



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

40

7-5

## MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:200.000



Planimetric edition

# DAROCA



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

## MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:200.000

# DAROCA

Primera edición

MADRID, 1991

Fotocomposición: Lagos Cartografía, S. L.  
Montevideo, 33. 28020 Madrid

Imprime: Gráficas Rogar, S. A.

Depósito Legal: M-43.221-1991

NIPO: 232-91-002 X

Esta Hoja y su Memoria han sido elaboradas por INTECSA durante los años 1985, 1986 y 1987, bajo normas, dirección y supervisión del ITGE.

El equipo que ha participado en su realización es el siguiente:

V. Gabaldón (ITGE).	Dirección del Proyecto.
A. Lendínez (INTECSA).	Jefe de Proyecto.
E. Ferreiro (INTECSA).	Coordinación, cartografía y memoria.
V. Ruíz (INTECSA).	Cartografía y memoria.
F. López de Alda (INTECSA).	Cartografía.
M. Valverde (INTECSA).	Cartografía.
A. Lendínez (INTECSA).	Sedimentología del Buntsandstein y memoria.
M. Lago San José (U. Zaragoza).	Magmatismo (Cartografía y memoria).
A. Meléndez (U. Zaragoza).	Sedimentología del Muschelkalk y Cretácico, y memoria.
G. Pardo (U. Zaragoza) L. Ardevol y J. Villena (U. Zaragoza).	Sedimentología de las Fms. Escucha y Utrillas y memoria.
J. Villena, A. Pérez, G. Pardo y A. González (U. Zaragoza)	Sedimentología del Terciario.
A. Hernández (CGS).	Sedimentología del Paleozoico y memoria.
M. Alvaro (CGS).	Tectónica y memoria.
M. C. Leal (CGS).	Micropaleontología.
M. Aguilar Tomás (CGS).	Petrografía de rocas sedimentarias.
J. J. Gómez (U. Complutense de Madrid).	Sedimentología de carbonatos del Jurásico y memoria.
P. Carls y colaboradores (U. de Würzburg).	Datos cartográficos inéditos del Paleozoico y memoria.

# ÍNDICE

	Pág.
0. INTRODUCCIÓN .....	1
1. ESTRATIGRAFÍA .....	3
1.1. Precámbrico .....	3
1.1.1. Formación pizarras de Paracuellos (4). Precámbrico .....	3
1.2. Paleozoico .....	3
1.2.1. Cámbrico .....	3
1.2.1.1. Formaciones Bámbola, Embid, Jalón, Ribota, Huérmeda y Daroca. Pizarras, areniscas, pizarras arcillosas, dolomías, calizas y cuarcitas (5). Cámbrico inferior .....	3
1.2.1.2. Formaciones Valdemiedes y Murero. Pizarras, areniscas y limolitas calcáreas (6). Cámbrico inferior-medio .....	6
1.2.1.3. Formaciones Embid, Jalón, Ribota, Huérmeda, Daroca y Valdemiedes. Areniscas, cuarcitas, pizarras y dolomías (7). Cámbrico inferior medio .....	7
1.2.1.4. Formación Almunia. Areniscas, cuarcitas y pizarras (8). Cámbrico medio-superior .....	7
1.2.2. Ordovícico .....	9
1.2.2.1. Formación Valconchán. Pizarras, cuarcitas y areniscas (10). Tránsito Cámbrico superior-Tremadociense .....	9
1.2.2.2. Formación Borrachón. Pizarras, niveles de cuarcitas y areniscas (11). Tremadociense .....	10
1.2.2.3. Formación Deré. Pizarras y cuarcitas (12). Tremadociense .....	10
1.2.2.4. Formación Santed. Pizarras, cuarcitas y niveles de conglomerados (13). Tremadociense-Arenigiense .....	11
1.2.2.5. Formación Cuarcita Armoricana. Cuarcitas y niveles de pizarras (14). Arenigiense .....	11
1.2.2.6. Formaciones Castillejo, Fombuena y Caliza de Cistideos. Pizarras, areniscas, cuarcitas, calizas y margas (15). Llanvirniense superior-Ashgiliense medio .....	12
1.2.3. Silúrico .....	13
1.2.3.1. Formaciones Orea y Cuarcita Blanca. Pizarras y cuarcitas (16). Llandoveryense inferior .....	13
1.2.3.2. Formación Bádenas. Pizarras, limolitas y cuarcitas (17). Llandoveryense superior-Ludlowiense inferior .....	13
1.2.4. Devónico .....	14
1.2.4.1. Formaciones Luesma, Nogueras y Santa Cruz. Cuarcitas, pizarras y areniscas (18). Tránsito Silúrico-Devónico. Pridoliense-Siegeniense superior .....	14
1.2.4.2. Formaciones Mariposas, Castellar, Ramblar, Loscos, Peña Negra y Molino. Calizas, margas, cuarcitas y pizarras arcillosas (19). Siegeniense superior-Emsiense superior .....	15
1.2.4.3. Formaciones Monforte, Moyuela, Recutanda, Barreras, Salobral y Cabezo Agudo. Pizarras, niveles de calizas y alternancia de pizarras y areniscas (20). Eifeliense-Givetense .....	16
1.2.4.4. Formaciones Huesa, Bandera y Fuempudrida. Pizarras, areniscas y pizarras arcillosas (22). Frasnense Inferior-Fameniense .....	17
1.2.5. Carbonífero .....	17
1.2.5.1. Formaciones Segura y La Hoz. Pizarras, cuarcitas y areniscas (23). Namuriense .....	17
1.2.5.2. Formaciones Armillas, Peñarroyas, Montalbán y Torre. Areniscas y Pizarras (24). Westfaliense .....	18
1.2.6. Pérmico .....	18
1.2.6.1. Formación Ermita. Lutitas, areniscas, conglomerados y tobas volcánicas (25). Autuniense .....	19
1.2.6.2. Formación Montesoro. Lutitas rojas, areniscas, conglomerados, cineritas, tobas y suelos calcimorfos (26). Saxoniense .....	19

	Pág.
1.3. Triásico .....	19
1.3.1. Areniscas, arcillas, conglomerados y brechas (28). Facies Buntsandstein.....	19
1.3.2. Dolomías tableadas, margas y dolomías en bancos (29). Facies Muschelkalk ..	24
1.3.3. Margas abigarradas (30). Facies Keuper .....	31
1.4. Jurásico .....	31
1.4.1. Formaciones dolomías tableadas de Imón, Carniolas de Cortes de Tajuña y calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (31). Rethiense-Pliensbachienne .....	33
1.4.2. Formaciones Margas grises del Cerro del Pez y Calizas bioclásticas de Barahona (32). Pliensbachienne .....	52
1.4.3. Formación alternancia de margas y calizas de Turmiel (33). Toarciense .....	55
1.4.4. Formación carbonatada de Chelva. Calizas, dolomías, calizas oolíticas y con nódulos de sílex (34). Toarciense superior-Oxfordiense .....	60
1.4.5. Formaciones margas de Sot de Chera y Ritmita calcárea de Loriguilla (35). Oxfordiense medio-Kimmeridgiense inferior .....	72
1.4.6. Formación calizas con oncolitos de Higuieruelas (37). Kimmeridgiense-Portlandiense .....	78
1.4.7. Arenas y arcillas (39). Facies Purbeck .....	82
1.5. Cretácico Inferior .....	82
1.5.1. Surco Ibérico suroccidental .....	82
1.5.1.1. Formación calizas de la Huérquina. Arcillas, calizas y areniscas (40). Hauteriviense-Barremiense inferior .....	82
1.5.2. Sector Maestrazgo (Cubeta de Oliete).....	83
1.5.2.1. Formación margas y calizas de Blesa (44). Hauteriviense superior-Barremiense .....	86
1.5.2.2. Formación calizas de Alacón (45). Barremiense superior-Aptiense inferior.....	90
1.5.2.3. Formaciones margas de Forcall y calizas de Oliete (46). Aptiense inferior-Aptiense medio.....	92
1.5.3. Sector Maestrazgo (Cubeta de Aliaga).....	94
1.5.3.1. Formación areniscas de Camarillas. Areniscas y arcillas (47). Hauteriviense superior-Barremiense .....	95
1.5.3.2. Formaciones Calizas y margas de Ares del Maestre, arcillas de Morrell y calizas y margas de Chert (48). Barremiense-Aptiense inferior.....	95
1.5.3.3. Formaciones margas de Forcall y calizas de Villarroya de los Pinares (49). Bedouliense superior-Gargasiense .....	98
1.5.4. Sector Maestrazgo .....	101
1.5.4.1. Formación lignitos de Escucha. Arenas, arcillas y niveles de lignito (51). Aptiense superior-Albiense inferior .....	101
1.6. Cretácico inferior-superior.....	107
1.6.1. Formación arenas de Utrillas (41). Albiense inferior-Cenomaniense inferior...	107
1.7. Cretácico superior.....	113
1.7.1. Sector Central de la Cordillera Ibérica .....	114
1.7.1.1. Formaciones arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas, calizas dolomíticas de Nuévalos, calizas nodulosas de Monterde y calizas bioclásticas de Jaraba (42). Cenomaniense inferior-Turonienne .....	114
1.7.1.2. Formaciones calizas dolomíticas del Embalse de la Tranquera, calizas de Montoria del Pinar, calizas del Burgo de Osma, dolomías, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos, y calizas con cantos negros de la Sierra de la Pica (43). Coniaciense-Mastrichtiense .....	124
1.7.2. Maestrazgo.....	132
1.7.2.1. Formaciones calizas y margas de la Mosqueruela y dolomías del Barranco de los Degollados (52). Cenomaniense inferior-Turonienne .....	132

