada de Chelva (38).** **Toarciense superior-Dogger**

Sobre la formación margosa anterior se dispone una serie caliza que, como el resto de las unidades del Jurásico, tiene una presencia en forma de pequeños afloramientos aislados.

No obstante, y con las limitaciones que supone tan malas condiciones de afloramiento, ha sido posible reconocer los miembros definidos por GÓMEZ Y COY (1979).

El Miembro Calizas nodulosas de Casinos está constituido por calizas bioclásticas y micríticas de tonos amarillentos con aspecto noduloso. En microfacies son biomicritas con bioclastos de Crinoides, Bivalvos, Gasterópodos, Ostrácodos y Foraminíferos con una potencia de 25 m. Este miembro termina con un *hard-ground*.

La parte media de la Formación Carbonatada de Chelva (unidad informal) está constituida por calizas bioclásticas en bancos decimétricos con juntas margosas, en donde es posible recolectar Ammonites. En otros puntos se presenta como calizas grises micríticas con niveles de nódulos de sílex interestratificados y también como calizas lajosas mal estratificadas.

La capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío se ha localizado en el Barranco de las Suertes (serie 16 de la doc. complementaria), y se trata de 1 m. de caliza con oolitos ferruginosos, fósiles retrabajados y fragmentados y desarrollo de costras ferruginosas en la parte media.

El Miembro de Yátova está constituido por calizas en bancos de 10 a 30 cm., con interbancos margosos y donde se pueden ver restos de esponjas y que en el Barranco de las Suertes tiene una potencia de 5 m.

El espesor del conjunto de la Formación Carbonatada de Chelva es muy difícil de establecer, pero se estima que sobrepasa los 150 m.

Las microfacies observadas en la Formación Carbonatada de Chelva son muy variadas. Así, para el Miembro Casinos son biomicritas y calizas micríticas; en la parte media se encuentran biomicritas, micritas fosilíferas y biopelmicritas, y más al techo oomicritas, ooesparitas y nobioesparitas. En el Miembro Yátova son calizas micríticas, biopelmicríticas y biomicritas con intraclastos y pellets.

Las dataciones se han establecido para el Miembro Casinos como

Toarciense superior (Lías) a Dogger con la asociación de *Lenticulina d'orbigny* ROEM; *Astacolus prima* D'ORB.; *Nodosaria* aff. *tontinensis* BORN.; *Lenticulina münsteri* ROEM.; *Stichoporella* aff. *stutterdi* EDW.; *Globochaete alpina* LOMB.; *Eothrix alpina* LOMB.; *Glomospira* sp.; *Saracenaria* sp.; *Epistomina* sp.; Macrofósiles recolectados en la Formación Carbonatada de Chelva indican Bajociense superior (zona Subfurcatus, zona Garantiana) con la asociación de *Spiroceras annulatus* (DESHAYES); *Spiroceras bifurcatum* (HYATT); *Spiroceras* sp.; *Strenocera niortense* (D'ORBIGNY).

La macrofauna recolectada en el techo de la Formación Carbonatada de Chelva permite ampliar su edad hasta el Oxfordiense inferior medio (zona Transversarium-zona Bifurcatus) con la asociación de *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatoides* (ENAY), *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *falculae* (RONCHADZE), *Perisphinctes* (*Liosphinctes*) sp.; *Ochetoceras* cf. *canaliculatum* (VON BUCH).

La Formación Carbonatada de Chelva se ha depositado en un ambiente de plataforma abierta de baja energía, en medio submareal, y pasa posteriormente a ser un medio de aguas someras de una plataforma carbonatada, de energía moderadamente elevada. La sedimentación del Miembro de Yátova se ha llevado a cabo en una plataforma somera, bien comunicada, generalmente de baja energía.

1.9.5. Formación Margas de Sot de Chera (39). Oxfordiense medio a superior

Sobre la formación Carbonatada de Chelva se encuentra un conjunto margoso asimilable a la formación Margas de Sot de Chera. Aflora únicamente al E de Moyuela, entre el Barranco de las Suertes y el Río Moyuela, donde su potencia estimada es de 30 m.

Se trata de margas de colores rojos, grises, azules y amarillentos que en la base presentan abundantes fósiles de Ammonites y en algunos tramos tienen componentes detríticos.

Las muestras levigadas han permitido obtener la asociación faunística de *Lenticulina münsteri* ROEMER; *Astacolus prima* D'ORB.; *Spirillina polygyrata* GUMB.; *Astacolus tricarinella* REUSS; *Vaginulina harpa* ROEM; *Saracenaria cornucopiae* SCHW.; *Cyterella* aff. *index* OERTLI; *Nodosaria* sp.; *Lenticulina* sp.; *Astacolus* sp., que datan Oxfordiense medio a superior.

La sedimentación de esta unidad se ha llevado a cabo en una plataforma de baja a moderada energía, sometida al influjo de terrígenos de áreas emergidas próximas.

1.9.6. **Formación Ritmita calcárea de Loriguilla (40).** **Kimmeridgiense inferior**

Sobre la formación Margas de Sot de Chera yace una serie que da resalte morfológico y que se corresponde con la Formación Ritmita calcárea de Loriguilla. Aflora únicamente al E de Moyuela, en el Barranco del Río Moyuela y la potencia estimada es de 60-80 m.

Está constituida por dos unidades diferenciables litológicamente. A muro de la formación son margas y margocalizas mal estratificadas, que frecuentemente, al erosionarse, dan nódulos de unos 3 y 10 cm. Son grises y contienen filamentos y bivalvos. Al microscopio son micritas arcillo-limosas (*mudstones*).

A techo de la Formación Loriguilla los afloramientos tienen un carácter típico de ritmita, alternando las calizas de micrita en bancos bien estratificados de 0,2 a 0,4 cm., con niveles margosos grises, lajosos, que proporcionan al conjunto un aspecto característico.

Las muestras tomadas en esta formación han dado *Epistomina* sp.; *Ammobaculites* sp.; *Haplophragmoides* sp.; Equinodermos, Ostrácodos, Moluscos y Espículas.

La edad Kimmeridgiense inferior, que se atribuye a esta formación, viene definida por las unidades infra y suprayacentes, ya que la asociación citada no tiene valor cronoestratigráfico.

Se interpreta como depósitos de plataforma interna, ya que algunas asociaciones faunísticas descritas así lo apuntan.

1.9.7. **Formación Calizas con oncolitos de Higuera (41).** **Kimmeridgiense-Portlandiense**

La secuencia calcárea que culmina el Jurásico se asimila a la formación Calizas con Oncolitos de Higuera. Aflora únicamente en unos pequeños retazos que se sitúan en la margen izquierda del Río Moyuela y directamente encima de la Formación Ritmita calcárea de Loriguilla.

Son calizas gravelosas de tonos beige, a veces en bancos métricos y más frecuentemente masivas, con gran abundancia hacia el techo de oncolitos y pisolitos de gran tamaño.

La potencia aflorante de la citada formación no sobrepasa los 30 m., aunque está parcialmente recubierta por depósitos terciarios y cuaternarios. La edad de esta unidad es Kimmeridgiense-Portlandiense.

Corresponde a sedimentación en medios muy someros de tipo plataforma interna a *lagoon*.

1.10. CRETACICO

El Cretácico, tanto superior como inferior, está representado en la hoja de Moyuela, si bien el inferior sólo aflora al Sur de Blesa, en lo que se considera el borde occidental de la cubeta de Oliete, mientras que el superior aflora en la estructura del Puerto de Fonfría, donde se ha levantado la serie tipo, y en las proximidades de Huesa del Común.

1.10.1. Cretácico inferior

El Cretácico inferior aflora en esta hoja en una estrecha franja al Sur de Blesa y en dirección NO-SE.

Para su estudio en la hoja de Moyuela se ha levantado la serie O6 (doc. complementaria). En el conjunto alternan calizas, margas y arcillas rojas en facies Wealdiense y se ha cartografiado como dos unidades, que se describen más adelante.

Por encima de la facies Weal hay una secuencia, que se ha cartografiado independientemente, de calizas bioclásticas.

1.10.1.1. Calizas (42) Hauteriviense-Barremiense inferior

Superponiéndose discordantemente sobre el Jurásico en una franja al S de Blesa existe una formación que se inicia por calizas micríticas con intercalaciones margosas que son fundamentalmente calizas *mudstone* con fisuración de raíces, nodulización y porosidad fenestral a veces con laminación algal. A techo se intercalan unas secuencias de carácter litoral de calizas bioclásticas con base y superficies erosivas y huellas de bioturbación.

El conjunto así definido tiene una potencia de 80 m. y las muestras tomadas han permitido clasificar *Cypridea menevensis* (ANDERS); *Cypridea aff. clarata* (ANDERS); *Cypridea valdensis* (SOWERBY); *Darwinula leguminella* (FORBES); *Globator cf. trochiliscoides* GRAM; *Atopochara trivolvitriquetra* (f «primitiva») (GRAMB); *Clypeator aff. combei* (GRAMB); *Cypridea propunctata* (SYLV-BRADL.); *Everityclammina cf. greigi* (HENSON), además de otros ostrácodos, oogonios de charáceas, algas cianofíceas, etc.

Sedimentológicamente, el medio palustre generalizado que caracteriza a la facies Wealdiense se ve interrumpido esporádicamente por invasiones marinas de escasa importancia y claramente litorales. Correspondería al Miembro Morenillo de la formación Calizas y margas de Blesa. CANEROT *et al.* (1982).

1.10.1.2. *Arcillas rojas (facies Weald) (43). Barremiense*

Aflora entre Blesa y Huesa del Común, en una franja de dirección E-O. Sobre la formación anterior, y con una zona de tránsito de 15 m. semicubiertos, se superponen 30 m. de arcillas rojas parcialmente cubiertas, en cuya base se observan niveles de 2 a 3 m. de conglomerados de base erosiva canalizada y lechos de arena con estratificación cruzada en surco y laminación de *ripples*.

Los levigados realizados en este nivel dan *Atopochara trivolvis triquetra* (f «avanzada») GRAMB; *Globator aff. trochiliscoides* GRAMB; *Clypeator rey* GRAMB; *Darwinula leguminella* FORB.; *Cypridea menevensis* AND.; *Cypridea tumescens* (ANDERS.), que datan un Barremiense superior.

Sedimentológicamente, esta unidad en facies típicamente wealdien se ha originado en una llanura costera. Podría corresponder con el Miembro Areniscas de Valdejuncos de la Formación Margas y calizas de Blesa (CANEROT *et al.*, 1982).

1.10.1.3. *Calizas bioclásticas (44). Barremiense-Aptiense*

Sobre el Barremiense en facies Weald yacen, en transgresión marina, los niveles de calizas y margas que se han cartografiado como una unidad en la que destaca su carácter bioclástico hasta constituir una auténtica lumaquela de ostreidos.

Se trata de ciclos calizas-margas, donde las calizas son en la base *wackestones-packstones*, con bases irregulares y aspecto noduloso, y más al techo son calizas ocreas muy bioclásticas, generalmente *packstones*, con superficies ferruginosas en el techo.

Sobre este conjunto cíclico aparece un paquete bien definido de margas grises y unos niveles areniscosos de matriz calcárea y bases canalizadas erosivas. Posteriormente vuelve a instaurarse un régimen alternante de margas y calizas, en el que las margas están generalmente cubiertas y las calizas construidas por acumulación de ostreidos constituyendo un biostromo (*Framestone*).

Las muestras analizadas dan *Lenticulina aff. hetermanni* (BERTENST); *Everticyclammina greigi* HENS; *Pseudocyclammina cf. hedbergi* (MAYNC); *Boueina hochtetteri* (TOULA); *Choffatella cf. decipiens* SCHL.; *Neotrocholina cf. friburgensis* REICHEL, así como otros Ostreidos, Equinodermos, Ostrácodos, Gasterópodos, etc.

Se ha datado como Barremiense superior a Aptiense inferior.

Sedimentológicamente, estos materiales se han ocasionado en una plataforma interna litoral con alguna intercalación de flujo terrígeno como, por ejemplo, el que ocasiona los niveles de areniscas.

Esta unidad equivaldría a la Formación Calizas de Alacón.

La potencia medida es de unos 210 m., con marcadas y rápidas reducciones laterales.

1.10.1.4. *Formación Arenas de Utrillas (45). Albiense*

La culminación del Cretácico inferior se presenta a escala regional bajo la facies clásica de Utrillas. Aflora en las proximidades de Huesa del Común, al Sur de Blesa y en el borde Este de la hoja.

Está constituido por sedimentos clásticos. Se trata de niveles de arenas de grano medio a grueso, subanguloso a subredondeado, y abundantes clastos de cuarzo dispersos o concentrados en niveles, en capas de potencia irregular de varios decímetros a algunos metros, con intercalaciones de lutitas de variada coloración, que suelen contener arenas y en ocasiones cantos de cuarzo dispersos. Son frecuentes los nódulos ferruginosos.

Las arenas son normalmente arkosas (y subarkosas) con cuarzo, feldespato potásico, abundante matriz de caolinita poral y cemento poropelicular de óxidos de hierro. La composición original se modifica por la sustitución de algunos elementos (feldespatos, matriz, micas) por calcita poikilítica generada durante tiempos avanzados de la diagénesis. La matriz caolinitica es con toda probabilidad sedimentaria. Presentan morfología tabular a escala de afloramiento, estratificación cruzada de gran escala, con niveles de gravas concentradas en cicatrices internas y dispersas en los sets. Otros niveles tienen base ligeramente erosiva y estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo.

Aunque sus afloramientos suelen estar recubiertos y es difícil precisar su potencia, se estima como comprendida entre 60 y 100 m.

1.10.2. **Cretácico superior**

El Cretácico superior aflora en la parte Sur de la hoja, constituyendo el flanco SO de la Sierra de Oriche, de alineación NO-SE, y en la localidad de Huesa del Común, con igual alineación.

Constituye una potente sucesión calcárea próxima a los 300 m. de potencia. Se ha estudiado en los perfiles del Puerto de Rudilla, a lo largo de la carretera entre las localidades de Rudilla y Fonfría. La base de la sucesión se ha estudiado en el perfil de Huesa del Común, en las inmediaciones de la localidad. En estos perfiles se identifican en su totalidad las formaciones correspondientes al Cretácico superior del Maestrazgo, al que pertenecen por sus características litológicas y de facies (Fig. 11).

1.10.2.1. *Formación Calizas y margas de Mosqueruela (46).
Cenomaniense*

Estudiada en su totalidad en el perfil de Huesa del Común, con una potencia de 70 m. y parcialmente, parte superior, en el perfil del Puerto de Rudilla, con una potencia de 45-50 m. Está constituida por una sucesión arenosa en la base y de calizas con algunos niveles margosos hacia techo.

Estas litologías se agrupan en diversas asociaciones de facies, una primera, representada en la base de la unidad, corresponde a arenas y margas bioturbadas en la base con cuerpos canaliformes de calizas (*packstones*) bioclásticas y laminación de *ripples* en el techo.

Una segunda asociación incluye en su base calizas (*packstones*) nodulosas bioclásticas y/o margas nodulosas bioturbadas; por encima se sitúan ocasionalmente calizas (*packstones-grainstones*) bioclásticas sobre las que se desarrollan niveles de *ripples*, margas y niveles con laminación algar.

El conjunto representa la instalación de una plataforma carbonatada llanura de marea, en la que inicialmente se mantienen los aportes terrígenos, mientras que en su parte superior éstos cesan cuando la plataforma ha quedado instalada. Su evolución general es transgresiva y sus condiciones de depósitos someras.

Las muestras estudiadas han permitido clasificar *Charentia cuvillieri* NEUM; *Dolocytherida bosquetiana* JONES y HIN; *Schuleridea jonesiana* BOSQUET; *Dordoniella strangulata* APOST; *Exophthalmocythere oertlii* BABIN; *Pithonella sphaerica* KAUF; *Pseudocyclammina* sp.; *Hemicyclammina* sp., etc., pudiéndose datar como Cenomaniense.

1.10.2.2. *Formación Dolomías del Barranco de los Degollados (47).
Turonense-Coniaciense*

Se ha estudiado igualmente en dos perfiles (Rudilla y Huesa, véase doc. complementaria), presentando en ambos características diferentes. Se trata de una sucesión de calizas y calizas dolomíticas y recristalizadas con una potencia de 40 m. en el Puerto de Rudilla y de 60-65 m. en Huesa del Común.

En el Puerto de la Fonfría presenta facies de dolomías estratificadas con fantasmas de rudistas, calizas dolomíticas (*packstones*) en bancos gruesos con abundantes fragmentos de rudistas, generalmente en niveles irregulares de acumulación; ocasionalmente aparecen micritas con laminación. El techo está constituido por un nivel brechoide con señales de emersión y karstificación.

Esta asociación corresponde a niveles de acumulación bioclástica de

destrucción de montículos arrecifales de rudistas con somerización y emersión a techo.

En Huesa del Común la asociación incluye dolomías recristalizadas, calizas dolomíticas groseras y bioclásticas (a veces oolíticas) con estratificación cruzada y dolomías con laminación algar. También existen niveles de *packstones* de rudistas fragmentados y hacia el techo pequeños *bafflestones* de rudistas.

Esta asociación de facies corresponde a una plataforma somera con desarrollo de áreas arrecifales, cuya destrucción provoca los niveles bioclásticos asociados a barras litorales de alta energía. El conjunto formaría una pequeña barrera discontinua de alta energía.

Las muestras estudiadas, que datan esta formación como Turonien-se, dan la siguiente asociación faunística: *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO; *Thaumatoporella paroversiculifera* RAINIERI; *Aeolissacus kottori* RAD; *Idalina cf. antiqua* D'ORB.; *Stensioina surrentina* TORRE; *Nezzazata* sp.; *Spiroplectamina* sp.; *Pseudocrystalidina* sp.; *Pseudovalvulinera* sp.; *Gaudryina* sp.