	<u>Pág.</u>
1.7.2.2. Formaciones calizas de los Organos de Montoro, margas y calizas de La Cañadilla y calizas de Fortanete (53). Coniaciense-Maastrichtiense .....	135
1.8. Terciario .....	138
1.8.1. Areniscas, conglomerados y calizas con «Vidaliella» (54). Paleoceno. UTS T1 ..	141
1.8.2. Conglomerados y arcillas (55); arenas, limos, niveles de conglomerados y arcillas rojas (56); Calizas y margas (57). Paleoceno-Oligoceno inferior. UTS T2 ..	145
1.8.3. Arenas y arcillas (58); calizas y margas (59). Oligoceno (Sueviense-Arverniense). UTS T3 .....	151
1.8.4. Conglomerados y arcillas (60); arenas con niveles de conglomerados y arcillas (61); calizas (62). Oligoceno-Mioceno (Arverniense-Ageniense) UTS T4 ...	154
1.8.5. Conglomerados (63); arcillas rojas y conglomerados (64); Calizas margosas y margas (65); margas yesíferas y yesos (66). Mioceno (Ageniense-Aragoniense). UTS T5 y UTS T6 .....	159
1.8.6. Conglomerados y arcillas (67); arcillas y niveles arenosos (68); calizas (69). Mioceno (Aragoniense superior-Turolense) UTS T7 .....	169
1.8.7. Conglomerados (70); calizas y margas (71). Mio-Plioceno (Turolense-Ruscinense) UTS T8 .....	172
1.8.8. Conglomerados (72); arcillas, arenas y niveles de conglomerados (73); calizas y margas (74). Plio-Cuaternario. UTS T9 y UTS T10 .....	174
1.9. Cuaternario .....	176
1.9.1. Cantos de cuarcita, arenas y limos (75). Rañas y terrazas antiguas .....	176
1.9.2. Arcillas y limos asociados a la laguna de Gallocanta (76) .....	176
1.9.3. Cuaternarios fluviales (77). Gravas y arenas .....	176
1.9.4. Glacis (78). Arcillas y cantos sueltos .....	176
1.9.5. Cantos de cuarcita y pizarra, limos y arcillas (79). Conos de deyección ..	176
1.9.6. Canchales, suelos y derrubios (80) .....	176
2. TECTÓNICA .....	177
2.1. Marco tectónico regional .....	178
2.2. Ciclo hercínico .....	178
2.2.1. El macizo de El Pobo-Sierra Menera .....	180
2.2.2. El macizo de Ateca-Daroca .....	181
2.2.3. El macizo de Calatayud-Montalbán .....	182
2.2.4. Interpretación general de la estructura hercínica .....	186
2.2.5. La etapa tardihercínica .....	188
2.2.6. Recapitulación y conclusiones .....	189
2.3. Ciclo alpino .....	190
2.3.1. Evolución tectónica durante el Mesozoico .....	190
2.3.2. El período aulacogénico (Triásico y Jurásico) .....	190
2.3.3. La distensión cretácica .....	191
2.4. La estructura alpina .....	193
2.4.1. Zonación tectónica y dominios estructurales .....	193
2.4.2. La compresión .....	200
2.4.3. La distensión .....	202
3. PETROLOGÍA .....	205
3.1. Rocas intrusivas (1) microgabro de Loscos .....	208
3.2. Manifestaciones volcánicas y subvolcánicas (2). Basaltos, andesitas basálticas, andesitas s.l., dacitas y riolitas .....	208
3.3. Manifestaciones explosivas (3). Productos piroclásticos .....	210
3.4. Alteraciones, metamorfismo, edad, geoquímica e implicaciones geodinámicas .....	211
4. HISTORIA GEOLÓGICA .....	215

	<u>Pág.</u>
5. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	223
5.1. Minería y canteras .....	223
5.2. Hidrogeología .....	225
6. BIBLIOGRAFÍA.....	229



## 0. INTRODUCCIÓN.

La Hoja 1:200.000 de Daroca se encuentra situada en la zona centro-oriental de la Cordillera Ibérica abarcando parte de sus ramas Castellana y Aragonesa. En el centro, la Fosa de Calatayud-Teruel divide el núcleo paleozoico de la Rama Aragonesa del de la Rama Castellana mientras que en su esquina nororiental se encuentra representado el borde de la Depresión del Ebro.

Administrativamente forma parte de las Comunidades Autónomas de Aragón y Castilla-La Mancha. De la primera, las provincias de Zaragoza y Teruel, y de la segunda una pequeña parte de la provincia de Guadalajara.

La fisiografía de la Hoja está estructurada por las Sierras de Caldereros y Menara en el SO, con alturas superiores a los 1.500 m; las Sierras de Pardos y Santa Cruz en el ángulo NO, con alturas de más de 1.400 m; Sierras de Vicort, Espigar y Modorra en el N, con alturas de alrededor de los 1.300 m; Sierras de Cucalón y Oriche en la zona Central de la Hoja, con cotas próximas a los 1.480 m, y las Sierras de Lidón y San Just en el Sur, esta última con cotas que rozan los 1.530 m.

La hidrología de la Hoja se encuentra bajo el dominio de dos cuencas hidrográficas. La primera de ellas es la Cuenca del Tajo, cuyo tributario el río Gallo es el de mayor relevancia, y la segunda, y más importante por la extensión que ocupa, es la Cuenca del Ebro, con numerosas subcuencas, de las que caben destacar la del río Jalón, con su afluente el río Piedra, la del río Jiloca cuyo curso recorre la Hoja de Sur a Norte, a lo largo de la Fosa Calatayud-Teruel, importante vía de comunicación, y la de los ríos Huerva-Aguasvivas y río Martín.

Respecto a las zonas húmedas, aparte de los embalses de Moneva (río Moyuela), Foradada (río Martín), Las Torcas (río Huerva) y Tranquera (río Piedra), cabe destacar por su interés ecológico las lagunas de Gallocanta y Zaida, situadas éstas en la provincia de Zaragoza en el límite con la de Teruel, en los términos municipales de Gallocanta y Berrueco. También de interés dentro de la Hoja es el Monasterio de Piedra, lugar en el que se combinan factores geológicos e hidrogeológicos, cuyo resultado es un paraje singular de gran belleza.

Desde el punto de vista geológico, esta Hoja se encuentra constituida por un zócalo formado a partir de materiales del Precámbrico y Paleozoico, deformados por la Orogenia Hercínica y sobre los que se depositan discordantemente materiales del Pérmico, Mesozoico y Terciario, deformados a su vez por las distintas fases que constituyen la Orogenia Alpina. Estos últimos guardan una dirección estructural dominante NO-SE (Dirección Ibérica), con vergencias al SO en la parte occidental (Rama Castellana) y hacia el N y NE en la oriental (Rama Aragonesa).

La evolución sedimentológica y tectónica corresponde a un modelo de aulacógeno, según ALVARO et al (1978) y CAPOTE et al (ITGE, 1980), posteriormente comprimido y deformado por las fases alpinas.

Para la realización de esta Hoja y su memoria se han utilizado los datos de las 16 Hojas E. 1:50.000 y sus Memorias (2.ª serie, MAGNA) que componen este mapa, después de revisadas y adaptadas a la escala 1:200.000.

Además, se han incorporado nuevos datos cartográficos inéditos del Paleozoico de las zonas de Montalbán y Olalla facilitados por P. CARLS y que pertenecen a las tesis doctorales de H. QUARCH y W. MONNINGER.