1.10.2.3. *Formación Calizas del Organo de Montoro (48). Coniaciense-Santonienne*

Representada igualmente en los perfiles del Puerto de Rudilla (80 m.) y parcialmente Huesa del Común (40 m.). Se trata de una sucesión de calizas conglomeráticas y brechoides, con abundantes cantos negros, que presenta tres partes diferenciadas.

Una parte inferior de calizas estratificadas en las que se reconocen calizas (*wackestones* y *packstones*) bioclásticas y bioturbadas (nodulosos) y calizas (*mudstones* y *wackestones*) con laminación algar, cantos planos y grietas y brechas de desecación en secuencias con algunos metros (2-4) con este orden, que corresponden a ciclos de somerización-emersión en áreas marginales o de marismas.

Una parte media, constituida por gruesos paquetes de calizas brechoides, con texturas *packstone-floatstone* con abundantes cantos negros, grietas de raíces rellenas de intraclastos con envueltas micríticas, superficies internas e irregulares (cicatrices), geometrías lenticulares y acuñamientos laterales. Contienen gasterópodos y charáceas. Esta asociación se interpreta como desarrollo de áreas litorales palustres muy someras con intensa colonización vegetal de los fondos carbonatados y frecuentes exposiciones con formaciones de brechas que pueden ser re-trabajadas.

La parte superior de la unidad la constituyen una sucesión de calizas micríticas (*mudstones-wackestones*) con gasterópodos, charáceas y grietas de raíces en la base; también laminación de algas, porosidad fe-

nestral y margas más o menos calcáreas y nodulosas con raíces hacia techo. Constituyen ciclos métricos correspondientes a evolución de charcas palustres y suelos calcimorfos. El conjunto de la unidad presenta unas condiciones de sedimentación en áreas marino-lagunales con tendencia a la «continentalización».

Las muestras estudiadas permiten datar Coniaciense e incluso inicio del Santoniense y ha aportado fauna de *Stensioina cf. surrentina* TORRE; *Microchara cf. cristata* GRAM; *Montcharmontia apenninica* DE CASTRO; *Pseudocrysalidina* sp.; *Conorbina* sp.; *Discorbis* sp.; *Rehacythereis* sp.; además de ogonios y tallos de charáceas, Discórbidos, Cianofíceas, Miliólidos, etc.

1.10.2.4.. *Formación Margas y calizas de la Cañadilla (49). Santoniense-Campaniense*

Se encuentra solamente representada en el perfil del Puerto de Ruidilla, en donde se han medido 28 m. de una sucesión de calizas bioclásticas, biocalcareónicas, brechoides y margas.

En las calizas se han identificado texturas de *Grainstones* con oolitos y Foraminíferos, *Packstones* brechoides con bases erosivas, *Packstones* de rudistas fragmentados, *Wackestones* laminados con porosidad fenestral, *Wackestones* con Foraminíferos y bioclastos *Wackestones-Mudstones* con formas de raíces, Gasterópodos y Charáceas, y ocasionales niveles de brechas con cantos negros.

Estas facies se asocian, en el conjunto de la unidad, a una secuencia mayor cuya base está constituida por niveles erosivos brechoides a los que se superponen facies de miliólidos, oolitos y fragmentos de Rudistas. Por encima se sitúan niveles de *Mudstones* y margas con Foraminíferos, entre los que se intercalan niveles bioclásticos de base erosiva y abundantes fragmentos de aspecto caótico, mientras que a techo aparecen progresivamente brechas con cantos negros (*Mudstones*) con raíces y charáceas y margas de origen edáfico.

Se interpreta como el resultado de una evolución de somerización por instalación de un *lagoon* interno submareal con fauna bentónica y «parches» de Rudistas, sobre las que progradan términos intermareales con laminación de algas y fangos, en éstas se dejan sentir los efectos de tormentas, dando niveles caóticos. Posteriormente se instalan sobre ellos los medios marginales de marismas y palustres supramareales con colonización vegetal y desarrollo de suelos.

El estudio micropaleontológico ha aportado *Idalina antiqua* D'ORB.; *Vidalina hispanica* SCHL.; *Cuneolina cf. conica* D'ORB.; *Pseudolituonella reicheli* MARIE; *Stensionia surrentina* TORRE; *Nummofallotia cretacea* SCHLUMB.; *Montcharmontia apenninica* DE CASTRO; *Thaumatoporella par-*

versiculifera RAIN; *Spirocyclina choffati* MUN.-CHALM; *Dictyopsella* sp.; *Ataxophragmiun* sp.; *Gaudryina* sp.; *Conorbina* sp., etc., que permite datar a esta formación como Santoniense-Camponiense.

1.10.2.5. Formación Calizas de Fortanete (50). Campaniense-Maastrichtiense

Estudiada en el perfil del Puerto de Rudilla presenta una potencia de 40 m. de sucesión calcárea y unas arcillas a techo de potencia no determinada.

Se trata de una sucesión de calizamientos (*Mudstonés*) mal estratificadas o brechificadas con abundantes fisuras de raíces, cantos negros y Gasterópodos (*Lychnus*) y Charáceas. Ocasionalmente son brechas o conglomerados con fisuras rellenas de intraclastos oolitizados.

Corresponden a zonas marginales de marismas y palustres con abundante colonización vegetal, en un medio muy carbonatado con frecuentes emersiones que provocan la desecación y brechificación con posible retrabajamiento posterior. Las arcillas superiores indicarían su paso a llanuras lutíticas continentales.

La asociación faunística que permite datar la Formación Fortanete como Campaniense-Maastrichtiense está compuesta por *Ambliochara begudiana* GRAMB.; *Sphaerochara perlata* PECK y REK; *Strobilochara viallardi* GRAMB; *Saportanella maslovi* GRAMB; *Microchara aff. cristata* GRAMB; *Rhabdochara* sp.; *Stensioina cf. surrentina* TORRE; *Quinqueloculina* sp.; *Nummoloculina* sp.

1.11. Terciario

En esta hoja, los materiales terciarios están representados en facies continentales e integran depósitos tanto Paleógenos como Neógenos.

Los afloramientos se localizan en el extremo más Suroccidental de la hoja (sector oriental de la depresión Calatayud-Montalbán) y en el cuadrante Nororiental (borde meridional de la depresión del Ebro), así como depósitos aislados dentro de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Sinclinal de Huesa del Común).

Las litologías presentes consisten principalmente en conglomerados, areniscas y lutitas, con escaso desarrollo de litofacies carbonatadas.

Su datación resulta difícil realizarla, pues no se han encontrado yacimientos de fósiles dentro de la hoja. Sin embargo, existe la posibilidad de correlación con las Unidades Tectosedimentarias definidas en la cuenca de Montalbán y en el sector del Pantano de las Torcas (PÉREZ et

al., 1983, 1985), en las que se sitúan varios yacimientos de Vertebrados y Charáceas.

1.11.1. Paleógeno

1.11.1.1. Lutitas y areniscas (51). Cretácico superior-Paleoceno

Aflora exclusivamente en el extremo Suroccidental de la hoja (sector de Allueva-Bea).

Su evolución litológica viene reflejada en los tramos 1 al 13 del perfil número 10, Allueva (doc. complementaria). Presenta una potencia de unos 210 m. y está formado por una alternancia de lutitas anaranjadas y areniscas amarillas con escasas intercalaciones conglomeráticas. Estas litologías se ordenan en la vertical según una evolución granocreciente.

El límite inferior es una ruptura sedimentaria, que se pone de manifiesto por el cambio litológico neto entre el yacente carbonatado cretácico y las areniscas gruesas y lutitas en la base de la unidad, existiendo entre ambos conjuntos una concordancia geométrica al menos a escala de afloramiento. El límite superior es igualmente una ruptura sedimentaria sobre la que se inicia la unidad suprayacente.

ADROVER *et al.* (1982) citan en las proximidades de Fonfría una flora de charáceas tales como *Saportanella* n. sp., *Microchara cristata* y *Peckichara cristatella*, atribuible al Campaniense-Maastrichtiense, situada en la base de la unidad suprayacente al tramo con *Lychnus*. Por otra parte, esta unidad se correlaciona por criterios cartográficos con la unidad T₁, que PÉREZ *et al.* (1983) definen en la cuenca de Montalbán. GONZÁLEZ *et al.* (1984) en esta misma unidad reconocen *Microcodium* y *Vidaliella* atribuibles al Paleoceno.

A la vista de tales datos se puede establecer una edad Cretácico superior-Paleoceno para el conjunto estudiado.

La parte inferior de la unidad es un conjunto lutítico con cuerpos canaliformes de areniscas, aislados entre sí, distanciados de 10 a 30 m. en la vertical.

Estos cuerpos arenosos poseen potencias de 1 a 6 m. y se organizan como un conjunto de secuencias granodecipientes de 0,5 a 2 m. de potencia separadas por superficies erosivas.

Cada una de estas secuencias se inicia con un depósito residual conglomerático al que siguen areniscas con estratificación cruzada en surco en sets de 20 a 50 cm. de potencia. Se interpreta como una red de canales dispersos, probablemente de baja sinuosidad, que transcurriría por una extensa llanura lutítica. La alta relación lutita-arenisca nos sitúa en sectores distales de abanicos aluviales.

Hacia el techo de la sucesión aumenta la proporción de litofacies are-

nosas, apareciendo éstas como cuerpos de geometría tabular de 2 a 5 m. de potencia, con bases erosivas separadas por intervalos lutíticos de 1 a 7 m.

Estos depósitos son propios de cursos fluviales entrelazados, respondiendo los litosomas arenosos a sectores activos del sistema, mientras que las litofacies lutíticas son referibles a la llanura de inundación del mismo. La evolución granocreciente de este conjunto cartográfico responde a la progradación de un sistema aluvial, del cual tenemos representados los subambientes distales (llanura lutítica con canales dispersos) y medios (cursos *braided* del techo de la unidad).

Las paleocorrientes medidas indican aportes procedentes del N y NO evidenciando un área fuente situada en tal dirección.

1.11.1.2. *Conglomerados, areniscas, lutitas y calizas (52). Paleoceno-Eoceno*

Aflora en el extremo más sur-occidental de la hoja y en el Sinclinal de Huesa del Común. Su caracterización litológica aparece reflejada en el tercio superior del perfil núm. 10 (Allueva) y en el perfil núm. 11 (Huesa del Común).

En el sector estudiado presenta potencias de unos 150 m., si bien en la vecina hoja de Segura de los Baños alcanza potencia de 1.100 m., siendo su evolución vertical cíclica positiva-negativa (PÉREZ, *et al.* 1983).

Aparece en discordancia angular sobre el Cretácico superior de Huesa del Común y mediante ruptura sedimentaria sobre la unidad anterior en el sector Suroccidental de la hoja. Esta ruptura se manifiesta por un brusco salto granulométrico, a partir del cual se inicia una evolución secuencial positiva, inversa a la que se registra en la unidad infrayacente. El límite superior es una discordancia angular bajo unidades terciarias neógenas.

Esta unidad no presenta restos fósiles que permitan su datación, salvo la existencia de *Microcodium* en Huesa del Común. Sin embargo existe continuidad de afloramiento entre los depósitos de esta unidad aflorantes en el sector de Bea-Fonfría y los datados como Paleoceno-Oligoceno inferior por PÉREZ *et al.* (1983) en Segura de los Baños.

En el sector suroccidental las litofacies conglomeráticas están constituidas por cantos exclusivamente calizos, bien redondeados, matriz arenosa y textura granosostenida. Aparecen masivos o con imbricación de cantos y se organizan en unidades de aproximadamente 0,5 m. de potencia separadas por superficies erosivas.

Entre las litofacies conglomeráticas se reconocen areniscas del grano grueso con estratificación cruzada en surco en unidades discontinuas de potencia inferior a 0,5 m.

Las litofacies lutíticas son masivas y laterales a ellas aparecen litofacies carbonatadas integradas por construcciones algales, generalmente oncolíticas, que en ocasiones reflejan geometría de canal.

Los litosomas conglomeráticos presentan geometría tabular y extensión lateral visible en sentido transversal a los aportes de varios kilómetros. En ocasiones pueden aparecer amalgamados con desaparición total de las litofacies lutíticas.

Las características geométricas y texturales antes descritas, son propias de depósitos de una red entrelazada, en los que las litofacies conglomeráticas se interpretan como barras longitudinales desarrolladas en los sectores activos del sistema, mientras que las lutitas representan la llanura de inundación de estos cursos entrelazados; en ella existían zonas encharcadas, invadidas por corrientes canalizadas, en las que era posible el desarrollo de comunidades algales.

En el sector de Huesa del Común (perfil 11) la unidad comienza con litofacies lutíticas arenosas y conglomeráticas. Estas dos últimas aparecen como cuerpos de geometría canaliforme de unos 4 m. de potencia con estratificación cruzada en surco y aislados entre las lutitas.

Las areniscas se presentan en ocasiones como cuerpos de geometría tabular organizados en unidades sigmoidales de 0,30 a 1,2 m. de potencia correspondientes a procesos de acreción lateral. Sin embargo, mientras que en unos cuerpos las unidades de acreción lateral presentan internamente estratificación cruzada en surco, en otros presentan laminación de *foreset*.

Hacia techo, la unidad está formada por litofacies lutíticas entre las que se intercalan depósitos carbonatados y conglomeráticos. Las litofacies carbonatadas son nodulosas, de aspecto brechificado y presentan abundantes cantos de caliza y cuarcita dispersos, así como desarrollo importante de venas de silex. Los conglomerados están constituidos por cantos calizos y cuarcíticos, angulosos, de textura granosostenida y se presentan en unidades métricas separadas por superficies erosivas canaliformes.

El conjunto se interpreta como una llanura lutítica surcada por canales dispersos en ocasiones de alta sinuosidad (desarrollo de barras de meandro) relacionada con zonas con características propias de ambientes palustres en los que se desarrollan niveles edáficos con *Microcodium*.

Las direcciones de aporte indican que las áreas fuente se situaban al N y NO.

1.11.1.3. *Brechas y conglomerados (53). Paleógeno*

Se atribuyen al Paleógeno un conjunto de afloramientos aislados que se sitúan en las proximidades de Moyuela, entre Loscos y Plenas y al Este de Villar de los Navarros.

Aparecen en discordancia angular sobre el Jurásico y están cubiertos, también en discordancia, por una unidad neógena suprayacente. Esta situación estratigráfica y el presentarse fuertemente tectonizados nos permite asignarlos al Paleógeno, si bien no ha sido posible correlacionarlos con seguridad con las unidades previamente establecidas en el área de Montalbán.

Están integrados por brechas y conglomerados grises con escasas intercalaciones lutíticas.

Las brechas están constituidas por cantos muy heterométricos, de unos 50 cm. de centil, si bien existen bloques de 1 m., textura granosostenida y matriz lutítica de color rosado. La estratificación es difusa, en niveles de 0,5 a 1 m. de potencia marcada por cambios granulométricos.

Los conglomerados aparecen en cuerpos de aproximadamente 1 m. de potencia separados por superficies erosivas. Están constituidos por clastos calizos y cuarcíticos, heterométricos, de hasta 1 m. de centil, subangulosos y angulosos, con textura granosostenida, matriz lutítica abundante y cemento carbonatado. En las escasas intercalaciones lutíticas se reconocen pequeños cantos dispersos.

Las características texturales de las litofacies y el centil de los clastos señalan que los materiales han sido transportados por flujos acuosos de muy alta energía. La morfología de los clastos indica transporte muy corto. Los niveles de lutitas con cantos dispersos responden a depósitos de *debris flow*. Todos estos rasgos son propios de sectores muy proximales de abanicos aluviales.

1.11.2. **Neógeno**

1.11.2.1. *Conglomerados calcáreos, cuarcíticos, arenas y arcillas (54). Mioceno Medio-Superior*

Se reconocen en la mitad Nor-Oriental de la hoja. La caracterización litológica de los mismos se ha realizado en base a los perfiles número 12, Plenas I, y número 14, Villar de los Navarros (ver Doc. complementario), así como observaciones puntuales en los sectores de Huesa del Común y Moyuela.

Esta unidad cartográfica presenta potencias de unos 100 m. y está formada por conglomerados de cantos calizos o calizos y cuarcíticos y lutitas con intercalaciones conglomeráticas. En la vertical tiene una evo-

lución granodecreciente. En el entorno de la hoja aparece en discordancia angular sobre cualquiera de los términos infrayacentes y está recubierta por unidades posteriores.

La composición detrítica de estos materiales en el ámbito de la hoja les confiere un carácter azoico, si bien es posible su correlación con la U.T.S. que PÉREZ *et al.* (1985) definen en el sector del Pantano de Las Torcas como «Unidad Media», que datan como Aragoniense en base al yacimiento de Vertebrados de Villanueva de Huerva.

Las litofacies conglomeráticas se caracterizan por cantos que varían desde 60 cm. en la base a 10 cm. hacia el techo. La morfología de los cantos es de subangulosa a subredondeada, la textura granosostenida y la matriz arenosa o lutítica.

Aparecen en tramos de 1 a 14 m. de potencia separados por tramos lutíticos que hacia la base presentan potencias entre 0,7 y 3 m., mientras que a techo superan los 7 m. Las lutitas son masivas y en ocasiones presentan un desarrollo importante de nódulos carbonatados que evidencian procesos edáficos.

Los tramos conglomeráticos están organizados a su vez en cuerpos menores de 0,5 a 2 m. de potencia separados por superficies erosivas irregulares, masivos o con imbricación de cantos o bien con estratificación cruzada en surco. La geometría de los tramos puede ser tabular o canaliforme, correspondiendo, en cada caso, la misma geometría a los cuerpos menores que los integran.

Las litofacies conglomeráticas se caracterizan por cantos que varían desde 60 cm. la base a 10 cm. hacia el techo. La morfología de los cantos es de subangulosa a subredondeada, la textura granosostenida y la matriz arenosa o lutítica.