La cartografía del Terciario se ha adaptado al sistema de análisis secuencial mediante Unidades Tecto-Sedimentarias (UTS) de GARRIDO (1973) que considera rupturas sedimentarias de segundo orden en el sentido de DELFAUD (1969, 1972). En algunas de las Hojas E. 1:50.000 se ha reelaborado totalmente la cartografía, ya que el avance de conocimientos alcanzado desde su realización así lo ha permitido.

Se han llevado a cabo estudios sedimentológicos de los Sistemas presentes en la Hoja. Para ello se han levantado y muestreado más de 60 columnas estratigráficas nuevas e inéditas y se han revisado más de 40 de las ya existentes.

Por último, el magmatismo ha sido tratado exhaustivamente, incorporando datos geoquímicos inéditos que incluyen análisis de elementos traza, análisis químicos y petrográficos.

## 1. ESTRATIGRAFIA.

### 1.1. PRECÁMBRICO.

#### 1.1.1. Formación pizarras de Paracuellos (4). Precámbrico.

Dentro de la Hoja existe un pequeño afloramiento en las cercanías de la localidad de Codos.

Su representación cartográfica ha sido exagerada por su particular interés.

Su litología es de pizarras grisverdosas con algunos niveles delgados de cuarcita. Parte del diaclasado presenta relleno de cuarzo.

La correlación de este afloramiento con los de la localidad tipo fue hecha por BARTSCH (1966) y TEYSSENT (1980).

### 1.2. PALEOZOICO.

El Paleozoico en la Hoja de Daroca aflora en tres franjas de dirección NO-SE. Las dos de mayor extensión forman la Rama Castellana (Sierra de Pardos y Santa Cruz) y la Rama Aragonesa (Sierras de Vicort-Cucalón), de la Cordillera Ibérica. El afloramiento de menor extensión constituye los resaltes de Sierra Menera, en el borde SO de la Hoja.

En la Rama Castellana afloran materiales que van desde el Cámbrico inferior hasta el Ordovícico (Arenig.) en serie continua. En la Rama Aragonesa, por el contrario, se extienden hasta el Carbonífero, aunque por lo general con peor calidad de afloramientos debido a causas tectónicas, y a la mala exposición de algunas formaciones como la Formación Embid y Formación Jalón (Cámbrico inferior) y algunos tramos del Devónico medio y superior.

Esta diferenciación en tres sectores obedece a criterios estructurales ya que desde el punto de vista sedimentológico no se han apreciado diferencias significativas en la horizontal dentro de cada formación cartográfica, lo que confirma la existencia durante esta época de cuencas sedimentarias de gran amplitud.

En cuanto a los datos bibliográficos existentes, se inician con la subdivisión del Grupo Ibérico realizada por LOTZE (1929). Posteriormente, y siguiendo esta misma línea, LOTZE junto con SDZUY (1961) llevan a cabo la biozonación y subdivisión del Cámbrico inferior y medio, modificadas más tarde por SDZUY (1971). Asimismo, JOSOPAIT (1972) y WOLF (1980) participan en la subdivisión estratigráfica utilizada para el Cámbrico y Ordovícico en la presente Hoja. SCHMITZ (1971) realiza un interesante estudio sobre la estratigrafía y tectónica del Paleozoico al norte de Ateca. CARLS (1962, 1975) estudia el Ordovícico y Silúrico de una zona comprendida entre Luesma y Fombuena y

junto a GANDL (1967, 1969) completa el estudio del Devónico de la región. Otros trabajos de interés general o local se deben a BARTSCH (1966), MANSOURIAN (1974), MONNINGER (1973), PAUL (1969), QUARCH (1973), SCHEUPLEIN (1970), SCHMIDT-THOME (1968), SCHMITZ (1971), TEYSSENT (1980) y VILLENA (1976).

Las Formaciones diferenciadas dentro de la Hoja de Daroca aparecen reflejadas en las figuras 1.2.1 y 1.2.2 junto a la columna estratigráfica tipo.

En la figura 1.2.3 se ha presentado la equivalencia de las unidades litológicas del Ordovícico medio-superior y Silúrico utilizadas por los distintos autores tanto en el área de la Hoja como en zonas próximas.

### 1.2.1. CÁMBRICO.

#### 1.2.1.1. Formaciones Bámbola, Embid, Jalón, Ribota, Huérmeda y Daroca. Pizarras, areniscas, pizarras arcillosas, dolomías, calizas y cuarzitas (5). Cámbrico inferior.

El conjunto de formaciones que componen esta unidad cartográfica está representado en las Sierras de Algairén y Vicort (Hoja E. 1:50.000, número 438, Paniza) y Santa Cruz (Hoja E. 1:50.000, número 465, Daroca). En la Hoja número 492 (Segura de los Baños) aflora, con mucho recubrimiento, en la zona de Olalla.

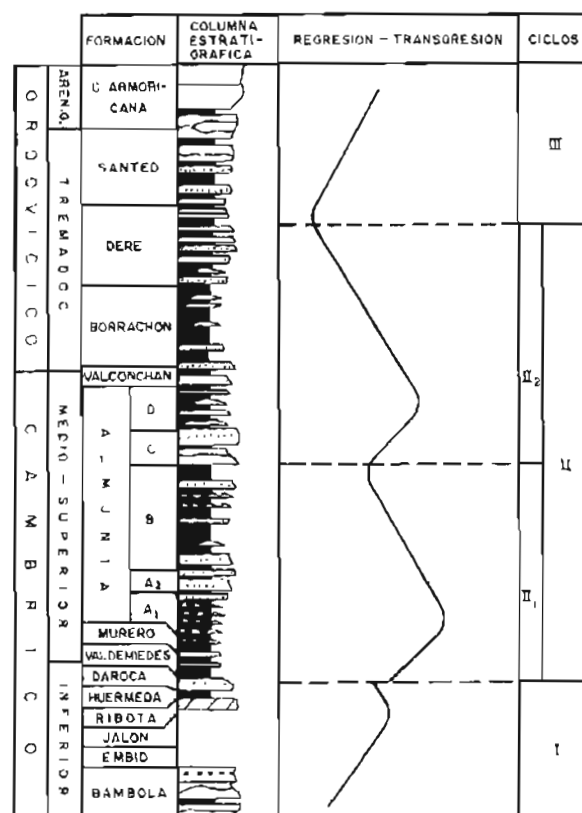


FIG. 1.2.1.—Columna estratigráfica sintética del Cámbrico y del Ordovícico.

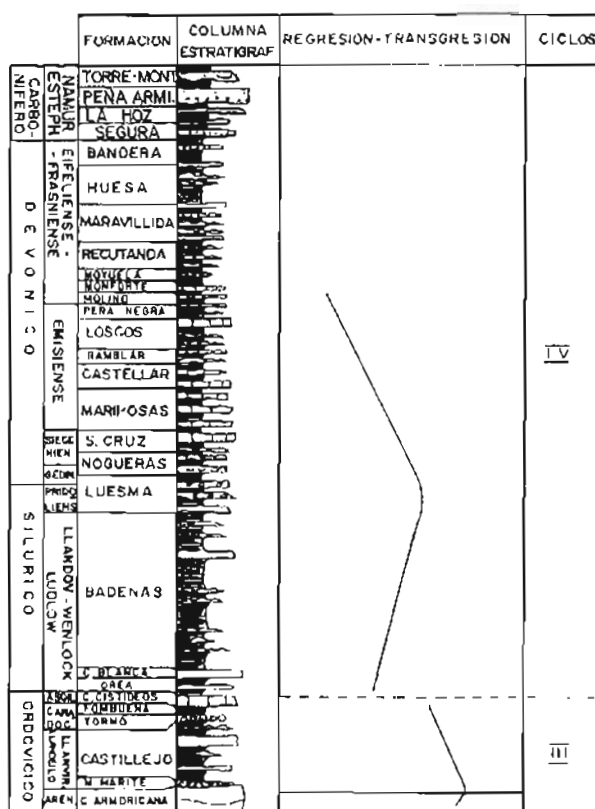


FIG. 1 2.2.—Columna estratigráfica sintética del Ordovícico, Silúrico, Devónico y Carbonífero.

#### A) Formación Cuarcitas de Bámbola.

Esta unidad está representada en el perfil de Codos (Hoja E. 1:50.000 438, Paniza), donde aflora con una potencia superior a los 100 m.

Está constituida por areniscas cuarcíticas y cuarcitas microconglomeráticas, con cantos dispersos en la masa de arena, o distribuidos en el techo de algunas capas, formando un *lag*. Los estratos oscilan entre 0,5 y 2 m, con predominio de estos últimos, que, por lo general, presentan un aspecto masivo.