Este conjunto cartográfico integra al menos dos sistemas aluviales, el más importante procede, según el sentido de las paleocorrientes y distribución de facies, de la Sierra de Herrera. Petrográficamente consiste en cantos cuarcíticos en un 60-70 por 100 y el resto calizos, se reconocen sus facies proximales en los alrededores de Villar de los Navarros. El otro sistema, de dimensiones más reducidas, procede de los relieves jurásico situados al Sur y Este de la hoja, de ahí la composición de sus cantos calizos exclusivamente, se localiza entre Plenas y Moyuela. Las facies medias y distales de ambos sistemas se localizan en el sector de Arbir, al N de la hoja.

1.11.2.2. *Calcarenitas blancas con gasterópodos (55).* *Mioceno superior-Plioceno*

Presenta afloramientos muy reducidos localizados en el extremo más nororiental de la hoja.

Aparece representada esta unidad en el perfil número 15, Río Moyue-

la (Doc. Complementaria). Se ha medido un espesor de unos 80 m. La litología dominante son calcarenitas blancas con niveles de conglomerados de cantos cuarcíticos muy bien redondeados e intercalaciones hacia la base de conglomerados de cantos calizos. En esta hoja es difícil observar sus relaciones estratigráficas con las unidades infrayacentes, pero en el sector del Pantano de Las Torcas y Sur de Lécera se sitúan en discordancia angular sobre el Mesozoico y mediante ruptura sedimentaria sobre la unidad conglomerática inferior.

Se correlaciona por similitud litológica y situación estratigráfica con la unidad que PÉREZ *et al.* (1985) denominan «Unidad Superior» atribuyéndole una edad de Aragoniense superior-Tuoliense?

Dentro de esta hoja de Moyuela se han reconocido restos de characeas tales como *Chara aff. rochetti*, *Cardona Aff. Suevica* y *Cardona sp.*, abundantes gasterópodos de los géneros *Planorbis sp.*, *Helix sp.* e *Hydrobia sp.*, restos de peces, huesos de vertebrados, ostrácodos y foraminíferos del género *Ammonia beccarii tepida*, atribuibles al Mioceno superior-posible Plioceno.

Entre los restos de peces se han encontrado restos de dientes faríngeos de peces duceacuícolas tipo *Barbus*, *Rutilus* y *Ciprinidae* y entre los huesos y dientes: molar M_3 izquierdo de *Megacricetodon cf. minor*, molar M_3 superior de *Creacetodon sp.*, molar M_2 inferior de *Fahlbuschia cf. darocensis.*, falange de Lagomorfo Ochonidae, metápodo y falange de *Caenotherium*.

Las litofacies dominantes son calcarenitas blancas que presentan gran cantidad de gasterópodos y fragmentos de los mismos constituyendo una textura *grainstone*. Aparece en estratos irregulares de 2 a 30 cm. de potencia que presentan como estructura interna laminación horizontal, laminación inclinada de bajo ángulo, laminación ondulada, *ripples* de oscilación e incluso posibles antidunas.

Las litofacies calcareníticas y las asociaciones faunísticas descritas evidencian la sedimentación en un medio lacustre. Las estructuras reconocidas indican condiciones alternantes de flujos de alto régimen de flujo y condiciones de baja energía, con una organización que, en ocasiones, puede referirse a turbiditas. La unidad culmina con alternancias de calizas margosas y margas grises que evidencian un cambio en las condiciones energéticas, siendo el proceso dominante la acumulación de fangos carbonatados.

1.12. Tránsito Terciario-Cuaternario

1.12.1 *Limos arcillosos con cantos (56). Terciario-Cuaternario*

Aflora en el sector central de la hoja entre Plenas y Moyuela y en los parajes de La Rufa y Pozo Largo situados más al Oeste.

Forman estos sedimentos una superficie horizontal muy monótona alcanzando en las proximidades de Plenas una potencia de aproximadamente 30 m.

Aparece discordante sobre cualquier término infrayacente y se atribuye el Plioceno superior-posiblemente Cuaternario.

Litológicamente consiste en conglomerados masivos constituidos por clastos cuarcíticos (90 por 100) y calizos, muy angulosos, textura granosostenida y matriz arenosa. Aparecen en niveles de unos 2 m. separados por lutitas de color rojo de 1 a 3 m. de potencia. En los afloramientos próximos a Moyuela la composición de los clastos es exclusivamente caliza y pasan lateralmente hacia el Norte a presentar un desarrollo importante de costras carbonatadas.

Presenta aportes procedentes del Sur y la sedimentación se realiza en ambientes similares a abanicos aluviales.

1.13. Cuaternario

Se han diferenciado dentro de la hoja de Moyuela cinco formaciones pertenecientes al Cuaternario que generalmente tienen un valor geomorfológico.

1.13.1. *Glacis (57)*

Se han cartografiado dos glacis que por su extensión resultan representativos. Están situados en la esquina SO de la hoja y en la zona N al Oeste de Villar de los Navarros. Están constituidos por arcillas limosas con abundantes cantos fundamentalmente de cuarcita y morfológicamente dan una superficie inclinada.

El situado en la esquina SO es el producto del desmantelamiento de la Sierra de la Pelarda, por lo que los cantos englobados son de hasta 20-30 cm., redondeados y fundamentalmente cuarcíticos; el afloramiento del Norte, por el contrario, presenta cantos más angulosos, heterométricos y su naturaleza es cuarcítica, pizarrosa y en menor proporción calcárea. Su génesis está relacionada con el desmantelamiento de los relieves Paleozoicos próximos.

1.13.2. *Aluviales y terrazas (58)*

El aluvial actual que se desarrolla en los cauces fluviales no tiene una gran representación cartográfica, ya que los ríos no son muy importantes, generalmente discurren muy encajados y no desarrollan grandes lla-

nuras aluviales. Litológicamente son gravas, arenas y arcillas sin una disposición determinada y que están en permanente evolución en función de las avenidas de agua que se van produciendo periódicamente.

Las terrazas tienen en la hoja un escaso desarrollo, por lo que no se han separado cartográficamente. La más importante está asociada al río Moyuela en su margen izquierda y tiene un valor fundamentalmente morfológico. Está constituida por arcillas y cantos; estos son cuarcíticos y calcáreos, redondeados y heterométricos.

1.13.3. *Conos de deyección (59)*

Presentan una morfología de abanico y los más importantes son los que se desarrollan entre la Sierra de la Pelarda y la de Oriche a partir del Terciario de barras calcáreas y sobre el Terciario inferior conglomerático al que tapan.

Están constituidos por un conjunto caótico de arcillas, limos y cantos que, por proceder de un terciario ya elaborado, presentan gran redondez.

1.13.4. *Raña de la Pelarda (60)*

Aflora esta unidad fundamentalmente en la Sierra La Pelarda en la esquina SO de la hoja, aunque por similitud de litología se ha separado también un afloramiento en el centro de la hoja en el paraje denominado Pedregales.

Litológicamente está constituida por un conjunto arcilloso que engloba cantos y bloques de hasta 1 m. de diámetro redondeados y predominantemente cuarcíticos, dando un conjunto caótico.

1.13.5. *Limos y arcillas (61). Cuaternario indiferenciado*

Rellenando las superficies estructurales planas se ha cartografiado un cuaternario que recubre materiales jurásicos en los parajes de El Campillo de Moneva, Ragudín y La Masada.

La litología es sobre todo limo-arcillosa y arcillas rojas de decalcificación que en la mayoría de los casos corresponden a suelos bien desarrollados sobre las formaciones infrayacentes.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

El área comprendida en la hoja de Moyuela se encuentra situada estructuralmente en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

La Cordillera Ibérica fue clasificada por JULIVERT *et al.* (1974) como una cadena de tipo intermedio entre las áreas de plataforma y los orógenos alpinos ortotectónicos, pues a pesar de la a veces intensa deformación de los materiales mesozoicos y terciarios, no presenta las características de orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su evolución sedimentaria ni su estilo tectónico. Carece además de metamorfismo alpino, y la actividad magmática, si bien presente (ofitas triásicas, vulcanismo jurásico), es ciertamente reducida.

El estilo tectónico del conjunto de la Cadena es de zócalo y cobertera, y una de sus características esenciales es la presencia de dos grandes ciclos orogénicos diferentes: el Ciclo Hercínico, que estructuró los materiales paleozoicos del zócalo, y el Ciclo Alpino, que afectó tanto al zócalo como a la cubierta sedimentaria mesozoico-terciaria.

Las características estratigráficas y tectónicas de los afloramientos paleozoicos y localmente precámbricos de la Cordillera Ibérica permiten considerarles como prolongación hacia el SE de la Zona Astur-Occidental Leonsea (JULIVERT *et al.*, 1974) del Macizo Hespérico. Tectónicamente, el rasgo más importante es la presencia de una fase de plegamiento principal que desarrolló las estructuras más visibles y la esquistosidad de plano axial dominante en toda la región. Las directrices estructurales dominantes son NNO-SSE, NO-SE o N-S. La vergencia de las estructuras es hacia el ENE, coherente con su situación dentro de la Cadena Hercínica Ibérica. Una segunda fase, que se manifiesta fundamentalmente mediante cabalgamientos y fallas inversas, tiene una representación local (CAPOTE y GONZÁLEZ LODEIRO, 1983).

El último episodio relacionado con el Ciclo Hercínico es una etapa de fracturación, la fracturación tardihercínica descrita por PARGA (1969) para el Macizo Hespérico y por ARTHAUD y MATTE (1975 y 1977) para el resto de Europa. Esta fracturación, de edad permocarbonífera, se relaciona con la actividad magmática responsable de los vulcanismos pérmicos. Las fallas tardihercínicas, de direcciones principales NE-SO y NO-SE, son las que al reactivarse durante el Mesozoico controlaron la sedimentación y todavía durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel importante.

En el Ciclo Alpino el conjunto de la Cordillera Ibérica o Cadena Celtibérica ha sido interpretada como una estructura de tipo aulacógeno (ALVARO *et al.*, 1978), desarrollada por distensión desde el Triás hasta finales del Jurásico. La individualización de la Cordillera Celtibérica tiene lugar a comienzos del Mesozoico, evolucionando como un graben com-

plejo dispuesto transversalmente al margen bético-balear. Esta disposición estaba preconfigurada en cierto modo por la existencia de la trama de fracturas en el zócalo hercínico según las alineaciones NO-SE y NE-SO.

Durante el Triásico inferior y medio el aulacógeno celtibérico es un graben complejo de geometría controlada por las fracturas tardihercínicas que se rellena con sedimentos clásticos o se colmata con depósitos carbonatados de la facies *Muschelkalk*.

El Triás superior corresponde a la etapa de transición de un mecanismo de subsidencia por *rifting* a otro de subsidencia térmica, que se mantendrá hasta finales del Jurásico con sedimentación carbonatada.

El Cretácico inferior corresponde a un nuevo periodo de *rifting* en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya. Dos etapas de actividad tectónica (movimientos neokiméricos y aústricos) introdujeron importantes cambios paleogeográficos relacionados con movimientos verticales. El Cretácico superior es una época que corresponde al periodo de subsistencia térmica subsiguiente, reinstaurándose de nuevo la sedimentación carbonatada.

Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior, la Cordillera Ibérica fue deformada por los esfuerzos compresivos transmitidos al interior de la Península Ibérica desde las zonas móviles Pirenaica y Bética. La deformación es polifásica y el estilo tectónico, de zócalo y cobertera. Hay evidencia, a escala de la Cadena, de tres fases de compresión de dirección NO-SE, NE-SO y ENE-OSO a NO-SE. Todas ellas dan lugar a macropliegues, cabalgamientos y microestructuras propias, principalmente juntas estilolíticas, grietas rellenas de calcita y microdesgarres.

A partir del Mioceno medio la región estuvo sometida nuevamente a una tectónica extensional, con reactivación de las fallas preexistentes, formación de nuevas estructuras y sedimentación en fosas interiores y depresiones periféricas. Son frecuentes las huellas de actividad tectónica reciente en las fosas neógenas internas, siendo observable localmente señales de una relativamente intensa neotectónica intracuaternaria.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

En el territorio que comprende la hoja de Moyuela se diferencian tres dominios con características estructurales propias, el paleozoico de la Unidad de Herrera, los materiales mesozoicos y paleógenos plegados y los depósitos postorogénicos.

2.2.1. El Dominio de terrenos paleozoicos de la Unidad de Herrera

Es una franja de unos 8 a 10 kilómetros de anchura que se extiende desde la esquina NO de la Hoja hasta su parte central. Está constituida

por materiales paleozoicos, cámbricos a devónicos, estructurados en el Ciclo Hercínico. Excepto algunos niveles carbonáticos del Cámbrico, Ordovícico y Devónico, la mayor parte de las formaciones están compuestas por cuarcitas y pizarras.

En los afloramientos paleozoicos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica tradicionalmente se consideran dos unidades denominadas de Badules y de Herrera, separadas por un importante accidente, la falla de Datos (LOTZE, 1929; CARLS, 1962). Ambas unidades están representadas en la hoja de Moyuela.

Macroestructura

El elemento estructural más manifiesto es la falla de Datos, que separa las unidades antes mencionadas. Es un cabalgamiento hercínico que muestra actualmente un salto estratigráfico de varios miles de metros. Penetra por el borde occidental de la hoja a través del Barranco Royo y después de describir un giro adopta un rumbo NO-SE para desaparecer bajo los depósitos mesozoicos. Reaparece en la zona de la Cruz de San Juan, adoptando un rumbo ENE-OSO hasta Monforte de Moyuela, donde es fosilizado por el Buntsandstein.

El trazado de la falla es festoneado. En el segmento que presenta dirección NO-SE el buzamiento oscila entre 30° y 60° hacia el SO y tiene alguna escama secundaria asociada. Los materiales del Cámbrico inferior-medio cabalgan a los silúricos. La superficie de cabalgamiento tiende a ser subparalela a la estratificación del bloque cabalgante, pero corta la estratificación y estructuras del bloque cabalgado. En el segmento de rumbo ENE-OSO el buzamiento de la falla es de unos 30° hacia el Sur, aunque presenta ondulaciones de gran radio. En las inmediaciones del Barranco de la Herrería la erosión ha originado un *klippe* de materiales cámbricos sobre los devónicos, que son los que constituyen el bloque cabalgado en este sector. La variación en el rumbo cartográfico de la falla no implica, sin embargo, un cambio en la dirección de transporte tectónico, que sigue siendo de SO a NE, como indican las microestructuras asociadas. La variación de la orientación de la superficie de cabalgamiento probablemente se debe a las deformaciones tardías, aunque no es descartable la hipótesis de que se deba a la existencia de una rampa lateral.

La unidad de Badules corresponde al bloque cabalgante de la falla de Datos. Su estructura interna es sencilla, presentando generalmente una disposición monoclinial con la serie cámbrica buzando hacia el SO, o pliegues laxos debidos a las fases tardías. En el extremo NO de la unidad hay una escama secundaria que provoca la repetición de la serie cámbrica.

La estructura de la Unidad de Herrera es, sin embargo, bastante compleja. Predominan los materiales silúricos y ordovícicos con numerosos pliegues de todas las escalas y fallas. Aunque la estructura de este sector ha sido interpretada por CARLS (1983) como de tipo distensivo, las características geométricas de las estructuras visibles indican una importante tectónica tangencial.

La estructura actualmente visible es el resultado de la superposición de varias fases de plegamiento y fracturación. Las principales estructuras de plegamiento se generaron en una primera fase de pliegues tumbados vergentes hacia el Este y NE. Esta fase culmina con una etapa en la que se producen cabalgamientos y fallas inversas siguiendo el mismo plan de movimiento. La segunda fase genera pliegues rectos homoaxiales con los de primera fase. Hay también evidencias de una fase tardía que da lugar a pliegues cruzados a los anteriores. Finalmente la fracturación tardihercínica origina fallas de desgarre según varias familias, que rejugarán durante el Mesozoico y el Terciario, aunque algunas fallas pudieron formarse durante el plegamiento, para permitir acortamientos diferenciales (*tear faults*).

La estructura de conjunto se puede describir, de manera muy esquemática, como correspondiente al flanco normal de un gran anticlinorio tumbado de primera fase, sobre el que cabalga la Unidad de Badules, seguido del flanco inverso de un sinclinorio, su núcleo con materiales devónicos, y de nuevo un flanco normal. Esta estructura general está replegada por las fases posteriores y cuarteada por un mosaico de fracturas.

Pliegues

La mayor parte de los pliegues existentes en los materiales paleozoicos corresponden a la fase principal de deformación hercínica de la región, que es la responsable de la macroestructura descrita. Los pliegues de todas las escalas son muy frecuentes en la Unidad de Herrera, sucediendo lo contrario en la Unidad de Badules.

En la Unidad de Herrera los pliegues de primera fase tienen una dirección variable, entre 30° y 130°. La variaciones en su rumbo son progresivas, predominando una dirección en cada sector. A nivel de macroestructuras pasan de Norte a Sur de rumbo NO-SE a N-S y NNE-SSO y finalmente a NO-SE de nuevo. En los tramos cuarcíticos y de alternancias los pliegues son concéntricos, a veces algo aplastados (clases 1B a 1C de RAMSAY), abiertos a cerrados, con charnelas agudas a veces algo engrosadas. Son asimétricos indicando vergencia hacia el Este, con planos axiales inclinados de 10° a 45° hacia el Oeste. Son cilíndricos a pequeña escala aunque no son raras las charnelas curvas. En las series

predominantemente pelíticas los pliegues muestran una orientación análoga, aunque suelen aparecer más tumbados y son cerrados a isoclinales, con charnelas agudas y engrosadas que pueden ser curvas. Pertenecen a las clases 1C a 2 de RAMSAY. Pueden desarrollar esquistosidad de plano axial y las disarmonías son frecuentes.