Las estructuras más frecuentes son estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, laminación cruzada a techo de los bancos y superficies de reactivación. En otros bancos se identifican series de estratificación cruzada planar y laminación paralela.

Estos materiales y estructuras conforman secuencias granodecrecientes (*fining upward*), por lo general incompletas (fig. 1 2.4 a), formadas por un término inferior con estratificación cruzada de bajo ángulo, a veces estratificación cruzada planar y con frecuentes superficies de truncadura (reactivación). A techo de este término puede encontrarse un *lag* de cantos. El término medio, normalmente de menor potencia que el anterior, presenta laminación cruzada y el término superior, no siempre presente, tiene laminación paralela y costras ferruginizadas a techo.

Estos materiales se interpretan como depósitos de mares someros con dominio de oleaje y tormentas.

#### B) Formación Capas de Embid

Los afloramientos de esta unidad están situados en la Rama Aragonesa, formando una franja discontinua al SO del valle del río Grfo. Suelen estar delimitados por fracturas y recubiertos por sedimentos cuaternarios, lo que hace muy difícil su identificación y

			VILLENA (S. Menera)	SACHER - TRURNIT (S. Tremedal)	RIBA	ESCUELA DE WÜRZBURG- (Rama Aragonesa)
SILURICO ORDOVICICO	SUPERIOR	WENLOCKIENSE	Pizarras de Checa		Pizarras de Graptolites	Fm. Badenas (miembro inf.)
		LLANDOVERIENSE	Cuarcitas de los Puertos	Valent - Quarzit	Cuarcitas del Valentiense	Cuarcita de Orea
	MEDIO	ASHGILLIENSE	Calizas del Cabezó Capas de Bronchales	Calizas de Cistoideos Alt. del Caradoc		Alternancia superior Pizarras de Orea
		CARADOCIENSE	Cuarcitas de Colmenarejos	Cuarcitas del Tremedal	Cuarcitas de la Serretilla	Cuarcitas del Caradoc.
		LLANDEILOIENSE				
		LLANVIRNIENSE	Grauwackas de la Venta	Pizarras del Llandeilo	Capas de Calymene	Alternancia inferior

CUADRO 1.2.3.—Equivalencia entre las unidades litológicas utilizadas por varios autores en Ordovícico medio-superior y Silúrico

el levantamiento de secciones estratigráficas de detalle

Según TEYSSEN (1980), la potencia estimada en esta zona oscila entre 250 y 280 m.



FIG 1.2.4.—Secuencias tipo de las formaciones. Cuarcita de Bámbole (a), Dolomías de Ribota (b) y (c), Areniscas de Daroca (d), Capas de Valdemiedes (e) y Capas de Murero (f)

La parte inferior de la Formación Embid está compuesta por una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras en tránsito continuo desde las cuarcitas de la Formación Bámbole, con pérdida progresiva de la fracción arena. Son frecuentes las bases y techos ondulados en los estratos cuarcíticos (OLIVE et al., 1980). Según estos mismos autores, en la parte media predominan las cuarcitas y pizarras y en la superior alternan las areniscas y pizarras. El espesor de los bancos es de 0,50 m de potencia media y son frecuentes los *ripples* de oscilación en la parte superior del tramo

Se interpretan estos materiales como depósitos de una plataforma somera con predominio de términos submareales (hacia la base) e intermareales (hacia el techo).

#### C) Formación Capas de Jalón.

Esta unidad aflora tanto en la Rama Aragonesa (Hojas E. 1:50.000, números 438 y 466, Paniza y

Moyuela) como en la Rama Castellana (Hoja E. 1:50.000, número 465, Daroca), aunque, debido al carácter incompetente de los materiales que la constituyen, se presenta en pequeños afloramientos y muy incompletos.

Está constituida por unos 200 m de limolitas ligeramente arenosas, de colores abigarrados, predominantemente rojos violáceos, con intercalaciones de niveles dolomíticos hacia el techo.

Las estructuras más frecuentes son estratificación lenticular, estratificación cruzada, *ripples* de oscilación, huellas de carga, bioturbación, huellas de escape de agua, pistas orgánicas y laminación estromatolítica en los niveles dolomíticos.

Estos depósitos se interpretan como sedimentos de llanura de mareas con predominio de los términos intermareales.

#### D) Formación Dolomías de Ribota.

Aflora tanto en la Rama Castellana como en la Rama Aragonesa con una potencia aproximada de 125 m.

Está constituida por dolomías tableadas y masivas, a veces brechoides, de colores ocre en superficie y gris oscuro en fractura fresca, con algunas intercalaciones de calizas margosas y margas a veces arenosas.

A pesar de que la conservación de las estructuras sedimentarias es muy deficiente y se presentan generalmente muy borrosas, se pueden diferenciar dos tramos de características sedimentológicas distintas. En el inferior predominan las estructuras de laminaciones debidas a *ripples*, laminaciones algales y costras ferruginizadas. Forman secuencias como las que se muestran en la figura 1.2.4 b y c, con una base ligeramente erosiva con pequeños cantos del mismo material que forman los estratos subyacentes, encima un término de *ripples* y sobre él las laminaciones algales, terminando la secuencia con una costra ferruginizada.

En el tramo superior se hacen patentes estructuras de mayor energía como estratificaciones cruzadas en surco y niveles con *ripples*. Forman grandes secuencias (decamétricas) negativas (*thickening upward*), constituidas en la base por margas o margocalizas, por encima un término con *ripples* y a techo de la secuencia un tramo de gran potencia de dolomías, en ocasiones de aspecto brechoide, con estratificaciones cruzadas de surco.

Esta formación se ha interpretado como el depósito de una plataforma carbonatada somera-llanura de

mareas, dando lugar a secuencias de somerización hacia el techo (*shallowing upward*). Estas secuencias somerizantes son del tipo *muddy* (fangosas) en el tramo inferior (secuencia 1.2.4 b), 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* y representan el paso de los bancos o bajíos de borde de la plataforma sobre los depósitos de las llanuras de mareas.

Su atribución al Cámbrico inferior se realiza por similitud con la región de Calatayud, donde los niveles margosos permitieron clasificar *Strenuaeva incondita*, *Kingaspis velatus* y *Lusatiops ribotanus*.

#### E) Formación Pizarras de Huérmeda.

Aflora en diversos puntos tanto en la Rama Castellana como en la Rama Aragonesa. Los afloramientos son muy incompletos debido a causas tectónicas y a los recubrimientos de sedimentos recientes, por lo que su reconocimiento es muy parcial.

Está constituida por pizarras verdes y grises, esencialmente arcillosas, que hacia el techo de la unidad intercalan capas de areniscas cuarcíticas. La potencia aproximada reconocida regionalmente es de unos 100 m.

En la Hoja E. 1:50.000 de Moyuela (466) se han interpretado estos materiales como depositados en una llanura de marea sin influencias terrígenas directas.

#### F) Formación Areniscas de Daroca.

Existen afloramientos de esta unidad en las Hojas E. 1:50.000 de Daroca (465), Calamocha (491), Paniza (438) y Moyuela (466), generalmente de pequeña extensión y cubiertos de sedimentos cuaternarios.

A partir de la reconstrucción parcial de los diversos afloramientos se ha podido hacer una descripción aproximada de estos materiales. Están formados por unos 50-100 m de areniscas de tonos blanquecinos y amarillentos, de aspecto masivo, por lo general poco cementadas, distribuidas en capas de 0,30 a 0,60 m de potencia, aunque ocasionalmente pueden alcanzar 2 m, con intercalaciones de pizarras verdosas.

De observaciones parciales se ha podido reconstruir la secuencia tipo que estaría formada en la base por un cuerpo arenoso en el que, cuando se pueden apreciar algunas estructuras, éstas son estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y *ripples* a techo, for-

mando secuencias granodecrecientes (*fining upward*) del tipo de la figura 1.2.4 d.

El ambiente de sedimentación corresponde al de una costa de poca energía, tipo playa lútica. Los términos finos representan las facies de mar abierto, y los tramos arenosos, las facies de bajíos o barras someras, en las que el oleaje separa la arena de los finos.

Faunísticamente es muy pobre y sólo se cita *Trematobolus simplex* VOGEL hallado por SCHEU-PLEIN en la Hoja de Moyuela.