Bajo el cabalgamiento de Datos generalmente se desarrollan pliegues de orientación similar a los de primera fase, con esquistosidad de plano axial paralela a la falla. Suelen aparecer también pliegues desarraigados por fuerte transposición. Estos pliegues se interpretan como generados durante la etapa de cizallamiento regional que da lugar a la falla de Datos (fase F-1'). Esta etapa posiblemente origina el aplastamiento de los pliegues de F-1 ya formados. El cizallamiento regional también pudo originar la curvatura de las charnelas de estos pliegues.

La segunda fase originó pliegues de rumbo NO-SE, homoaxiales con los de la primera. A gran escala deforma a los flanco subhorizontales de los pliegues tumbados, y pliega a los materiales cámbricos de la Unidad de Badules. Son pliegues generalmente rectos, difíciles de diferenciar de los de primera fase cuando los pliegues B1 tienen posición erguida. Otras veces, como en la Mina de Hocino, son fácilmente diferenciables, pues aparecen como pliegues rectos afectando a materiales de un flanco tumbado.

Localmente se ha encontrado en la formación Bádenas (hoja de Azuara) algunos pliegues menores de rumbo E-O, con fuerte inmersión, rectos o con vergencia hacia el Norte. Son pliegues concéntricos y se atribuyen a una tercera fase de carácter débil y desarrollo local. Esta fase también sería la responsable de las culminaciones y depresiones que afectan transversalmente a la estructura general, como la responsable del buzamiento hacia el Sur de la falla de Datos en la zona de Monforte (figuras de interferencias en «cartón de huevos»).

Esquistosidad

Los pliegues de la primera fase (F-1) localmente llevan asociadas una esquistosidad de plano axial. Se trata de una esquistosidad de fractura desarrollada preferentemente en los niveles pelíticos que adopta originalmente una posición muy tendida hacia el Oeste. Los buzamientos más elevados observables actualmente se interpretan como originados por las fases tardías. La intersección con la estratificación origina una lineación de intersección con cabeceos tanto hacia el Norte como hacia el Sur, paralela al eje de los pliegues B1.

En las zonas adyacentes a la falla de Datos también se desarrolla una esquistosidad de plano axial ligada a la cizalla. Sus características recuerdan a una foliación milonítica, aunque desarrollada posiblemente cerca del umbral de un comportamiento dúctil-frágil.

Fracturas

La falla de Datos es la fractura más importante existente en la hoja. Ya se ha descrito anteriormente, pero cabe hacer hincapié en su importancia regional y la magnitud de su salto estratigráfico.

El recubrimiento del bloque cabalgante no se puede evaluar, aunque la cartografía indica que no debe ser inferior a los 10-12 kilómetros.

El segmento de rumbo NO-SE debe corresponder a una zona de rampa frontal, con alguna imbricación asociada (cabalgamiento de Cabezo Vecinal), mientras que el segmento ENE-OSO sugiere la existencia de una rampa lateral o de una posición de rellano posteriormente deformada.

En la Unidad de Herrera los pliegues de primera fase con frecuencia presentan fallas inversas de bajo ángulo o cabalgamientos subparalelos al plano axial o a la esquistosidad que no tienen expresión cartográfica. Estas fracturas, así como las que originan los *seudo-klippes* del sinclinal de Santa Cruz se consideran asimismo relacionados con la etapa de cabalgamientos que sucede a la primera fase de plegamiento, ya reconocida en esta región por CAPOTE (1985) y CAPOTE y GONZÁLEZ-LODEIRO (1983), que la denominan segunda fase.

A todas las escalas existen además numerosas fracturas con rumbos NO-SE, ONO-ESE, N-S y NO-SE. Como ya se ha indicado, algunas de ellas pudieron generarse durante el plegamiento, como *tear-faults*, aunque otras se formaron durante las etapas de fracturación tardihercínica como desgarres y fueron removilizadas repetidamente durante el ciclo alpino.

2.2.2. Dominio de materiales mesozoicos y paleozoicos plegados

Este dominio corresponde a los materiales mesozoicos y paleógenos estructurados durante la Orogenia Alpina que orlan y recubren a los macizos paleozoicos en el sector meridional de la hoja de Moyuela, y a los afloramientos dispersos que aparecen en su borde oriental parcialmente fosilizados por el Terciario postorogénico.

La estructura alpina de estos materiales, como la del conjunto de la Cordillera Ibérica, está configurada por la naturaleza y disposición de los materiales que constituyen la serie sedimentaria y la secuencia y orientación de la fase de deformación que han afectado a este sector. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

La zonación tectónica vertical de los materiales mesozoicos y paleógenos de la hoja es la común en todo el ámbito de la Cordillera: un *zócalo* paleozoico compartimentado en bloques limitados por fallas tar-

dihercónicas, un *tegumento* constituido por el Muschelkalk y el Buntsandstein (cuando este último existe) que presenta una tectónica de revestimiento por adaptación al zócalo con el que se comporta de manera solidaria y un *nivel de despegue* regional constituido por las margas y evaporitas del Keuper, que individualiza el tegumento de la Cobertera, permitiendo que ésta deslice independientemente durante la estructuración. Una peculiaridad de este sector es la ausencia o escasa representación de la facies Buntsandstein formando parte del tegumento, al menos a nivel de afloramientos. Ello condiciona el comportamiento totalmente tegumentario de los carbonatos del Muschelkalk.

La *cobertera* mesozoica es un conjunto esencialmente calcodolomítico de varios cientos de metros de espesor que se ha deformado esencialmente mediante flexión y fractura, originando pliegues, fallas inversas, cabalgamientos y desgarres durante las fases de compresión y fallas normales en las etapas distensivas. Ciertos niveles, como las margas toarcienses y kimmeridgienses y los tramos del Cretácico inferior pueden generar localmente disarmonías en el conjunto de la cobertera. Los materiales paleógenos van asociados a la cobertera cretácica y aparecen plegados con ella.

Los materiales mesozoicos y paleógenos del sector SO de la hoja presentan una estructura muy sencilla, que consiste en un monoclinal de rumbo NO-SE buzando hacia el SO.

La facies Buntsandstein prácticamente no existe, y el Muschelkalk presenta un estilo tegumentario que transparenta las estructuras del zócalo paleozoico, como alguna falla inversa vergente al SO que se manifiesta en el nivel carbonatado bien como tal o como un pliegue en rodilla. En la cobertera estas estructuras son amortiguadas por el Keuper y la facies Utrillas.

Los afloramientos paleozoicos de la hoja corresponden a un gran pliegue de fondo de rumbo NO-SE con inmersión hacia el SE, donde es recubierto progresivamente por el Triásico. En el flanco oriental el Mesozoico está fosilizado por depósitos terciarios posttectónicos en todo el sector situado al NO de Monforte de Moyuela. Hacia el SE sí aflora la cobertera, primero con estructuras suaves constituidas por un monoclinal suave y un sinclinal laxo con Formación Utrillas en el núcleo, que luego evolucionan hacia el NE a un anticlinal jurásico con Keuper hacia el núcleo, de vergencia NE. El flanco oriental de este pliegue aparece invertido, y se resuelve mediante un cabalgamiento.

Aunque la cobertera ya adquiere en esta estructura un estilo de piel fina, con despegue a favor de un Keuper posiblemente ya espeso y evaporítico, la posición de la estructura sugiere la posible existencia de unas fallas de zócalo que se prolongaría hacia el NO bajo el Terciario.

El cabalgamiento anterior se realiza sobre el flanco verticalizado o invertido del sinclinorio de Huesa. Consiste en un primer sinclinal con Pa-

leógeno en el núcleo, vergente hacia el NE, y un anticlinal y otro sinclinal, ambos más suaves. En el flanco oriental aparecen materiales de la facies Weald que no existían en el otro flanco. Todo el sinclinorio es fosilizado hacia el NO por depósitos miocenos posttectónicos.

Hacia el borde oriental de la hoja, en los alrededores de Blesa, existe una zona constituida por materiales jurásicos plegados con rumbo NO-SE y vergencia hacia el NE, y afectados por fallas NNE-SSO y ENE-OSO. El anticlinal cuyo eje pasa por Blesa muestra Keuper en el núcleo, con un cierto estilo eyectivo, así como el situado al Norte del vértice Cabrera (947 m.), donde el Keuper es perforante.

Al Este y SE de Moyuela existen también varios afloramientos más o menos extensos de materiales jurásicos plegados. En este sector las directrices de los pliegues son NE-SO a N-S, esto es transversales y oblicuas a las del resto de la hoja. La fracturación asociada es de dirección NE-SO y N-S. La existencia de pliegues transversos a la directriz Ibérica está motivada por la interferencia de dos fases de plegamiento diferentes, y en relación con la existencia de arcos de pliegues en zonas próximas (Belchite-Aguilón, Beceite-Portalrubio).

En las calizas jurásicas y cretácicas son frecuentes las microestructuras tales como estilolitos tectónicos, grietas de tracción y microdesgarres (Fig. 12). En la hoja de Moyuela se ha determinado la dirección de acortamiento mediante estilolitos y grietas de calcita en cinco estaciones.

En las calizas cretácicas de la Sierra de Oriche las microestructuras indican direcciones de acortamiento de 005, 040 y 130. El acortamiento 130 es posterior al 040. Las calizas jurásicas del sector oriental tienen estilolitos que corresponden a dos direcciones de acortamiento: 010 y E-O (con amplia dispersión entre 70 y 115).

Las microestructuras más antiguas son las que indican acortamiento en dirección 045, que origina los pliegues y cabalgamientos de dirección Ibérica. Una fase de compresión posterior origina las demás microestructuras, observándose un giro progresivo que pasa por acortamientos 090, 130 y, finalmente, 010. Este giro también se manifiesta a escala de macroestructura (pliegues N-S y NE-SO en Moyuela). También existe la posibilidad de que las direcciones 070 a 090 sean de primera fase rotadas por los pliegues generados por el acortamiento 130 a 010.

2.2.3. Los depósitos postorogénicos

Ocupan la mayor parte del sector central y septentrional de la hoja. Recubren discordantemente a los materiales paleozoicos, mesozoicos y paleógenos estructurados en los ciclos hercínico y alpino y su disposición regional es básicamente subhorizontal.

La superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica, elaborada en el Plioceno aparece deformada, mostrando un basculamiento hacia el NE.

2.3. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

2.3.1. El Ciclo Hercínico

Entre el Cámbrico y el Devónico la región fue un área marina fuertemente subsidente en la que se depositaron varios miles de metros de sedimentos esencialmente siliciclásticos en un ambiente somero. Al contrario de lo que sucede en otros sectores del Macizo Hercínico como la zona Galaico-Castellana, las series cambro-ordovícicas («Serie Ibérica») son muy potentes, y no hay evidencias de movimientos sárdicos ni de actividad ígnea.

La estructuración hercínica es polifásica. La fase de plegamiento principal es la primera, que se caracteriza en este sector por pliegues tumBADOS o fuertemente vergentes hacia el Este. Esta fase se prolonga en una etapa de cabalgamientos y fallas inversas. Las estructuras generadas son deformadas por una segunda fase de plegamiento, homoaxial, aunque sus estructuras tienen una importancia menor. Localmente se encuentran estructuras atribuibles a fases tardías.

No hay criterios estratigráficos en el marco de la hoja de Moyuela que permitan precisar la edad de las deformaciones hercínicas. Regionalmente la sedimentación es continua hasta el Devónico medio-superior. Los materiales carboníferos más antiguos del área de Montalbán son de edad Namuriense y discordantes sobre el Devónico (QUARCH, 1975, en CARLS, 1983). Son sedimentos de facies *flysch*, con turbiditas y depósitos gravitacionales, y contienen cantos de rocas devónicas y del Carbonífero inferior. Con estos datos se deduce una edad probablemente Devónico terminal-Carbonífero inferior para la primera fase de deformación. La actividad tectónica se prolongaría durante parte del carbonífero superior como parece indicar el carácter sinorogénico de la serie Namuro/westfaliense.

Los depósitos permocarboníferos (Estefaniense-Antuniense) son postorogénicos y se apoyan sobre un sustrato deformado y denudado. La sedimentación permocarbonífera, así como la actividad ígnea que tiene lugar en esta época (vulcanismo, intrusiones subvolcánicas) estuvieron controladas por la distribución y actividad de los sistemas de fallas tardihercínicas, que en principio se generaron en un ambiente de tectónica de desgarre para progresivamente adoptar un funcionamiento de bloques verticales.

2.3.2. El Ciclo Alpino

Desde el comienzo del Mesozoico el área estudiada, así como el conjunto de la Cordillera Ibérica, estuvo sometida a un régimen distensivo que condiciona la sedimentación triásica y jurásica primeramente en un ambiente de graben muy activo y posteriormente con el establecimiento de una plataforma carbonatada subsidente. Los macizos paleozoicos actuales fueron durante la etapa de *rifting* inicial bloques elevados controlados por fallas tardihercínicas, como atestigua la disposición de los carbonatos del Muschelkalk directamente sobre el zócalo paleozoico. Durante el Cretácico inferior tuvieron lugar una serie de acontecimientos que interrumpen esta evolución, y que aunque no se puedan caracterizar adecuadamente en el marco de la hoja de Moyuela son bien conocidos en el conjunto de la Cordillera. Son los movimientos Neokimméricos y Aústricos. Corresponden a una etapa de reactivación de las condiciones *rifting* que induce una tectónica de bloques con movimientos diferenciales en la vertical. La tectónica de bloques condicionó el comportamiento del área que ocupa actualmente el macizo paleozoico como un umbral con erosión de la serie jurásica en su flanco SO, donde la facies Utrillas se apoya generalmente sobre el Keuper. En el flanco NE se apoya sobre el Lias, y en el borde oriental de la hoja sobre el Cretácico inferior. Esta actividad tectónica que controló los dispositivos paleogeográficos se enmarca principalmente en los intervalos Portlandiense-Barremiense y Albiense inferior-Albiense superior. El período de tectónica extensional coincide sensiblemente con la apertura del Golfo Vizcaya y la rotación de la Ibérica. La fase neokimérica marcó el inicio del proceso de *rifting* y la aústrica la deriva continental y el inicio de la contracción térmica.

La estructuración alpina de la región tuvo lugar durante el Terciario y se realizó también en varias fases. La datación de estas fases no es posible en la hoja de Moyuela por la imprecisión del registro estratigráfico. Regionalmente se conoce una fase de plegamiento que tuvo lugar en el Eoceno, correlacionable con la fase Pirenaica.

La fase principal de plegamiento en la Cordillera es de edad Oligoceno superior, Fase Castellana (PÉREZ GONZÁLEZ *et al.*, 1971) y generó estructuras NO-SE. Los pliegues de los materiales mesozoicos que están adosados al bloque paleozoico corresponden a esta fase, así como las microestructuras (estilolitos, desgarres y grietas) existentes en las calizas mesozoicas que indican un acortamiento NE-SO a E-O.

La última fase de deformación registrada en la Cordillera Ibérica tuvo lugar en el Mioceno inferior (Fase Neocastellana, AGUIRRE *et al.*, 1976), y en este sector corresponde a un acortamiento de la cobertera NNO-SSE que produjo microestructuras, pliegues y cabalgamientos, así como el rejuego de los antiguos desgarres tardihercínicos del zócalo con reactivación y giro de algunas de las estructuras de la fase anterior. El modelo

dinámico propuesto para el Arco de Beceite-Portalrubio por SIMON (1979, 1981) es aplicable al Arco de Belchite-Aguilón, situado en las hojas vecinas de Azuara y Belchite, y a los afloramientos jurásicos de la zona de Moyuela.

Desde el Mioceno medio a la actualidad la región está sometida a condiciones de tectónica extensional. La sedimentación de los depósitos miocénicos tiene lugar en un ambiente distensivo. La etapa de fracturación pliocena que deforma la superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica es identificable con la fase Iberomanchega de AGUIRRE *et al.* (1976), y corresponde a una reactivación importante de la tectónica extensional.

3. GEOMORFOLOGIA

Desde el punto de vista geomorfológico, la hoja se ubica en el límite entre dos grandes unidades. Por un lado, los relieves más o menos montañosos, correspondientes a la Cordillera Ibérica en su parte septentrional, y por otro, el moderado de los materiales terciarios del borde meridional de la Depresión del Ebro. El contraste de relieve entre estas dos grandes unidades geomorfológicas es muy marcado. Según la diferenciación de unidades morfoestructurales efectuada por PEÑA *et al.* (1984) para la provincia de Teruel, la superficie de la hoja comprende lo que estos autores denominan Serranías de Cucalón-Montalbán y Serranías Marginales de la Depresión del Ebro. Por otra parte, se pueden diferenciar a nivel de mayor detalle tres conjuntos morfológicos muy contrastados que corresponden a las distintas eras geológicas que tienen unas diferencias litológicas y estructurales muy manifiestas y que imprimen, por lo tanto, un carácter determinado al relieve. Estos conjuntos serán analizados más detenidamente.

Hemos estimado conveniente efectuar la descripción de los diferentes rasgos geomorfológicos cronológicamente, desde los hechos más antiguos a los sucesos más recientes que pueden diferenciarse en el área.

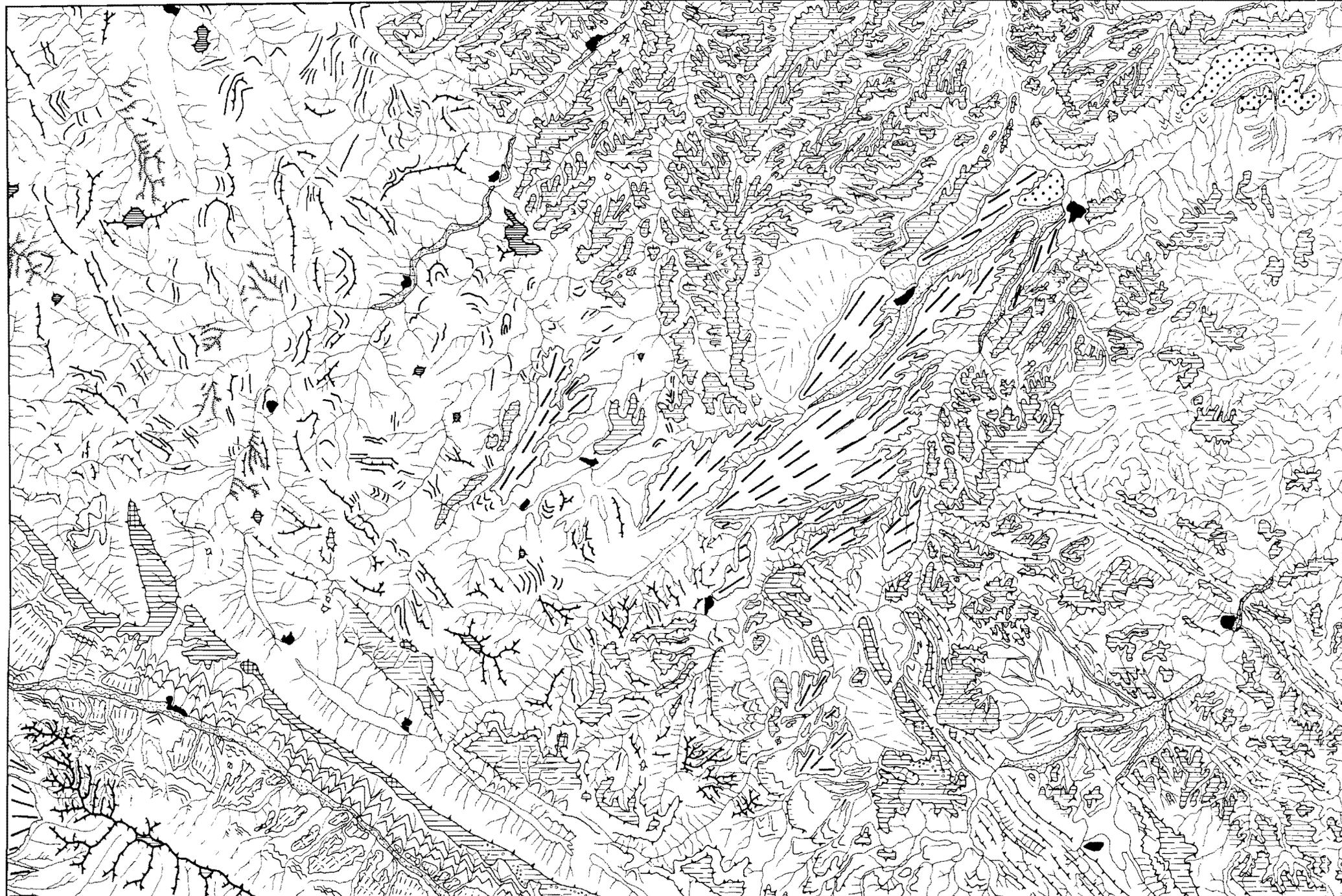
El rasgo geomorfológico más antiguo, que se ha podido constatar, es la presencia de una superficie de erosión fosilizada por materiales terciarios que se reconoce con el encajamiento del río Cámaras entre Nogueiras y Villar de los Navarros. Dicha superficie no ha sido exhumada, pero sí se observa un plano subhorizontal continuo que pone en contacto el Paleozoico y las series fundamentalmente conglomeráticas suprayacentes. Debe corresponder a la superficie de erosión intramiocena que se reconoce en numerosos puntos de la Cordillera Ibérica y que ha sido señalada por SORIANO (1982) y SORIANO y GUTIERREZ (1983) en el valle del río Huerva entre Villanueva y Tosos (20 km. al N de esta zona). Dicha super-

ficie correspondería con la «Dachfläche» de SCHWENZNER (1937) y con la superficie A de GLADFELTER (1971).

La forma de relieve más significativa y de mayor desarrollo de las existentes en la hoja la constituye una extensa superficie de erosión que arrasa fundamentalmente los materiales paleozoicos y mesozoicos. Su grado de conservación es variable; así, la zona meridional ofrece excelentes ejemplos de arrasamiento de las estructuras mesozoicas por esta superficie. Por el contrario, en los materiales paleozoicos su grado de conservación es muy pequeño, aunque se reconocen amplios enrasamientos de las cotas superiores en la zona centrooccidental del mapa. Esta degradación es consecuencia de la elevada labilidad de los materiales paleozoicos ante los procesos erosivos. Igualmente, en la parte nororiental la degradación es elevada debido a la intensa erosión fluvial. En los nítidos arrasamientos de la zona suroccidental se reconocen pequeños relieves residuales con formas cónicas que destacan con claridad sobre la superficie de erosión. Igualmente otros relieves residuales de mayor entidad lo constituyen las sierras de Herrera al NO y la Pelarda al SO. En el área oriental del mapa se observan enrasamientos entre la superficie de erosión y materiales detríticos terciarios. Este hecho ya ha sido señalado más al E por IBAÑEZ (1976) en su tesis doctoral. Esta superficie de erosión se reconoce a lo largo de la Cordillera Ibérica y enrasa en muchos puntos con calizas de facies Páramo tanto de las grandes cuencas que la circundan como de las cuencas intramontañas del sistema de Calatayud-Teruel. PEÑA *et al.* (1984) la denominan «Superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica», y datan la etapa final de su elaboración como el inicio del Plioceno superior. A grandes rasgos, esta superficie de erosión presenta una suave caída hacia el NE, desde los 1.300-1.400 m. de las Sierras de Cucalón-Oriche hasta los 800 m. en el NE de la hoja. En la zona centromeridional se reconoce una fuerte desnivelación, que quizá corresponda a una falla normal.

Sobre esta superficie de erosión se ha desarrollado una importante karstificación, que se manifiesta por la presencia de extensos campos de pequeñas dolinas, entre los que destaca el existente en la zona Suroccidental. Se trata fundamentalmente de dolinas en cubeta que presentan un elevado estado de degradación y que en algunos casos están capturadas por la red fluvial. Acompañando a estas formas aparecen extensos campos de lapiaces, de los que el más frecuente es el estructural y el oqueroso. Esta etapa de karstificación a lo largo de tiempos posteriores parece que no ha progresado significativamente, aunque en algunos puntos se reconocen procesos de disolución activos, como en las calizas del Cretácico superior de la Sierra de Oriche, que se manifiestan por la presencia de lapiaces estructurales tipo *bogaz* y *camenitzas*, desarrolladas a favor de planos de fracturación. De estas últimas parten canales de desbordamiento de varios metros de longitud.

MAPA GEOMORFOLOGICO



LEYENDA

- MODELADO ESTRUCTURAL**
- PALEOZOICO**
 - Barras
 - Cuestas y hog-backs
 - Líneas de capa dura
 - Mesas y plataformas
 - Aristas
- MESOZOICO Y TERCIARIO PLEGADO**
 - Barras
 - Cuestas y hog-backs
 - Líneas de capa dura
 - Chevrons
 - Aristas
 - Superficie de erosión
 - Superficie de erosión degradada
 - Relieves residuales
- TERCIARIO HORIZONTAL**
 - Mesas y plataformas
- FORMAS ACUMULATIVAS**
- PLIOCUATERNARIO**
 - Glacis
- CUATERNARIO**
 - Glacis
 - G₁
 - G₂
 - G₃
 - Derrames o glacis recientes
- Terrazas**
 - T
 - Terrazas subactuales
- RED FLUVIAL**
 - Barrancos de incision lineal
 - Valles de fondo plano
 - Carcavas
- OTRAS FORMAS**
 - Dolinas
 - Escarpes indiferenciados
 - Escarpes en depósitos cuaternarios
 - Nucleos de población

AUTOR: M. Gutierrez Etxezza



Ya se ha indicado que con posterioridad a la elaboración de la superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica tuvo lugar una etapa de deformación que produjo el basculamiento generalizado de la misma hacia el NE. Esto trajo consigo un contraste de relieve y como consecuencia del mismo se desarrolló en las zonas bajas de contacto un extenso glacis de piedemonte, al que se le atribuye una edad pliocuaternaria. El afloramiento más importante se encuentra entre Monforte de Moyuela y Moyuela, y diseña un amplio corredor encajado en los relieves mesozoicos y terciarios. También se distinguen otros afloramientos cuya raíz se encuentra en Mezquita de Loscos y 4 km. al SE de Monforte de Moyuela. En el ángulo Suroccidental de la hoja se encuentran los arranques de un glacis pliocuaternario que se desarrolla en la hoja de Daroca y cuya pendiente se dirige hacia Cuencabuena. El glacis más extenso existente entre Monforte y Moyuela presenta un recorrido de 12 kilómetros y una pendiente que varía entre el 2 y 2,5 por 100. Los depósitos del glacis cepillan netamente el sustrato de conglomerados terciarios, tal y como se observa entre Plenas y Moyuela. Los materiales detríticos del glacis presentan escasa potencia; sin embargo, a techo se desarrolla una costra calcárea de 0,5 m. de espesor medio. Este paquete carbonatado presenta diversos tipos de facies: pulverulenta, brechoide, nodulosa y laminada. Esta última siempre corona el perfil de los caliches.

La red fluvial cuaternaria se encaja sobre estas rampas pliocuaternarias y a su vez disecta intensamente las superficies de erosión de las áreas elevadas. Como consecuencia de estos continuos ataques se va a producir una erosión diferencial que va a traer consigo la generación de distintos tipos estructurales. Ya se mencionó anteriormente que las distintas litologías, estructuras y resistencias a los agentes erosivos generan unas morfologías de relieve diferente. De este modo se pueden distinguir los modelos estructurales existentes en los macizos paleozoicos, en las formaciones mesozoicas y en los sedimentos terciarios. El rasgo más significativo del modelado estructural paleozoico viene dado por la continua interrupción de las capas debido a la intensa fracturación que presentan estos materiales. Los niveles duros vienen dados fundamentalmente por estratos cuarcíticos, y en menor grado por paquetes calizos. Se diferencian barras, *hog-backs* y cuestas, todas ellas de escaso recorrido. También se reconocen pequeñas morfologías en mesa resultantes de la acción erosiva sobre disposiciones estructurales horizontales. En el modelado estructural mesozoico se reconoce una estructura monoclinal en el ángulo SO que se modela en un *hog-back* de largo recorrido y espectaculares *chevrans* labrados en calizas del cretácico superior. Por otra parte, en el área oriental de la hoja las estructuras de dirección Ibérica presentan un apretado haz de pliegues, en los que se reconocen barras, *hog-backs* y cuestas. También pueden diferenciarse an-

ticinales desventrados (como de Blesa y Huesa del Común) y la profunda *cluse* que labra el Río Aguasvivas al cortar ortogonalmente las estructuras alpinas, al igual que lo hacen los ríos afluentes del Ebro en las Serranías Marginales de la Depresión. Finalmente, el modelado estructural elaborado sobre los materiales terciarios corresponde fundamentalmente a un relieve en graderío junto con algunas mesas y pequeñas plataformas. Estas formas resultan de la erosión diferencial sobre materiales detríticos. También pueden reconocerse pequeños *chevrons*, hog-backs y barras en materiales detríticos del Terciario inferior, tal y como sucede en el ángulo SO del mapa.

Las formas acumulativas cuaternarias son bastante reducidas en esta hoja y se encuentran diseminadas en la superficie de la misma. Las más significativas aparecen en el ángulo SO, donde en los márgenes del Río Huerva se observan sistemas de glacis-terracea de corto recorrido y fuertes pendientes. El desarrollo de los mismos es más importante en la margen derecha y se han diferenciado tres niveles de glacis-terracea encajados y que han sido disectados por la red fluvial, dando lugar a numerosos afloramientos.

El Río Moyuela, en el ángulo noroccidental, desarrolla una terraza a unos 15 m. de altura sobre el cauce actual y que se aprecia en ambos márgenes del río.

Al N de Huesa del Común se reconoce una amplia depresión formada por erosión diferencial sobre la que se ha generado un glacis de poca vertiente con un depósito de potencia variable, en torno a 1 m., y que queda colgado sobre los ríos Marineta y Aguasvivas.

Al O de Plenas y 6 km. al SO de Moyuela aparecen unas amplias depresiones, a las que vierten sus depósitos los valles de fondo plano procedentes de las zonas más elevadas. La morfología de estas depresiones es de glacis muy tendidos, que, como hemos señalado, enlazan con los valles de fondo plano.

En Luesma se observa un amplio valle de fondo plano que se desarrolla al S de la población y que presenta irregularidades en su perfil longitudinal. Este valle presenta una concavidad de enlace con las vertientes de amplio desarrollo. El fondo del valle está alimentado por depósitos de vertiente de características solifluidales. Todos estos rasgos parecen indicar que se trata de un valle de origen periglaciario y posiblemente no funciona en la actualidad.

La red fluvial es del tipo de valles del fondo plano, que alcanza un mayor desarrollo en la parte oriental y septentrional de la hoja. Estos valles se presentan incididos por una red de barrancos que los disecta profundamente a veces. En relación con esta intensa disección de funcionalidad actual se reconocen campos de cárcavas que alcanzan un desarrollo más importante en la Formación Bádenas del Silúrico.

4. PETROLOGIA, GEOQUIMICA

Los primeros estudios específicos de petrología y geoquímica sobre el magmatismo del área corresponden a CONTE (1985) y CONTE y LAGO (1985a y b), aunque existen datos aislados en MUÑOZ *et al.* (1985). En LAGO *et al.* (en prensa) se exponen resultados más detallados, de los que proceden buena parte de las observaciones que se indican.

Para una mejor lectura del plano 1:50.000 sólo se incluyen aquellos afloramientos que por su tamaño son cartografiables a esta escala; no obstante, dado que es interesante señalar los múltiples afloramientos de rocas subvolcánicas, en la Documentación Complementaria de esta hoja se incluyen planos a escala 1:25.000 con la cartografía de los diques aflorantes en todo el ámbito de la hoja.

Las dimensiones de las intrusiones oscilan desde pocos metros hasta varios kilómetros (sectores de Bádenas, Loscos-Noguera y Monforte). La geometría es variable: algunos afloramientos con mayor longitud (en Bádenas y Monforte) presentan cierto carácter tabular, mientras que los situados entre Nogueras y Loscos adoptan formas irregulares. De forma general, las intrusiones subvolcánicas con mayor desarrollo presentan contactos netos con los materiales encajantes, que experimentan un débil metamorfismo de contacto. No obstante, el gabro situado al N de Cabezo Gordo (Loscos) presenta característicos contactos digitados donde elementos, con escala métrica, de las pizarras encajantes resultan englobados por aquél. En la trinchera de la carretera que une Loscos con Monforte son espectaculares las estructuras de acomodación por el emplazamiento de rocas subvolcánicas que determinan deformaciones en las pizarras del encajante. Las intrusiones acostumbran a presentarse aisladas entre sí, pero existen excepciones, como es el caso en el área de Monforte, donde son frecuentes apilamientos de varias intrusiones andesíticas separadas por un reducido espesor de sedimentos muy compactados.

Si consideramos el conjunto de la Depresión Axial del Cámaras se observa (CONTE, 1985) que de NO a SE las intrusiones afectan a materiales ordovícicos y hacia el SE y borde de la Depresión lo hacen en otros devónicos. En el próximo anticlinal de Montalbán, al SE de esta hoja, análogas rocas subvolcánicas afectan a materiales devónicos y carboníferos.

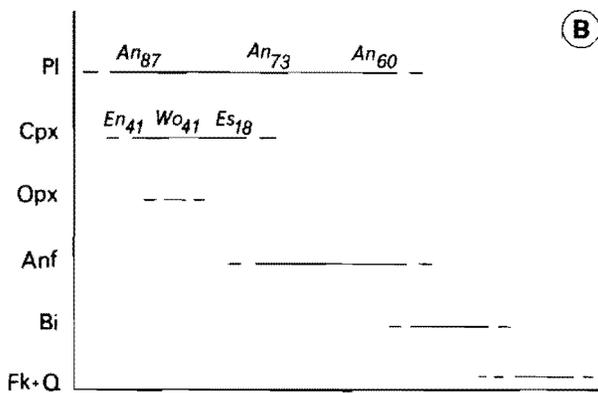
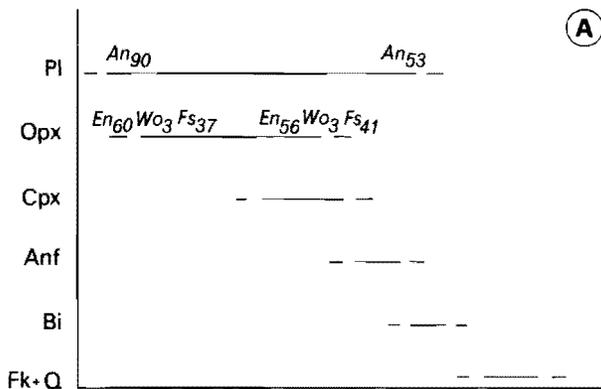
También se advierte una relación entre direcciones de emplazamiento de estas intrusiones y las de fracturación. Es destacable un máximo que con dirección N 180 controla las intrusiones de mayor volumen, si bien otras direcciones preferentes de discontinuidades controlan intrusiones de menor volumen. En conjunto, parece bastante patente que la remodelación de las fracturas tardihercínicas determinó el emplazamiento de las intrusiones.

tuado entre los kilómetros 5 y 6 del desvío de Bádenas a Loscos). Destaca su color más claro, carácter menos masivo y cierta exfoliación facilitada por la preferente orientación de la plagioclasa, el anfíbol y la biotita. El piroxeno es escaso e intensamente transformado. El granate, cuando se presenta, tiene una composición dominante en el almandino (70 por 100), mientras que el piropro (14 por 100), la grossularia y esperartina son minoritarios. El cuarzo, apatito, circón y opacos son componentes con reducida proporción.

Ambos tipos de andesitas experimentan una alteración que básicamente responde a los mismos procesos que los indicados para el gabro, pero las afecta con notable intensidad y de forma bastante generalizada.