#### 1.2.1.2. Formaciones Valdemiedes y Murero. Pizarras, areniscas y limolitas calcáreas (6). Cámbrico inferior-medio.

##### A) Formación Capas de Valdemiedes.

La distribución de los afloramientos de esta unidad es similar a la de la Formación Areniscas de Daroca. El perfil estudiado con detalle se encuentra en Manchones (Hoja E. 1:50.000, 465, Daroca), donde aflora con una potencia aproximada de 100 m, correspondientes al techo de la unidad, aunque regionalmente pueden alcanzar 170 m.

La mitad inferior de la formación está constituida por margas y margas limolíticas, de tonos grises, con nódulos calcáreos y frecuentes restos de trilobites.

La mitad superior está formada por una alternancia de areniscas de grano fino, en capas de 5 a 30 cm, y margas limolíticas con nódulos dolomíticos y de pirita.

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

La distribución es en secuencias positivas del tipo de la que se muestra en la figura 1.2.4 e, formada en la base por un cuerpo arenoso, con laminación paralela o cruzada con *ripples* de oscilación y a techo sedimentos finos con estratificación lenticular.

Estos materiales se han depositado en la parte más profunda de la playa (*shoreface*), en su tránsito a mar abierto, zona que viene definida por el nivel de base del oleaje de buen tiempo. La ausencia de estructuras tipo *hummocky*, así como la fuerte bioturbación que presentan estos sedimentos, sugieren una baja energía del oleaje.

La fauna más característica es: *Trematobolus simplex* VOGEL, encontrándose además *Paradoxides mureroensis* SDZUY, *Badulesia*, *Pardailhanina*,

*Conocoryphe* y *Paradoxides pradoanus* DE VERNEUIL & BARRANDE que indican que la Formación Valdemiedes llega ampliamente al Cámbrico medio.

#### B) Formación Capas de Murero.

Con análoga distribución que la formación subyacente, la Formación Murero ha sido estudiada junto con la Formación Valdemiedes en el perfil de Manchones, donde aflora con una potencia de 110 m. Está formada por una alternancia de areniscas de grano fino en capas de pocos centímetros y pizarras y limolitas, de tonalidades grisáceas.

Las estructuras más frecuentes son las laminaciones debidas a *ripples* y paralelas, así como estratificación lenticular en los tramos pizarrosos. La bioturbación oscila entre moderada e intensa. Forman secuencias positivas (*fining upward*) del tipo de la representada en la figura 1.2.4 f. 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 data esta formación es: *Conocoryphe* (C.) *heberti* MUNIER-CHALMAS & BERGERON, C. (*Parabailiella*) *Languedocensis* THORAL, *Paradoxides brachyrhachis* LINNARSSON, *P. Pradoanus* DE VERNEUIL & BARRANDE y *Solenopleuropsis* cf. *riberoi* DE VERNEUIL & BARRANDE

#### 1.2.1.3. Formaciones Embid, Jalón, Ribota, Huérmeda, Daroca y Valdemiedes. Areniscas, cuarcitas, pizarras y dolomías (7). Cámbrico inferior-medio.

Por razones de conveniencia cartográfica se han agrupado en esta unidad las formaciones indicadas. Sus descripciones individuales han sido dadas en anteriores apartados

#### 1.2.1.4. Formación Almunia. Areniscas, cuarcitas y pizarras (8). Cámbrico medio-superior.

La Formación Almunia está constituida por una sucesión de pizarras y cuarcitas que se extienden a lo largo del Cámbrico medio-superior. La distinta proporción, a lo largo de la columna, del porcentaje de areniscas y pizarras permite la subdivisión de la Formación en Miembros. Aflora en una franja paralela al río Jiloca en la Rama Castellana de la C. Ibérica, así como en la zona de Olalla y en el extremo Sur de los afloramientos paleozoicos de la Rama Aragonesa.

#### Miembro A-1.

El estudio de esta unidad se ha realizado a partir del perfil de Murero (Hoja E. 1:50.000, número 465, de Daroca) donde aflora con una potencia aproximada de 100 m.

Está constituida por una alternancia de pizarras y areniscas de tonos grises. En la mitad inferior de la unidad predominan las capas centimétricas de areniscas de grano fino, y en la superior aumentan tanto la proporción de los bancos de areniscas como la granulometría de las mismas.

Las estructuras más frecuentes son las laminaciones cruzadas y paralelas, estratificación *flaser* y lenticular, y hacia la parte superior del tramo estratificación cruzada en artesa y superficies de reactivación. La bioturbación es moderada, aunque en algunos tramos puede ser muy intensa, llegando a borrar las estructuras preexistentes.

Estos materiales se distribuyen en dos tipos de secuencias. En la parte inferior del tramo predominan secuencias de pocos centímetros de espesor, de carácter positivo (*fining upward*) del tipo de la figura 1.2.5 a, con un cuerpo arenoso en la base con laminación paralela o cruzada debida a *ripples* de oscilación y encima pizarras con capas finas de areniscas

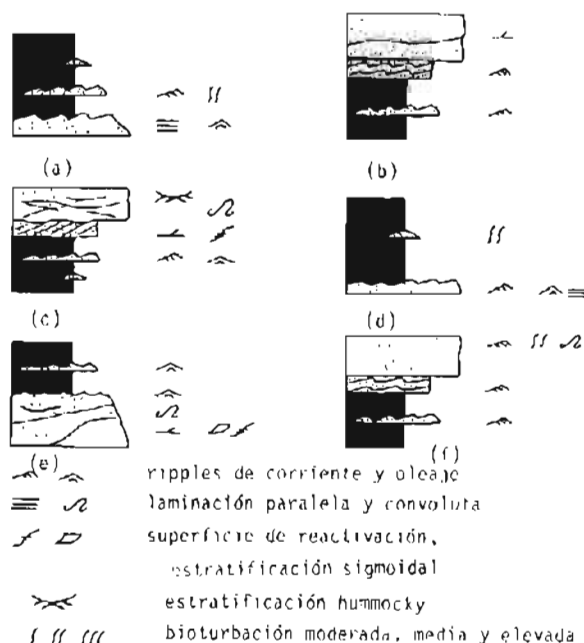


FIG. 1.2.5. Secuencias tipo de la Formación Almunia. Miembro A-1 (a) y (b), Miembro A-2 (c), Miembro B (d), (e) y (f).

de *ripples* y estratificación *lenticular*. En la parte superior del tramo las secuencias son negativas (*coarsening upward*) del tipo de la figura 1.2.5 b, en las que en el techo destacan estructuras de mayor ener-

gia, con bancos de areniscas afectados por superficies de reactivación y estructuras internas de estratificación cruzada planar.

Considerado el tramo en su conjunto, define una megasecuencia negativa (*thickening upward*) representada en la mitad inferior por facies correspondientes a la parte baja del *shoreface* (-*offshore*?), y la mitad superior, a la parte alta del *shoreface*.

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.

#### Miembro A-2.

Como la unidad descrita anteriormente, ha sido estudiada en el perfil de Murero, donde aflora con una potencia de 225 m.

El Miembro A-2 está formado por una sucesión de areniscas y pizarras, con predominio de las primeras, distribuidas en bancos de 0,5 a 1,5 m de potencia.

Las estructuras 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 convoluta y localmente costras ferruginosas.

Este conjunto de materiales y estructuras se distribuyen a lo largo de la columna formando megasecuencias negativas (*thickening upward*) del tipo de la figura 1.2.5 c. En la base de estas secuencias están situados los materiales de grano fino con capas intercaladas de areniscas con *ripples* y estratificación *flaser*, 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.

#### Miembro B.

Ha sido estudiado en la sección de Valdehorna (Hoja E. 1:50.000, número 465, Daroca), donde presenta una potencia ligeramente superior a los 500 m.

Está constituido por una alternancia de pizarras y cuarcitas de tonos grises y verde oscuro a negruzcas, en capas de potencia muy variable, desde pocos centímetros a algo más de 5 m.

Las estructuras son muy variadas a lo largo de la columna, siendo las más frecuentes las laminaciones paralelas y las debidas a *ripples* tanto de oscilación como de corriente, estratificación *flaser* y lenticular y en los cuerpos de mayor potencia, son visibles las estructuras de mayor energía como: estratificación cruzada planar, algunas de bajo ángulo, rara vez de surco, y estratificación sigmoidal, superficies de reactivación y laminación convoluta. La bioturbación, aunque es muy variable a lo largo del perfil, suele ser moderada.

La ordenación de materiales y estructuras es también variable. Uno de los tipos de secuencias es la representada en la figura 1.2.5 d, formada por un grupo arenoso de escasos centímetros de potencia con laminaciones de *ripples* y paralela, por encima los finos suelen presentar intercaladas pequeñas dunas de arena con estratificación lenticular.

Otro tipo de secuencia, de mayor potencia que la anterior, es la representada en la figura 1.2.5 e, formada en la base por un cuerpo potente de areniscas con estratificación cruzada planar, superficies de reactivación y estratificación sigmoidal, que hacia el techo del banco presenta laminación debida a *ripples* y por encima los finos tienen intercaladas capitas de areniscas con *ripples*.

En la parte superior de la columna se invierte el carácter granodecreciente de las secuencias anteriores, encontrándose otras de carácter granocreciente (*coarsening upward*) del tipo de la representada en la figura 1.2.5 f.

En conjunto el Miembro B (de la Formación Almunia) conforma una megasecuencia negativa (*thickening upward*) formada por los materiales depositados en la parte superior del *shoreface* y la inferior del *foreshore* de una isla barrera progradante.

#### Miembro C.

Ha sido estudiado en la sección de Valdehorna, donde alcanza una potencia próxima a los 200 m.

Está constituido fundamentalmente por areniscas en capas cuya potencia oscila entre 0,5 y 1,5 m, con algunos niveles intercalados de pizarras limolíticas.

Las estructuras más frecuentes son la estratificación cruzada planar, a veces en surco, con techos ondulados, *ripples*, generalmente de oscilación, laminación paralela y estratificación *flaser* y lenticular. La bioturbación oscila entre baja y moderada, siendo más frecuente hacia el techo de la unidad.

Los materiales del Miembro C constituyen megasecuencias negativas (*thickening upward*) como la re-

presentada en la figura 1.2.6 a, constituidas en la base por un tramo con predominio de finos con ni-

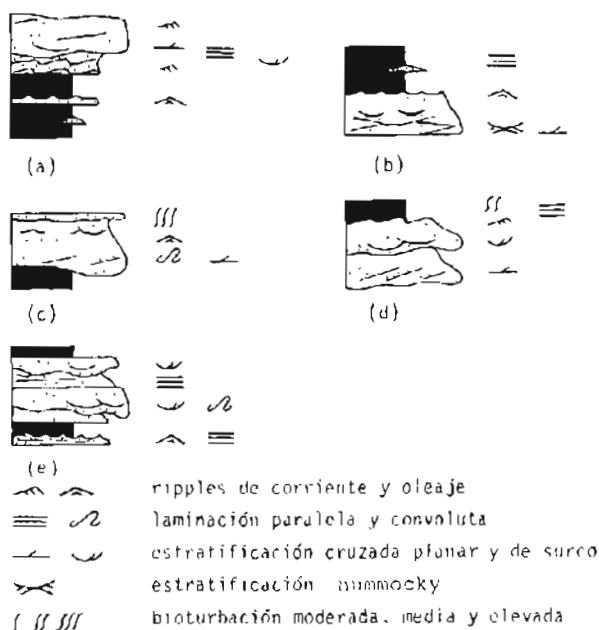


FIG 1.2.6 —Secuencias tipo de las Formaciones Almunia, Miembro C (a), Almunia, Miembro D (b) y (c); y Valconchán (d) y (e)

veles intercalados de arenisca con estratificación lenticular, laminación de *ripples* y *flaser*. Hacia el techo, el porcentaje en detríticos aumenta a la vez que las estructuras sedimentarias son de mayor energía tales como estratificaciones cruzadas planares y con menor frecuencia cruzadas, así como laminaciones paralelas.

Estos materiales se interpretan como formando parte de un complejo de barras y surcos originado por el oleaje en la zona *foreshore*.

A techo de la formación se ha encontrado *Oryctoconus* sp. (Hoja de Paniza, 438).

Miembro D.

Ha sido reconocido en el perfil del Embalse de la Tranquera (Hoja E. 1:50.000, número 437, Ateca), donde afloran unos 250 m correspondientes al techo de la unidad, de los 600 m de potencia que regionalmente suele presentar en este área.

Está constituido por una alternancia de pizarras de tonalidades negruzcas, areniscas y cuarcitas, con un predominio de las dos últimas. Las areniscas se presentan en capas desde centimétricas a bancos gruesos formados por amalgamación de cuerpos arenosos.

Las estructuras sedimentarias son muy variadas. En los tramos con predominio de materiales finos son frecuentes la laminación paralela y cruzada, debida

a *ripples* muchos de ellos linguoides, y la estratificación lenticular.

En los tramos arenosos son frecuentes la estratificación cruzada planar y *hummocky*, las superficies de reactivación, *ripples* y *flaser*, y con menor frecuencia se observa estratificación sigmoidal y laminación paralela. La bioturbación es por lo general baja, aunque localmente en algunas capas es muy intensa. Con alguna frecuencia, en los bancos arenosos potentes y, por lo general, de aspecto masivo, se observa laminación convoluta.

Las secuencias más comunes son las representadas en las figuras 1.2.6 b y c, ambas de carácter positivo (*fining upwards*). La que se encuentra con mayor frecuencia está formada en la base por un cuerpo arenoso que presenta estratificación cruzada planar y *hummocky* y con *ripples* a techo. Por encima se depositan los materiales finos que contienen laminación paralela y estratificación lenticular. Los primeros son debidos a la actuación del oleaje sobre el fondo durante las tormentas, y los segundos, a la sedimentación durante las épocas de buen tiempo.

Se interpretan como depósitos de *shoreface* en una playa arenosa.

## 1.2.2. ORDOVÍCICO.

### 1.2.2.1. Formación Valconchán. Pizarras, cuarcíticas y areniscas (10). Tránsito Cámbrico superior-Tremadociense.

El estudio de detalle de esta unidad se ha realizado a partir del perfil del Embalse de la Tranquera donde aflora con una potencia aproximada de 500 m.

Está constituido por una alternancia de pizarras negruzcas, areniscas y cuarcitas en proporciones variables, predominando los tramos arenosos en la mitad inferior y las pizarras en la mitad superior.

Las estructuras sedimentarias son muy variables, dominando en los tramos inferiores las de mayor energía, como estratificación cruzada planar, con menor frecuencia en surco, y *hummocky* (esta última sólo está presente en los primeros bancos del tramo), laminación paralela, superficies erosivas y de reactivación, etc., siendo la bioturbación de moderada a abundante. En los tramos superiores son más frecuentes, sin embargo, las laminaciones cruzadas y paralelas y estratificaciones lenticular y *wavy*. Los bancos arenosos del techo de la serie suelen ser masivos y bioturbados, con algunas costras ferruginosas.



Estos materiales se encuentran asociados formando secuencias positivas (*fining upwards*) del tipo de las representadas en las figuras 1.2.6 d y e. En ellas destaca, en la base, un cuerpo arenoso con estructura interna de estratificación cruzada planar y de surco, con superficies erosivas incluidas dentro de los cuerpos arenosos. También es frecuente la laminación paralela de alta energía. Sobre ellos se sitúan materiales finos por lo general bioturbados.

Se interpretan como depósitos de *foreshore* de una playa arenosa.

#### 1.2.2.2. Formación Borrachón. Pizarras, niveles de cuarcitas y areniscas (11). Tremadociense.

Ha sido estudiada detalladamente en el perfil del Embalse de la Tranquera, donde aflora con una potencia de 750 m. Regionalmente puede alcanzar hasta 900 m, siendo el sentido de aumento de potencias SE-NO. Forma parte del substrato de las Sierras de Pardos (Rama Castellana) y Algairén y región de Aladrén (Rama Aragonesa).

Está constituida fundamentalmente por pizarras y limolitas negruzcas, presentando niveles intercalados de areniscas que se concentran mayoritariamente hacia la base y techo de la unidad.

Las figuras sedimentarias que aparecen en los tramos, con predominio de las pizarras, son laminaciones cruzadas, tanto de oscilación como de corriente, laminación paralela y estratificación lenticular y wavy. La bioturbación es moderada.

En los tramos con predominio de arenas las estructuras más frecuentes son: estratificación cruzada planar y con frecuencia de bajo ángulo, laminación paralela de alto flujo, *ripples* y *flaser*. Localmente se observa estratificación *herringbone*, *lag* de conchas, y costras ferruginosas. A techo de algunos bancos de cuarcita hay pistas de cruzianas.

En los tramos inferiores de la unidad, las secuencias más representativas son granocrecientes (*coarsening upwards*) del tipo de la representada en la figura 1.2.7 a, en la que los cuerpos arenosos con laminación paralela de alto flujo y *ripples* son sustituidos mediante cicatrices erosivas por otros con estratificación cruzada de bajo ángulo y *ripples*. Las secuencias terminan, cuando éstas se conservan completas, en un *lag* de conchas y costras ferruginosas.