La composición geoquímica deducida corresponde a muestras representativas de las intrusiones presentes en el área de la hoja y con menor alteración. Se hace especial referencia a los elementos mayores con menor movilidad y a los elementos traza que, por su destacada inmovilidad, mejor conservan las características originales del magma. Un estudio más detallado se expone en LAGO *et al.* (en prensa).

La composición obtenida es muy próxima a la considerada representativa en la literatura petrológica. La alúmina tiene un valor promedio en 16 por 100 y rango de variación de 14,7-18,7 para las andesitas. En la figura 14 se indica una primera clasificación geoquímica según elementos mayores, y en las figuras 15 y 16 se exponen otras clasificaciones con elementos traza, más inmóviles. Destacamos que la relación Mb/Yi indica una baja alcalinidad, y, en conjunto, la relación $\text{SiO}_2\text{-Mb/Y}$ (Fig. 16) traduce una adecuada diferenciación para su enriquecimiento progresivo en Mb/Y. La posición de las muestras en un diagrama $\text{MgO-Fe (t)-Na}_2\text{O+K}_2\text{O=AFM}$ (Fig. 17) expresa un comportamiento MgO/Fe (t) bastante constante con la diferenciación, y se adecúa a una serie calco-alcalina. Este resultado es coincidente con el estudio de la paragénesis mineral, principalmente en plagioclasas y piroxenos. Los diagramas de las figuras 17 y 18 permiten comparar rocas de ambientes conocidos en función de la inmovilidad de elementos mayores, o mejor aún, de los trazos. Así, se observa que estas rocas se sitúan en un dominio orogénico (campo D, Fig. 18) y perteneciente al ámbito calco-alcalino (campo 4, Fig. 19). Estos resultados coinciden con los obtenidos en rocas de igual edad y presentes en diversos sectores de la Rama Castellana (ANCOECHA *et al.*, 1980; NAVIDAD, 1983; MUÑOZ *et al.*, 1985).



Pl = plagioclasa ANF = anfíbor BL = biotita Q = cuarzo
 OPX y CPX = orto y clinopiroxeno FK = feldespato

Fig. 13

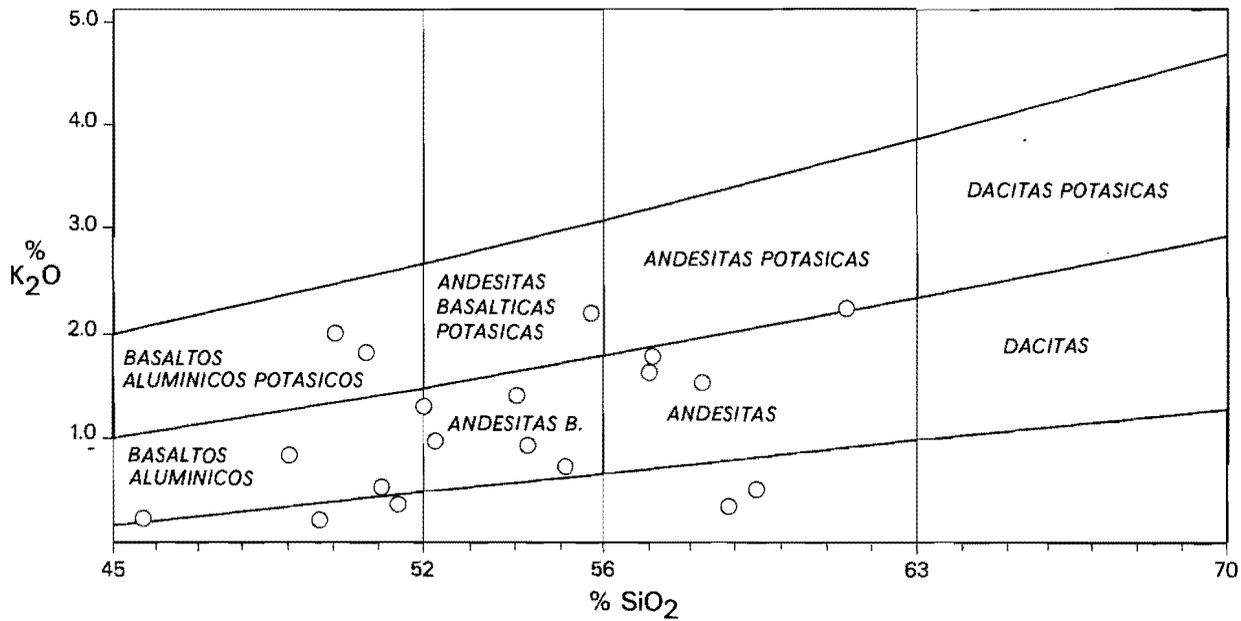


Fig. 14

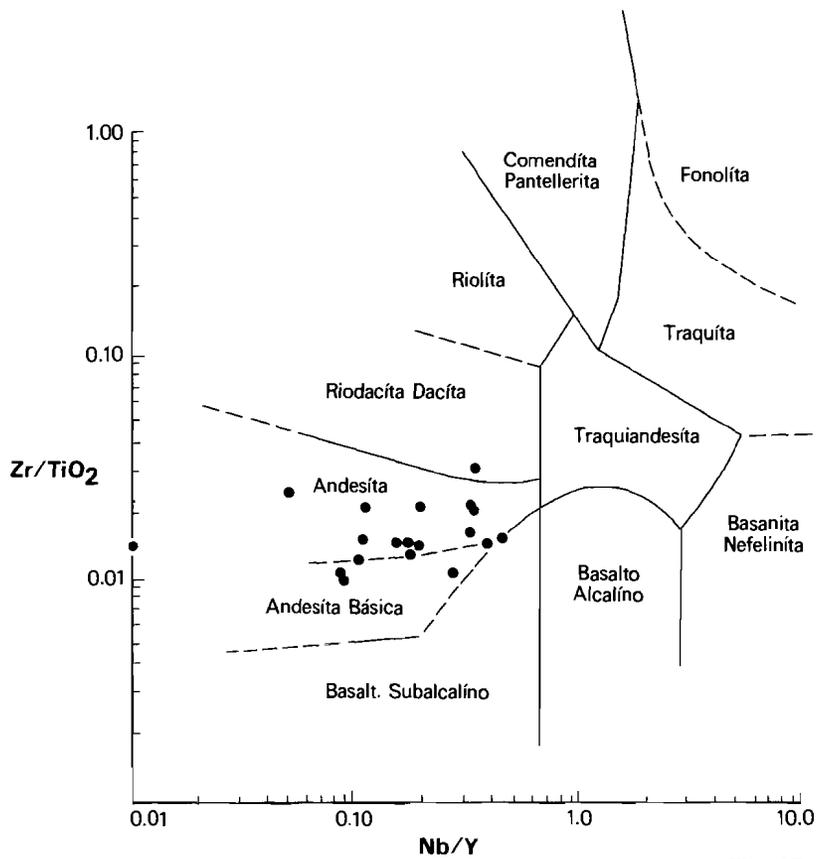


Fig. 15

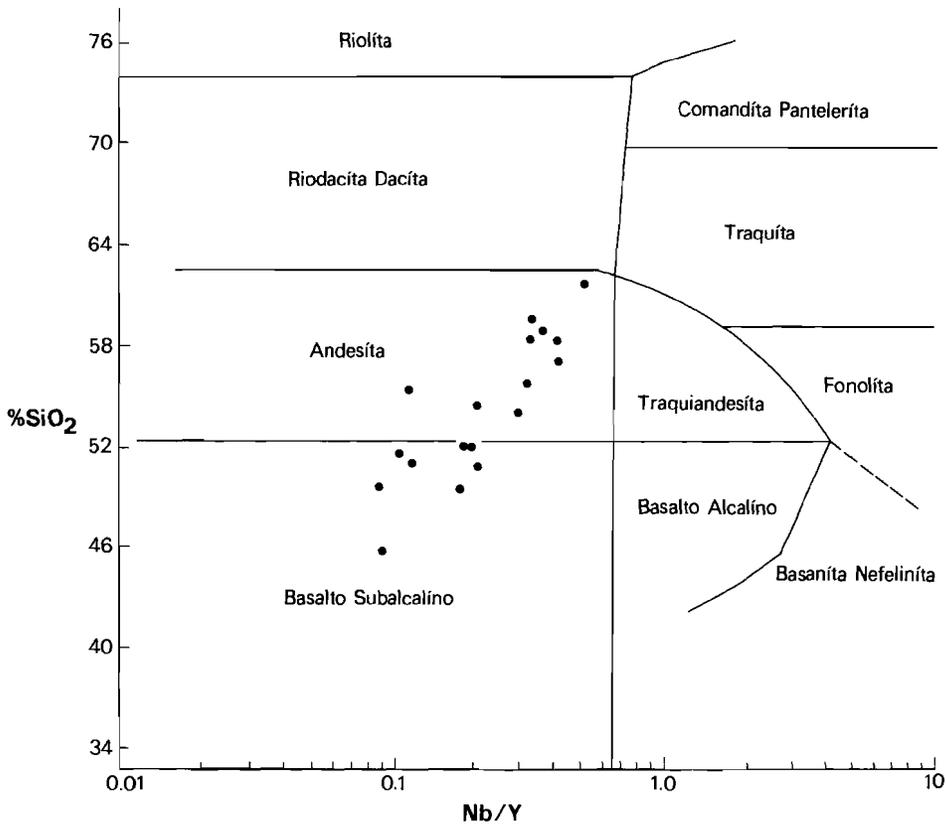


Fig. 16

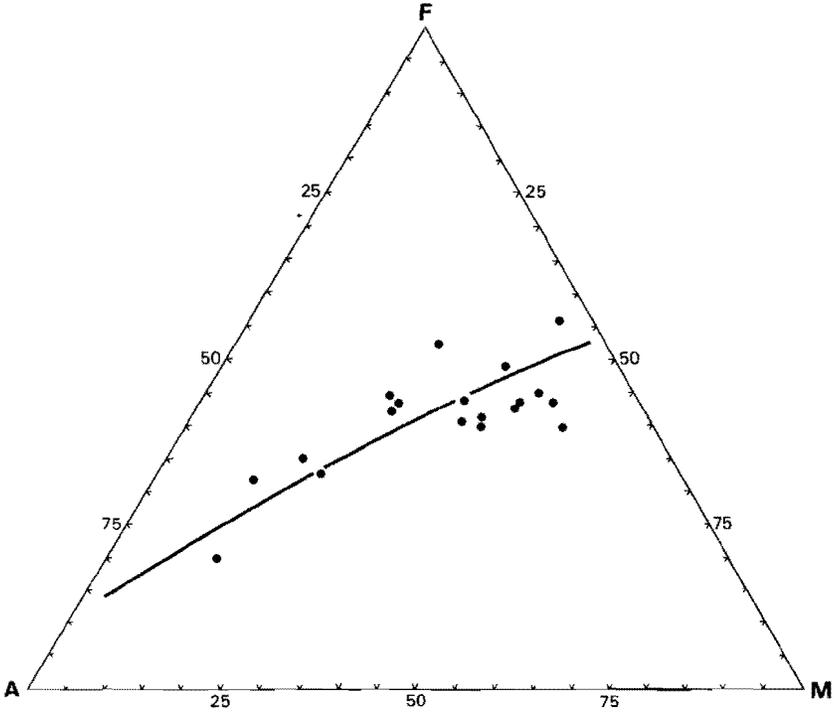


Fig. 17

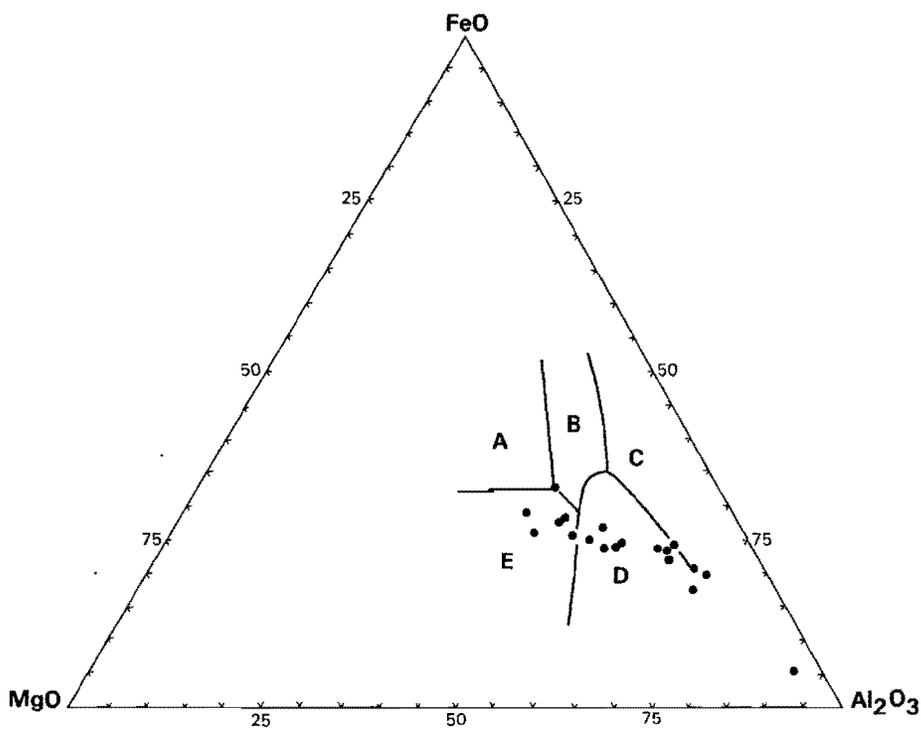


Fig. 18

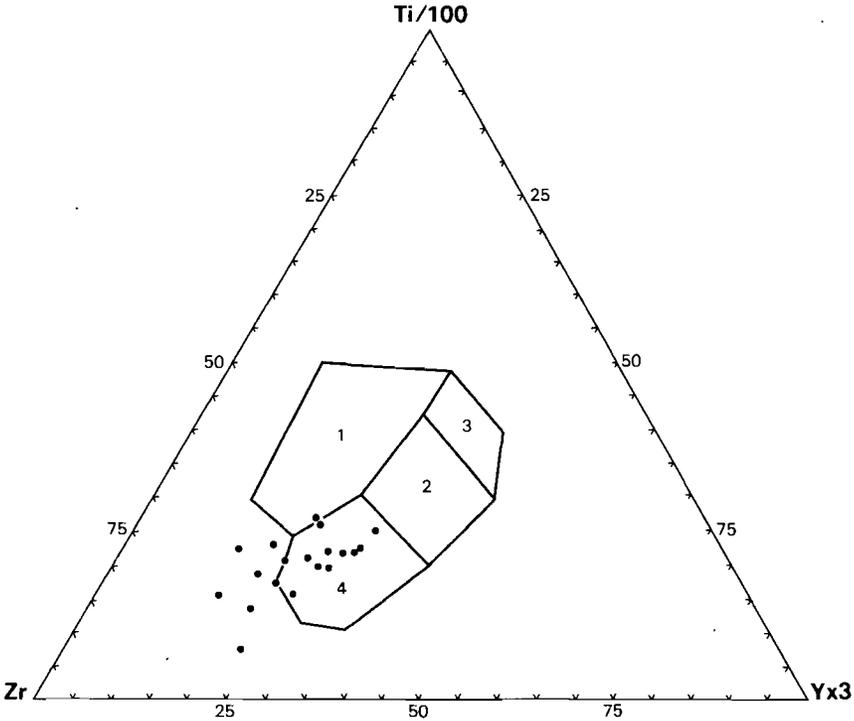


Fig. 19

5. HISTORIA GEOLOGICA

El ámbito de una hoja 1:50.000 es a veces demasiado concreto para tratar de explicar la historia geológica a partir de los datos recogidos en la misma, por lo que necesariamente hay que extenderse a zonas vecinas. Los ambientes sedimentarios han sido definidos en lo posible en el apartado Estratigrafía, y los condicionantes tectónicos, en el capítulo Tectónica; por tanto, la Historia Geológica no entrará en detalles en estos apartados, sino que dará una visión de conjunto.

Al finalizar el Precámbrico (véase Fig. 1) se inicia un ciclo sedimentario (Ciclo I, Cámbrico inferior), que se inicia con la sedimentación de la Cuarcita de Bámbola, en un ambiente de playa de tipo arenosa conglomerática, para pasar progresivamente a una llanura de mareas, en la que en la llanura arenosa (*sand flat*) se depositan las Capas de Embid, y en la llanura mixta (*mixed flat*) se depositan las Capas del Jalón. La unidad litológica Dolomías de Ribota se deposita en un ambiente intermareal alto, representando el término más somero del Cámbrico inferior, con el que finaliza el primer ciclo.

Posteriormente se produce un hundimiento de la Cuenca, iniciándose el segundo ciclo sedimentario (Ciclo II), que se extiende desde el Cámbrico medio hasta el Tremadoc. En conjunto, este ciclo, subdividido a su vez en otros dos menores, representa el hundimiento rápido de la cuenca (carácter transgresivo) y la posterior progradación (regresión) de facies someras.

El Ciclo III abarca desde el techo del Tremadoc hasta finales del Ordovícico. Se inicia con una fase transgresiva que sitúa sobre los materiales *lagoon* una serie de tramos arenosos en los que se desarrollan masivamente los *washover fans* y las barras litorales (Formación Santed). Por último, culminando las megasecuencias negativas, se sitúan los cuerpos arenosos de barras litorales de la Formación Cuarcita Armoricana.

En este contexto transgresivo la isla barrera debió ser sobrepasada repetidamente por el mar, produciendo un retrabajamiento de los materiales, fundamentalmente en el techo de la formación, quedando asimismo marcada una interrupción de la sedimentación puesta de manifiesto por el nivel de oolitos ferruginosos del Miembro Marité (véase Fig. 2). Con este nivel se inicia la fase regresiva del ciclo, superponiéndose a los oolitos facies de *lagoon* de la Formación Castillejo. Esta unidad litológica, constituida por ciclos negativos de ralentización, representa la colmatación de las zonas protegidas, dando lugar a un cambio en la geometría de la cuenca.