Sin embargo, en la mayor parte de la Formación, las secuencias, que en muchos casos no quedan perfectamente definidas, son del tipo de la representada en la figura 1.2.7 b, en la que predominan los térmi-

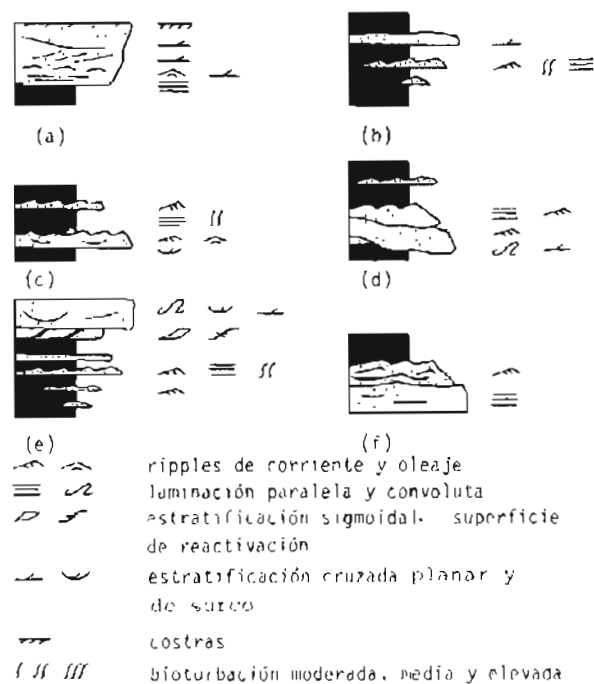


FIG. 1.2.7.—Secuencias tipo de las Formaciones Borrachón (a) y (b), Cuarcita de Scolithus (Deré) (c) y (d) y Santed (e) y (f).

nos pizarrosos con laminación paralela de decantación, ligeramente bioturbadas, con estratificación lenticular, alternando con términos arenosos intercalados en los que domina la laminación debida a *ripples* (en ocasiones de interferencia), y localmente, en bancos con cierta potencia, estratificación cruzada planar y estructuras de bipolaridad. Dentro de la masa pizarrosa aparecen algunas secuencias positivas (*fining upwards*) formadas por cuerpos arenosos con estratificación cruzada planar, importantes superficies erosivas y estratificaciones sigmoidales con *ripples* a techo de los bancos, que se han interpretado como depósitos de *washover fan*.

Las secuencias existentes en la parte inferior de la unidad se asocian a depósitos de *foreshore*. El resto de la formación corresponde a depósitos de llanura de mareas (*tidal flats*) sedimentados en un *lagoon* en el que se desarrollan cuerpos arenosos (*washover fan*) como consecuencia de la acción de flujo de la marea.

#### 1.2.2.3. Formación Deré. Pizarras y cuarcitas (12). Tremadociense.

También conocida como Cuarcita de Scolithus, esta formación se ha estudiado en el perfil de Carenas-Embalse de la Tranquera (Hoja E. 1:50.000, número 437, Ateca) donde aflora con una potencia de 600 m.

Está constituida por areniscas de tonos blanquecinos y amarillentos, con niveles de pizarras intercala-

das, predominando las primeras en la parte superior de la unidad y con la misma proporción arena-finos en la inferior.

Las figuras sedimentarias más frecuentes son laminación paralela y de *ripples* (generalmente de interferencia), estratificación cruzada planar y de surco, superficies de reactivación y techo de las capas ondulado. La bioturbación es irregular, presentándose intensamente bioturbados algunos niveles y escasamente o nada otros.

En la base de la unidad, donde el porcentaje de arena es parecido al de finos, los materiales se disponen formando secuencias positivas (*fining upwards*), de una potencia máxima de 60 cm, formadas en la base por un cuerpo arenoso, por lo general masivo, a veces con laminación paralela o de *ripples*, y por encima finos con laminación paralela ligeramente bioturbados. Figura 1.2.7 c.

En el resto de la serie, las secuencias continúan siendo de carácter positivo, pero de mayor potencia que las anteriores (entre 1 y 2 m) y están formadas en la base por un cuerpo arenoso con estratificación cruzada planar o de surco, laminación paralela y de *ripples*. En ocasiones una superficie erosiva pone en contacto dos cuerpos arenosos distintos. Figura 1.2.7 d.

La fauna es escasa. En el techo de la unidad se encontró *Asaphellus* sp. (Hoja de Daroca). Además, hay huellas de *Cruziana semiplicata* y *C. rugosa*.

#### 1.2.2.4. Formación Santed. Pizarras, cuarcitas y niveles de conglomerados (13). Tremadoc.-Arenigiense.

Con un reparto geográfico análogo al de la formación Deré, esta formación se ha estudiado en el perfil de Carenas-Embalse de la Tranquera, donde aflora con una potencia de 600 m.

Está constituida por una alternancia de areniscas de tonos pardo-amarillentos y limolitas pizarrosas negruzcas.

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

Estos materiales se distribuyen formando megasecuencias estratocrecientes (*thickening upwards*),

constituidas por tres tramos (fig. 1.2.7 e). El inferior está compuesto por pizarras bioturbadas con estratificación lenticular. El medio está formado por una alternancia de areniscas y limos, en proporción equivalente, formando secuencias positivas (*fining upwards*) del tipo de la figura 1.2.7 f. En el cuerpo arenoso predomina la laminación paralela, *ripples* y *flaser*. El superior está constituido por cuerpos arenosos y microconglomerados tableados en niveles delgados, amalgamados que presentan estratificaciones cruzadas de surco y planar, superficies de reactivación y *ripples*. A techo de algunos bancos se encuentran pistas de cruzianas. Estas megasecuencias representan la migración sobre la facies de *lagoon* de una isla barrera en un contexto transgresivo.

Respecto a su bioestratigrafía, en la Hoja de Ateca se han recogido en la base trilobites como *Euloma* cf. *filacovi* (MUN-CHALM y BERG), *Prionocheilus* cf. *languedocensis* (COURT y PILL), *Bathyscheilus* sp. y *Ceratopyge* sp., conjunto que define una edad Tremadociense. En el techo aparecen *Parapilekia atecae* (HAMM.), *Megistaspis* (*Ekeraspis*) aff. *filacovi* (MUN-CHALM y BERG), *Asaphellus lobatus* (COL y UBA), *Bucania* cf. *oelherti* (MUN-CHALM y BERG), *Orthotoca* sp., *Macrocystella* sp., y *Paurorhina* sp., que datan un Arenigiense inferior.

#### 1.2.2.5. Formación Cuarcita Armoricana. Cuarcitas y niveles de pizarras (14). Arenigiense.

Esta formación se distribuye por las sierras Menera (SO de la Hoja) y Santa Cruz en la Rama Castellana de la Ibérica. En la Rama Aragonesa conforma los relieves cuarcíticos de la Sierra de Herrera y cercanías de Mainar-Fornbuena.

Ha sido estudiada en la columna de Berrueco (Hoja E. 1:50.000, número 491, Calamocha), donde aflora con una potencia de 350 m.

Está formada por areniscas y cuarcitas blanquecinas y rojizas en bancos de 0,5 a 2 m de potencia, con algunas intercalaciones pizarrosas. En la parte inferior de la unidad se observan, a techo de algunas capas, cantos de cuarcita subredondeados.

Las estructuras más frecuentes son las estratificaciones cruzadas, planar y de surco, laminación paralela de alta energía, así como superficies de reactivación, estratificación sigmoidal y *ripples*. Algunas capas presentan superficies erosivas, otras 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 estratocrecientes (*thickening upwards*) del tipo de la representada en la fi-

figura 1.2.8 a. 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, estratificaciones cruzadas y sigmoidal y, cuando la secuencia es completa, bioturbación a techo de los bancos y costras ferruginosas.