El Ciclo IV, que abarca el Silúrico y Devónico, se caracteriza por la instalación en esta zona de una plataforma mixta terrígeno-carbonatada, dominada por la acción de las mareas.

El tránsito Silúrico-Devónico (Formación Luesma) está representado por los términos submareales, que corresponden a la zona más profunda de la cuenca durante el Ciclo IV. Posteriormente se inicia la fase regresiva del ciclo que abarca el resto del Devónico, encontrándose secuencias somerizantes que engloban distintos depósitos intermareales y localmente supramareales. A partir del Eifeliense se inició una laguna sedimentaria.

A comienzos del Pérmico las fallas consecuencia de la tectónica tardihercínica se mueven en régimen distensivo, haciendo posible que se produzcan emisiones volcánicas de carácter calco-alcálido. Simultáneamente, se está depositando el Pérmico inferior en ambiente continental, con subambientes desde abanicos aluviales a facies palustres-lacustres.

A partir del inicio, en el Trías, de la sedimentación en facies Buntsandstein el modelo tecto-sedimentario corresponde al tipo Aulacógeno (ALVARO *et al.*, 1978). Se crea un gráben complejo orientado según la dirección NO-SE, con bloques afectados de subsidencia diferencial, lo que explica las fuertes variaciones de espesor de estas facies. En estas condiciones, el comienzo del relleno no fue sincrónico en toda la cuenca y originó que se estuvieran produciendo rellenos en F. Bunt, cuando en zonas próximas ya se había instaurado una extensa plataforma somera, que da lugar a la sedimentación en facies Muschelkalk y supramareales. Hay episodios de barras y canales que podrían aislar *lagoons* hipersalinos, facies de canales mareales y sedimentos intermareales altos a supramareales.

Posteriormente, la sedimentación se produce en llanuras litorales muy extensas, con desarrollo de lagunas efímeras salinas y sedimentación evaporítica. Se depositan así las facies Keuper.

La secuencia del Lías se inicia con las brechas de la Formación Cortes de Tajuña (34). La base de esta unidad es localmente erosiva y marca el límite entre el Rethiense y Lías. Finaliza con el oolito ferruginoso el tránsito Lías-Dogger o sus equivalentes laterales. Dentro de ella se reconocen una serie de discontinuidades de menor importancia (como máximo representan periodos no deposicionales equivalentes a una zona de Ammonites), lo que permite diferenciar una serie de unidades. La primera de ellas, está constituida por las brechas de las Formaciones Carniolas de Cortes de Tajuña y Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. El límite superior consiste en una superficie ferruginizada y perforada. La segunda unidad incluye las Formaciones Margas grises de Cerro del Pez y Calizas Bioclásticas de Barahona, a techo de la cual se identifica otra superficie ferruginosa y perforada. La tercera unidad, formada por las Formaciones Turmiel y Mb. Casinos, tiene como límite superior el oolito del tránsito Lías-Dogger (o superficies de concentración de fauna). Cada una de estas unidades tiene un carácter transgresivo sobre la anterior, aunque a techo se desarrollen etapas transgresivas. En conjunto,

la evolución de estas unidades muestra una transgresión que alcanza sus máximos valores durante la sedimentación de las Formaciones de Turmiel y Mb. Casinos. La aparición de facies regresivas y superficies de ferruginización, condensación de fauna y superficies perforadas se interpreta como detenciones momentáneas en el desarrollo de la transgresión.

La secuencia del Dogger está constituida por lo que se ha denominado parte media de la Formación Carbonatada en Chelva, y limitada entre los dos oolitos ferruginosos (superior e inferior), aunque en la mayoría de los casos tan sólo se reconoce uno de ellos de un modo claro.

En la secuencia del Malm el límite inferior coincide con el oolito ferruginoso del tránsito Dogger-Malm, mientras que el superior se sitúa ya en el Cretácico inferior (Valanginiense), si bien en el área considerada el Jurásico está erosionado, siendo los niveles más altos registrados los del Kimmeridgiense superior-Tithónico. Está constituida por el Mb. Yá-toba de la Formación Carbonatada de Chelva, Formación Margas de Sot de Chera, Formación Rítmica calcárea de Loriguilla y Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas.

En la vertical las secuencias del Dogger y del Malm muestran un marcado carácter *shoaling upward*; es decir, que cada una de ellas se inicia con términos marinos correspondientes a depósitos de cuenca o plataforma externa, para finalizar con sedimentos de aguas muy someras y con evidencias de emersiones esporádicas. Por el contrario, en la secuencia del Lías tan sólo los ciclos más altos muestran esta evolución, mientras que el primero se inicia con depósitos de aguas muy someras en ambientes restringidos, para finalizar con depósitos de plataforma somera.

Después de la gran regresión fini-jurásica se deposita el Cretácico inferior, con una gran variedad de litofacies y permanente influencia continental.

Se ha individualizado la cubeta de Oliete, con eje N-170, cuyo extremo Noroccidental ocuparía la zona Centro-Este de la hoja de Moyuela, entre Blesa y el borde de de la hoja, y que está unida a la cuenca de Mora a través de la bocana de Cuna Cerro, que se abre entre los umbrales de Montalbán y Ejulve, al Sureste de la región considerada.

La transgresión Barremiense, procedente del SE, recubre una superficie kárstica del Jurásico, depositando arcillas pisolíticas continentales, que tienen muy mala representación en la hoja, y posteriormente las calizas y areniscas laguno-lacustres con Ostrácodos y Charáceas de la Formación Blesa, que constituyen el comienzo del relleno cretácico del área hundida.

Durante el Barremiense superior prosigue la transgresión marina, dando lugar a la sedimentación de las calizas de Alacón, capas de plataforma interna con Foraminíferos bentónicos y Dasycladáceas, cuyo ca-

rácter extensivo está particularmente marcado por el carácter estrato-creciente de las secuencias. Hacia finales del Barremiense y principio del Bedouliense la sedimentación carbonática continúa en la cubeta de Olie-te, prosiguiendo la acumulación de calizas de Alacón. En otras áreas próximas aparecen descargas terrígenas intercaladas.

Estos ambientes reflejan el carácter confinado de los depósitos en el área débilmente subsidente, en vías de colmatación y cuyas comunicaciones con la cuenca de Mora, más meridional, son cada vez más difíciles (CANEROT *et al.*, 1982).

En el Albense basal e incluso en el Aptense, las condiciones de sedimentación se hacen más continentales con red fluvial meandriforme (secuencias granodecrescentes, comenzando por areniscas, *point bar*, *levees*, canales abandonados y llanuras de inundación) a través de medios salobres o lagunares. La Formación Arenas de Utrillas se depositó en un ambiente mixto, fluvial-estuarino.

A partir del Cenomaniense medio se desarrolla una extensa plataforma somera carbonatada, al mismo tiempo que remiten progresivamente los aportes terrígenos del continente. Se inicia un ciclo transgresivo en el que se reconocen facies litorales con Ostreidos y facies de llanura de mareas que culminan en el Turoniense, con sedimentos submareales de plataforma somera. Hay procesos de dedolomitización y costras ferruginosas con concentraciones de fauna que indican emersiones locales e interrupciones en la sedimentación (Fig. 20).

A continuación viene un ciclo sedimentario de tendencia regresiva que se inicia de manera generalizada con la instalación de organismos constructores (Algas y, sobre todo, Rudistas) que colonizan grandes áreas de la plataforma, fijando bancos y montículos, e incluso dando lugar a verdaderos Biohermos. A partir de este momento (Coniaciense?) la plataforma es somera y restringida, existiendo facies de *lagoon*, en ocasiones con tendencia lacustre y fuerte influencia de aguas dulces del continente.

Durante el Santoniense existen episodios generalizados en los que se desarrollan barras y canales bioclásticos (*bioclastic-sand shoal*), lo que contribuyó a restringir aún más el ambiente de la plataforma misma, al menos de forma local. El ciclo regresivo continúa hasta finales del Cretácico superior con depósitos de *lagoon* cerrado, con gran influencia de aguas dulces del continente.

A finales del Cretácico y en el Paleoceno se ha producido ya la retirada definitiva del mar. A partir de este momento la sedimentación tiene carácter continental. Se detectan ya los primeros movimientos tectónicos, esta vez claramente comprensivos, que van a culminar con el plegamiento y estructuración de toda la Cadena Celtibérica, sincronicamente con la sedimentación malásico-continental del Terciario.

Al final del Cretácico se instalan las zonas móviles de las Béticas, Ba-

leares y del Pirineo, los esfuerzos transmitidos van a deformar intensamente la Cadena Ibérica, en la que después de la evolución tipo Aulacógeno la corteza estaba muy adelgazada y estirada.

Una primera fase de plegamiento con compresión NO-SE es responsable de la discordancia situada en la base del Eoceno superior-Oligoceno inferior. Durante estos tiempos se reconocen depósitos en facies de abanicos aluviales, fluviales y lacustres (Huesa).

Una nueva fase de plegamiento con compresión ENE-OSO tiene lugar a finales del Mioceno inferior (Ageniense). A partir de estos momentos la zona de la cadena que afecta a la hoja se comporta en régimen distensivo generalizado hasta el Cuaternario. Durante el Mioceno inferior más superior y Mioceno medio aparecen fallas con gran salto de direcciones NO-SE y NNE-SSO, siendo las primeras más antiguas. Son las responsables de la creación de las Cuencas de Calatayud y Teruel-Alfambra.

Desde el Ageniense más superior hasta el Plioceno medio se rellenan las cuencas mediante abanicos aluviales y facies asociadas, fluviales (escasas), de playas, playas salinas, palustres, palustre-lacustres y lacustres. El máximo de expansión de facies palustres-lacustres se sitúa en el Mioceno superior y Plioceno inferior.

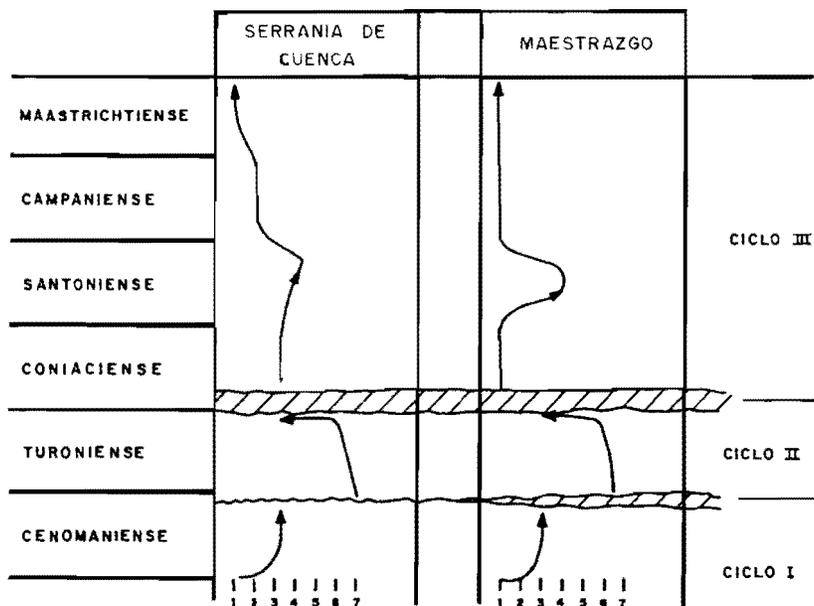
Durante fases de estabilidad climática y erosiva se originan las superficies de aplanamiento pliocuaternarias, glaciares, rañas, etc., que posteriormente serán afectadas por la instauración de la red de drenaje actual.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

La actividad minera en la zona es muy escasa, no existiendo explotaciones mineras actuales. Se han explotado en otras épocas minas de plomo en el término municipal de Santa Cruz de Nogueras, realizándose la extracción en la ladera Norte del Cerro del Castillo y un primer lavado y concentración en el lavadero situado junto al Río Cámaras, en la carretera entre Santa Cruz de Nogueras y Bádenas.

La formación Caliza de Cistideos (13) es la que ofrece las principales mineralizaciones metalíferas y anomalías geoquímicas sufridas por influencias hidrotermales postectónicas. Se encuentran yacimientos de sulfuros metálicos en la Mina del Hocino, al NO de Luesma (labores antiguas), Barranco de la Cruz, carretera de Bádenas-Cucalón, en su curva más septentrional, mina de antimonio de Lanzuela ($x = 653.170$, $y = 4551.050$).



- 1 - CONTINENTAL (AGUA DULCE)
- 2 - SABKA EVAPORÍTICA
- 3 - LLANURA DE MAREA
- 4 - LAGOON
- 5 - PLATAFORMA INTERNA
- 6 - "BARRERA"
- 7 - PLATAFORMA EXTERNA

Fig.20.- ESQUEMA APROXIMADO DE LA EVOLUCION DE LOS CICLOS DEL CRETACICO SUPERIOR.

Se ha realizado recientemente investigación y reconocimientos mecánicos en la zona comprendida entre Huesa del Común y Blesa, para la localización de yacimientos de carbón en las formaciones del Cretácico inferior con resultados poco prometedores.

La actividad en cuanto a canteras es igualmente baja, explotándose únicamente los niveles arenosos de la Formación Utrillas, en las proximidades del Cerro Otón, junto a la carretera de Huesa del Común a Monforte de Moyuela, en las proximidades de Huesa del Común y en la esquina SE de la hoja, en la carretera de Huesa del Común a Plou.

Se explotan también en pequeñas canteras aisladas los niveles calcáreos del Turoniense empleando el material obtenido fundamentalmente en la construcción.

6.2. HIDROGEOLOGIA

La hoja de Moyuela está ubicada hidráulicamente en la cuenca del Ebro.

Los principales cursos de agua que la recorren son:

- En el Suroeste el Río Huerva, que discurre en dirección Noroeste, entre las sierras de la Pelarda y Oriche, y que será posteriormente regulado en el Embalse de las Torcas, en la vecina hoja de Azuara.
- El Río Cámaras, que nace en el contacto entre los afloramientos paleozoicos y mesozoicos al Norte de la Sierra del Cucalón y discurre en dirección Noreste sobre el paleozoico, recoge las aguas de escorrentía a través de múltiples arroyos y barrancos.
- Los ríos Santa María y Seco, que se unen en Moyuela para formar el Río Moyuela, nacen en la vertiente Norte de las sierras paleozoicas, entre Piedrahita y Rudilla, tienen un carácter estacional y afectado por el régimen pluviométrico.
- El Río Aguasvivas, que se origina en la vertiente Sur de la sierra de Oriche, atraviesa los relieves mesozoicos, encajándose en profundos barrancos y siendo finalmente regulado en el Embalse Moneva. Este río juega un doble papel de drenaje-recarga al atravesar los afloramientos mesozoicos, con lo que actúa como regulador de la recarga-descarga de los acuíferos en función del régimen de lluvias y del nivel estático regional.

La precipitación media de la zona es del orden de 500-700 mm./año, con una distribución muy irregular a lo largo del año.

Hidrogeológicamente, las formaciones susceptibles de constituir acuíferos son varias, destacando por su extensión y/o potencia las siguientes:

- Muschelkalk superior, ya que su carácter dolomítico, la presencia de niveles impermeables en el muro y su extensión en la zona son características que dan a esta formación un alto valor hidrogeológico.
- Carniolas de Cortes de Tajuña (Triás-Jurásico) (34). Su naturaleza dolomítica, karstificada y fracturada, le dan un valor intrínseco de acuífero. Si añadimos el papel del Keuper como nivel impermeable en la base y los niveles calcáreos, permeables por fracturación, de la Formación Cuevas Labradas, hacia el techo, su gran extensión y una potencia media superior a los 100 m., tenemos las condiciones óptimas para pensar que estas formaciones constituyen el acuífero más importante de la zona.
- Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (35). Aunque ya se ha comentado su importancia como techo de la Formación Carniolas del Triás-Jurásico, esta formación, por sí, constituye un acuífero potencial con permeabilidad por fracturación y disolución.
- Cretácico inferior (42). Aunque en principio su carácter calcáreo pudiera darle valor hidrogeológico, su poca potencia y extensión hacen que pierda importancia como acuífero potencial.
- Cretácico superior (46 a 50). Constituye un acuífero importante, tanto por la naturaleza de sus materiales como por su potencia y extensión; únicamente está condicionada la recarga, que en la zona ha de realizarse a partir de la precipitación fundamentalmente y restringida al ámbito de la Sierra de Oriche.
- Terciario. En general, no constituye acuífero importante, aunque localmente pueda ser interesante la explotación de niveles detríticos, sin esperar grandes caudales.

En cualquiera de las formaciones antes mencionadas, excepto el Terciario, tienen gran importancia los fenómenos de karstificación, que, con una distribución irregular, puedan haberse ocasionado, favoreciendo la permeabilidad.

Estructuralmente, la ubicación de posibles captaciones en los acuíferos anteriormente mencionados no presenta graves problemas, y con carácter general, para cualquiera de ellos, deberá tenerse en cuenta el nivel freático de la zona, las potencias y buzamientos de las formaciones suprayacentes, con objeto de hacer coincidir en lo posible la captación con la máxima potencia saturada del acuífero a explotar.

La calidad de las aguas que se explotan de los acuíferos mencionados no deben, en general, presentar problemas.

Serán aguas bicarbonatadas cálcicas y únicamente pueden presentarse problemas de aumento de la salinidad, en el acuífero dolomítico del Muschelkalk por disolución de yesos en la Formación Keuper o por

la misma razón si en la explotación de las Carniolas del tránsito Trías-Jurásico se abaten los niveles excesivamente.

Las necesidades actuales en materia de aguas son escasas, dada la baja densidad de población y otros condicionantes climáticos que no favorecen la agricultura de regadío, por lo que en general dichas necesidades están cubiertas a partir de las aguas superficiales, que permiten el abastecimiento humano y el regadío en pequeñas zonas hortofrutícolas muy localizadas.

Para asegurar su abastecimiento futuro, en la población de Moyuela, el Servicio Geológico de la Diputación Provincial de Zaragoza ha realizado un sondeo cuyo objetivo hidrogeológico eran las Formaciones Carniolas de Cortes de Tajuña y Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (34 y 35).

7. BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R.; FEIST, M.; HUGUENEY, M.; MEIN, P.; MOISSENET, E. (1982): «L'age et la mise en relief de la formation detritique culminante de la Sierra Pelarda (Prov. Teruel, Espagne)». C. R. Acad. Sc. Paris, 295:231-236.
- AGUIRRE E.; DÍAZ MOLINA, M., y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976): «Datos paleo-mastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central española». *Trab. Neog. Cuatern.*, núm. 5, págs. 7-29.
- ALVARO M.; CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1978): *Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica*. Acta Geol. Hispánica. Libro homenaje al profesor Solé Sabarís. Barcelona (en prensa).
- ANCOECHEA, E.; PERNI, A., y HERNÁN, F. (1980): «Caracterización geoquímica del vulcanismo del área de Atienza (Provincia de Guadalajara, España)». *Estudios Geol.*, 36, 327-337.
- ARTHAUD, F., y MATTE, PH. (1975): «Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstruction des conditions de la deformation». *Tectonophysics*, V, 25, págs. 139-171.
- ARTHAUD, F., y MATTE, PH. (1977): «Late Paleozoic strike slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals». *Geol. Soc. Amm. Bull.* V. 88, págs. 1305-1320.
- CANEROT, J. *et al.* (1982): «Ibérica Central y Maestrazgo» en *El Cretácico de España*. Univ. complutense Madrid, págs. 273-344.
- CAPOTE, R. (1985): *La tectonica del Precámbrico inferior del Valle del Jalón*. XIX Curso de Geol. Práctica de Teruel, págs. 18-29. Gutiérrez Elorza y Peña, Edts. Teruel, 1985.

- CAPOTE, R., y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1983): «La estructura en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica». En *Geología de España, Libro Jubilar J. M. Ríos*, tomo I, págs. 513-529.
- CARLS, P. (1962): «Erläuterungen zur geologischen Kartierung bei Luesma und Fombuena in den Östlichen Iberischen Ketten, NE Spanien». Dipl. Arb. Univ. Würzburg, 91 págs., figs. 1-29, 1 mapa geol., 3 figs. anexas (inédito).
- (1965): «Jung Silurische und Unterdevonische Schichten der Örtlichen Iberischen Ketten (NE Spanien)». Diss. Math.-naturwiss. Fak. Univ. Würzburg., 155 págs. fig. 1, 1 mapa geol., 4 anexos (inédito).
- (1969): «Die conodonten des tieferen Unter-Devons der Guadarrama (Mittel-Spanien) und die Stellung des Grenzbereiches Lochkovium/Pragium nach der rheinischen Gliederung». *Senckenbergiana lethaea*, vol. 50 (4): 303-355, figs. 1-4, láms. 1-4, Frankfurt am Main.
- (1971): «Stratigraphische Übereinstimmungen im höchsten Silur und tieferen Unter-Devon zwischen keltiberien (Spanien) und Bretagne (Frankreich) und das Alter des Grés de Gfoumont (Belgien)». *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1971 (4): 195-212, Stuttgart.
- (1974): «Die Proschizophoriinae (Brachiopoda; Silurium-Devon) der Östlichen Iberischen Ketten (Spanien)». *Senckengergiana lethaea*, 55 (1/2): 153-227, figs. 1-4, láms. 1-13, Frankfurt.
- (1975): «The Ordovician of the Eastern Iberian Chains near Fombuena and Luesma». *N. Jb. Geol Palaont. Abh.*, 152 (2): 127-146, figs. 1-2, tab. 1, Stuttgart.
- (1975): «Zusätzliche Conodonten-Funde aus dem tieferen Unter-Devon Keltiberiens (Spanien)». *Senckenbergian Lethaea*, 56: 399-428, fig. 1, láms. 1-3, Frankfurt am Main.
- (1977): «The Silurian-Devonian boundary in northeastern and central Spain». In: MARTINSSON, A. (Ed.): «The Silurian-Devonian Boundary». *Internat. Un. Geol. Sci. (A)* 5: 143-158, figs. 1-7, Stuttgart.
- (1983): «La Zona Asturoccidental-leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico». En COMBA, J. M. (Edit.): «Libro jubilar J. M. Ríos» (3). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 11-32, fig. 1-6, Madrid.
- (1985): «Howellella (Hysterohowellella) knetschi (Brachiopoda, Spiriferacea) aus dem tiefen Unter-Gedinnium keltiveriens-Senckenbergiana lethaea», 65 (4-6), 297-326, figs. 1-5, láms. 1-2, Frankfurt am Mein.
- (1986): «Ein Vorschlag zur biostratigraphischen Redefinition der Grenze Gedinnium/Siegenium und benachbarter Unter-Stufen». I. Teil: Stratigraphische Argumente und korrelationen. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 87, 12 figs. (en prensa). Frankfurt am Mein.
- CARLS, P., y GANDL, J. (1967): «The lower Devonian of the Eastern Iberian Chains (NE Spain) and the distribution of its Spiriferacea, Arcastari-

- nae and Asteropyginae». In: OSWALD, D. H. (Ed.): *Internat. Symp. Devonian Syst.*; Calgary, 1967, 2: 453-464, figs. 1-3; Calgary/Alberta (Alberta Soc. Petroleum Geologists).
- (1969): «Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der Östlichen Iberischen Ketten (NE Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* V. 132 (2): 155-218, figs. 1-3, tab. 1, láms. 15-20. Stuttgart.
- CARLS, P.; GANDL, J.; GROSS-UFFENORDE, H.; JAHNKE, H., y WALLISER, O. H. (1972): «Nene Daten zur Grenze Unter/Mittel-Devon». *Newsl. Stratigr.*, 2 (3): 115-147, figs. 1-7, tabs. 1-2, Leiden.
- CARLS, P., y HEDDEBAUT, C. (1980): «Les Brachiopodes Spiriferida». En PLUSQUELLEC, Y. (Ed.): *Les Schistes et Calcaires de l'Armorique (Dévonien Inférieur, Massif Armoricain), sédimentologie-paléontologie-stratigraphie*. Mem. Soc. Geol. Mineral. Bretagne, 23: 215-122, figs. 1-2, pls. 30-33, Rennes.
- CARLS, P., y LAGES, R. (1983): «Givetium und Ober-Devon in den Östlichen Iberischen Ketten (Spanien)». *Z. dt. geol. Ges.*, 134: 119-142, figs. 1-3, Hannover.
- CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B., y LE MENN, J. (1975): «Les Echinodermes (Cystoïdes et Crinoïdes) de l'Ordovicien supérieur de Luesma (Sud de l'Aragon, Espagne)». *Estudios geol.*, 31, 351-364, figs. 1-4, 3 láms., Madrid.
- CHAUVEL, J., y LE MENN, J. (1979): «Sur quelques Echinodermes (Cystoïdes et Crinoïdes) de l'Ashgill d'Aragon (Espagne)». *Geobios*, 12, 549-587.
- CONTE, J. C.; GASCON, F.; LAGO SAN JOSÉ, M., y CARLS, P. (1986): «Materiales Stephano-Pérmicos en la fosa de Fombuena (Provincia de Zaragoza)», *Boletín Geol. Min.* (en prensa).
- CORTÁZAR, A. (1885): «Bosquejo físico-geológico y minero de la Provincia de Teruel». *Bol. Com. Geol. España*, 12: 263-607 (1-345), figs. 1-40, 2 láms., Madrid.
- DEREIMS, A. (1898): «Rechercher géologiques dan le sud de l'Aragon». *Théses Fac. Sci.*, Paris 1-199, figs. 1-46, láms. 1-2, Lille.
- DONAYRE, F. (1873): «Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza». *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 1: 1-125, Madrid.
- GANDL, J. (1972): «Die Acastavinal und Asteropyginae (Tribolita) Keltiberiens (NE Spanien)». *Abh. senckenberg, naturforsch. Ges.*, 530, 1-184, figs. 1-20, láms. 1-15. Frankfurt am Main.
- GLADFELTER, B. G. (1971): «Meseta and Campiña landforms in Central Spain. A geomorphology of the Alto Henares Basin». The University of Chicago. *Departament of Geological Research Paper*, núm. 130, 204 págs
- GÓMEZ, J. J., y GOY, A. (1979): «Las unidades litoestratigráficas del Jura-

- sico medio y superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica». *Est. Geol.* V, 35, págs. 569-598.
- GONZÁLEZ, A.; PARDO, G.; VILLENNA, J.; PÉREZ, A. (1984): «Estratigrafía y Sedimentología del Terciario de la Cubeta de Alloza (Prov. de Teruel)». *Boletín Geológico y Minero*, XCV-V: 407-428.
- GOY, A.; GÓMEZ, J. J., y YÉBENES, A. (1976): «El jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas». *Est. Geol.* V, 32 págs. 391-423.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1980): *Graptolitos del Ordovícico del Sistema Ibérico*. Tesis de licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, 186 págs., figs. 1-8, láms. 1-13 (inédito).
- HAFENRICHTER, M. (1979): «Paläontologisch-Ökologische und Lithofazielle Untersuchungen des "Ashgill-Kalkes" (Jungordovizium) in Spanien. *Arb. Paläont. Int. Würzburg*, 3, 1-139, láms. 1-19. Würzburg.
- HAMMAN, W. (1983): «Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik». *Abh. senckenberg naturforsch. Ges.*, 542: 1-177, fig. 1, lám. 1, Frankfurt am Mein.
- (1976): «The Ordovician of the Iberian Peninsula a Review». In (M. G. Basset, edit.): *The Ordovician System, proc. Paleont. Ass. symposium*, Birmingham, September 1974: 387-409, figs. 1-2, Univ. Wales Press & National Mus. Wales, Cardiff.
- HAMMAN, W.; ROBARDET, M., y ROMANO, M. (1982): «The Ordovician System in Soutwestern Europe (France, Spain and Portugal)». *Internat. Un. Geol. Sci.*, 11: 1-47.
- HARENRICHTER, M. (1980): «The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain», *Pat. II: «The Ordovician/Silurian boundary in Spain»*. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 160: 138-148, fig. 1, Stuttgart.
- IBAÑEZ, M.^a J. (1976): «El piedemonte Ibérico bajoaragonés. Estudio geomorfológico». CSIC, 523 págs., Madrid.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. IGME.
- KOLB, S. (1978): «Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes S. Cerveruela in den Östlichen, Iberischen Ketten (NE-Espanien)». *Diplom. Arbeit Univ. Würzburg*. 1-122, figs. 1-53, láms. 1-7, 1 mapa geol., 1 anexo (inédito).
- LAGO SAN JOSÉ, M.; CONTE, J. C., y POCOVÍ, A. (1986): «Petrología y Geoquímica de rocas volcánicas en la Depresión del Cámaras (Zaragoza-Teruel).
- LOTZE, F. (1929): «Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien)». *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. Kl. T. 14* (2) 320 págs.
- MANSOURIAN, E. (1974): «Erläuterungen zur geologischen kaslierungdes

- gebietes im raun. Murero-Ateca-Monton in der Westlichen Iberischen Ketten (NE Spanien). Dipl. Arb. Würburg., págs. 1-98.
- MELÉNDEZ, B. (1944): «Contribución al estudio del Paleozoico aragonés». Trab. Inst. cienc. Nat. José de Acosta, Ser. Geol., 3, 1-1, 14, figs. 1-35, tab. 1, láms. 1-25, Madrid.
- (1959): «Los Echinospaerites del Silúrico de Luesma (Zaragoza)». Estudios geol., 15: 269-276, fig. 1, lám., Madrid.
- MELÉNDEZ, B., y HEVIA, I. (1947): «La fauna ashgilliense del silúrico aragonés». *Bol. Univ. Granada*, 83: 1-17, fig. 1, lám., Madrid.
- MÖHL, J. (1965): «Erläuterungen zur geologischen Kartierung bei Bádenas in den Östlichen Iberischen Ketten». Dipl. Arb. Univ. Würzburg, 1-58, figs. 1-27, 1 mapa geol., 3 anexos (inédito).
- MONNINGER, W. (1973): «Erläuterungen zur geologischen Kartierung im Gebiet um Olalla (prov. de Teruel) (NE-Spanien)». Dipl. Arb. Univ. Würzburg, 1-140, figs. 1-60, tabs. 1-3, láms. 1-4, 1 mapa geol., 2 anexos (inédito).
- MUÑOZ, M.; ANCOECHA, E.; SAGREDO, J.; DE LA PEÑA, J. A.; HERNÁN, F.; BRANDIE, J. L., y MARFIL, R. (1985): «Vulcanismo Permo-Carbonífero de la Cordillera Ibérica». X Congrès Int de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, IGME, Madrid, págs. 27-52.
- NAVIDAD, M. (1983): «El vulcanismo Permo-Carbonífero de la Rama Occidental de la Cordillera Ibérica y margen Ibérico (Petrología y Geoquímica)». Fundación Juan March. Serie Universitaria, 202, 63 págs.
- PARGA, J. R. (1969): «Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». trab. Lab. Geol. Lage, núm. 37, págs. 3-17.
- PAUL, D. (1969): «Erläuterungen zur geologischen Kartierung zwischen Ferruela del Huerva und Bádenas in dem Östliche Iberische Ketten (NE-Spanien)». Dipl. Arb. Univ. Würzburg, 1-26, fig. 1-50, 1 mapa geol., 1 anexo (inédito).
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J. M., y BERTOLIN, M. (1971): «Las series continentales al Este de la Sierra de Altomira». I Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econom. T. I, Secc. 1, págs. 357-376.
- PÉREZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J., y GONZÁLEZ, A. (1983). Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno de la cubeta de Montalbán (Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* 81 (3-4):197-223.
- PÉREZ, A.; AZANZA, B.; CUENCA, G.; PARDO, G., y VILLENA, J. (1985): «Nuevos datos estratigráficos y paleontológicos sobre el Terciario del borde Meridional de la Depresión del Ebro (Prov. Zaragoza)». *Estudios Geol.*, 41 (5-6): 405-411.
- PEÑA, J. L.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; LOZANO, M. V.; RODRÍGUEZ, J.; SÁNCHEZ, M.; SIMÓN, J. L.; SORIANO, A., y YETANO, M. (1984): «Geomorfología de la provincia de Teruel Instituto de Estudios Terolenses C.S.I.C. Diputación Provincial de Teruel, 149 págs.
- QUARCH, H. (1975): «Stratigraphie und Tektonik des Jungpaläozoikums im

- Sattel von Montalbán (Östliche Iberische Ketten, NE Spanien)». *Geol. Jb*, B16: 3-43, figs. 1-3, tab. 1, láms. 1-4. Hannover.
- RACHEBOEUF, P. R. (1981): «Chonétacés (brachiopodes) siluriens et dévoniens du Sud-ouest de l'Europe (Systematique-Phylogenie-Biostratigraphie-Paléobiogéographie)». *Mem. Soc. geol. mineral. Bretagne* 27: 1-294, figs. 1-95, tabs. 1-3, láms. 1-35, Rennes.
- SCHEUPLEIN, R. (1967): «Erläuterungen zur geologischen Kartierung bei Monforte de Moyuela und rudilla in dem Östlichen Iberischen Ketten». *Dipl. Arb. Univ. Würzburg*, 1-66, figs. 1-25, 1 mapa geol., i anexo (inérito).
- SCHMIDT-THOME, M. (1968): «Beiträge zur Feinstratigraphie des Unterkambriums in den Iberischen Ketten (Nordost-Spanien)». *Diss. Univ. Würzburg*, págs. 1-141.
- SIMÓN, J. L. (1979): «Modelo evolutivo de la tectogénesis alpina en la región del Guadalupe, entre Aliaga y Calanda (Teruel)». *Tesis Lic, Univ. Compl. Madrid*, 180 págs.
- (1981): «Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica». *Rev. Teruel*. GS: 195-209.
- SDZUY, K. (1961): «Das Kambrium Spaniens. Teil 2: Trilobiten». *Acad. Wiss. Lit. Mainz. Abh. Natur. T.* 7-8, págs. 218-411, Mainz.
- (1971): «Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica». *Publ. I Congr. Luso Amer. Geol. Econom. T. 2, Secc. 1*, págs. 753-768.
- SORIANO, A. (1982): «Investigaciones geomorfológicas en la región Muel-Fuendetodos (prov. Zaragoza)». *Tesis de Licenciatura*, 123 págs. *Fac. Ciencias Zaragoza* (inérita).
- SORIANO, A., y GUTIÉRREZ, M. (1983): «Notas geomorfológicas de la región Muel-Fuendetodos (prov. de Zaragoza)». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 81 (1-2), págs. 99-110.
- VILLAS, E. (1979): «Estudio Geológico y Paleontológico del Ordovícico de los alrededores de Alpartir (Cadenas Ibéricas Orientales, NE de España)». *Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne* (C), 12: 77-91, fig. 1, Rennes.
- (1980): «El Ordovícico de los alrededores de Alpartir (Cadenas Ibéricas Orientales, NE de España)». *Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne* (C), 12: 77-91, fig. 1, Rennes.
- (1983): «Las formaciones del Ordovícico medio y superior de las Cadenas Ibéricas y su fauna de braquiópodos». *Estudios Geológicos*, 39: 359-377, fig. 1, Madrid.
- (1984): «Braquiópodos del Ordovícico medio y superior de las Cadenas Ibéricas Orientales». *Mem. Mus. Paleont. Univ. Zaragoza*, 1 (12): 1-153, figs. 1-13, tabs. 1-55, láms. 1-34 (en págs. 155-226), Zaragoza.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España