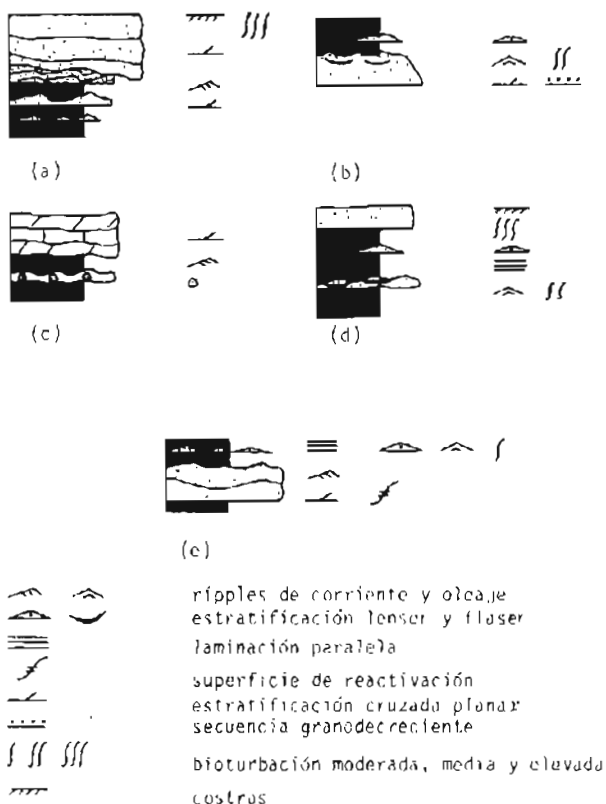


FIG. 1.2.8.—Secuencias tipo de las formaciones Cuarcita Armoricana (a), Castillejo (b), Fombuena y Calizas de Cistideos (c) y Bâdenas (d) y (e).

Se interpretan como depósitos de barras litorales desarrolladas sobre los depósitos de una plataforma somera con influjo de mareas y oleaje.

Localmente a techo de la formación Cuarcita Armoricana afloran unas pizarras ferruginosas con oolitos, alternando con pizarras de color verdoso, que constituyen el Miembro Marité, definido en la mina Marité (Hoja E. 1:50 000, número 439, Azuara). Aunque en la bibliografía consultada este miembro se suele incluir en la Formación Castillejo, atendiendo a su significado sedimentológico, hemos optado por asociarlo al ciclo del Arenig, en el que representa la interrupción de la sedimentación y a partir del cual se inicia la fase regresiva del ciclo Llanvirniense-Llandeiloense.

Los icnofósiles son frecuentes. Entre ellos cabe citar: *Skolithus linearis* (HALDELMANN), *Cruziana rugosa*

(D'ORBIGNY), *Dictyodora sp.*, y *Daedalus sp.*, que representan el Arenigiense superior.

#### 1.2.2.6. Formaciones Castillejo, Fombuena y Caliza de Cistideos. Pizarras, areniscas, cuarcitas, calizas y margas (15). Llanvirniense superior-Ashgiliense medio.

##### A) Formación Castillejo.

La Formación Castillejo está mejor representada en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. En la Rama Castellana se reduce a pequeños afloramientos muy parciales en la zona del Berrueco (Hoja E. 1:50.000, número 491, Calamocha)

Está constituida en la base por un tramo de pizarras arcillosas con algún banco de cuarcitas (Miembro Alpartir), y a techo por una alternancia de pizarras arenosas con bancos de areniscas de hasta 1,5 m de potencia (Miembro Sierra). El contenido en arena aumenta progresivamente hacia el techo de la Formación.

Las estructuras más frecuentes en la Formación Castillejo son las laminaciones de *ripples*, generalmente de oscilación, y las estratificaciones *flaser* y lenticular. Con menos frecuencia algunos bancos de arenisca presentan estratificaciones cruzadas planares. 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 lenticular. Con menor frecuencia se encuentran secuencias de orden métrico granodecrecientes (*fining upwards*), del tipo de la representada de la figura 1.2.8 b, 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 lenticular.

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 Caradociense y Ashgillense. De esta forma queda instalada en la zona una plataforma somera con depósitos mixtos terrígeno-carbonatados, sometida a la acción de las mareas. Esta disposición va a continuar durante el Silúrico y Devónico.

La edad se define como Llanvirniense superior-Ashgiliense medio en base al siguiente contenido faunístico: en la base (Miembro Alpartir) hay grap-

tolites de la biozonas de *Didymograptus murchinsoni* y *Glyptograptus tenetiusculus* (GUTIÉRREZ-MARCO en asociación con los trilobites *Placoparia tournemini* (ROUAUT), *N. (Neseuretus) tristani tristani* (BROGNIART) y *Eodolmanitina macrophthalma* (BROGNIART).

En el Miembro Sierra, a techo de la unidad, se encuentran los trilobites *N. (Neseuretus) henkei* (HAMMAN), *Eochomalonotus sdzugi* (HAMMAN & HENRY) y el braquiópodo *Heterorthina Kerfornei*.

#### B) Formaciones Fombuena y Caliza de Cistideos.

La Formación Fombuena está formada por pizarras verde-oliva con intercalaciones centimétricas de arenisca, con una potencia que oscila entre 50 y 100 m. En la parte inferior de la unidad afloran entre 3 y 8 m de oolitos ferruginosos (Miembro de la Piedra del Tormo). Las estructuras sedimentarias más frecuentes son las laminaciones paralelas y cruzadas de pequeña escala, generalmente bioturbadas.

La Formación Calizas de Cistideos constituye el primer nivel carbonatado desde el Cámbrico medio y es el más fosilífero del Paleozoico inferior. Está formada en la base por margas pizarrosas, que hacia el techo presenta intercalaciones de calizas margosas y calizas masivas grises, con estratificación ondulada y niveles dolomíticos pardo amarillento, cuya potencia aumenta hacia la parte superior de la unidad. La potencia total del tramo carbonatado es inferior a los 50 m. La secuencia tipo para estas unidades es como la representada en la figura 1.2.8 c, formando ciclos de ralentización y representan la fase de relleno en áreas protegidas.

Ambas formaciones son muy fosilíferas con gran riqueza en braquiópodos, trilobites, briozoos, cistideos, crinoides, etc., por lo que la edad atribuida a esta unidad está muy bien definida.

En las Memorias de las Hojas Magna pueden consultarse las listas de su amplio contenido faunístico.

#### 1.2.3. SILÚRICO.

##### 1.2.3.1. Formaciones Orea y Cuarcita Blanca. Pizarras y cuarcitas (16). Llandoveryense inferior.

Sus afloramientos constituyen estrechas bandas acompañantes de la Formación Cuarcita Armoricana sobre la que descansan discordantemente.

La Formación Pizarras de Orea está formada en la base por areniscas de aspecto lajoso, de tonos grises

y verdosos, y a techo por pizarras verdosas. La potencia total del tramo es del orden de 22 m.

Las areniscas presentan estructuras de laminación cruzada y estratificación cruzada de surco, ligeramente bioturbadas.

La Formación Cuarcita Blanca está constituida por cuarcitas y areniscas de tonos blanquecinos, ocasionalmente teñidas por óxidos de hierro, estratificadas en capas decimétricas.

Presentan estructuras de laminación paralela debida a *ripples* y estratificación cruzada planar, ocasionalmente de bajo ángulo.

Ambas formaciones corresponden a sedimentos de llanura de mareas, depositados en un ambiente intermareal, correspondiendo la primera a llanuras mixtas y la segunda a llanuras arenosas.

Faunísticamente son pobres. Su atribución al Llandoveryense inferior se basa en su posición estratigráfica y en el hallazgo, cerca de Paniza, del braquiópodo *Aratanea monodi* (HERTA SCHMIDT).

##### 1.2.3.2. Formación Bádenas. Pizarras, limolitas y cuarcitas (17). Llandoveryense superior-Ludlowense inferior.

Los afloramientos más extensos están en la Hoja E. 1:50.000, número 466, Moyuela, en los alrededores de Bádenas y Santa Cruz de Nogueiras. En el resto de la Hoja E. 1:200.000 únicamente está representado en unos pequeños afloramientos de la Sierra Menera.

Esta Formación está constituida por una sucesión monótona de pizarras pardo negruzcas a negras, con niveles intercalados de areniscas. Estas, por lo general, se disponen en capas centimétricas, aunque ocasionalmente afloran capas de 20 a 70 cm. Existe un tramo intermedio en la unidad en la que se concentran niveles de areniscas y cuarcitas, en la que los bancos llegan a alcanzar los 2 m de potencia.

La potencia total de la Formación Bádenas se calcula entre 1.000 y 1.400 m.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes en los términos fangosos de la Formación Bádenas son las laminaciones paralelas y debidas a *ripples*, con estratificación lenticular y *flaser*, y abundantemente bioturbadas. Localmente se encuentran costras ferruginosas.

En los tramos arenosos (fundamentalmente en la mitad superior de la unidad) las estructuras visibles

son indicadoras de una mayor energía del medio como superficies de reactivación y estratificaciones cruzadas planares.

La distribución de secuencias es para los tramos inferiores, como la representada en la figura 1.2.8 d, y para los superiores la de la figura 1.2.8 e. La primera representa términos intermareales de la llanura lútica (*mud-flat*) con algunos tramos intercalados de la llanura mixta (*mixed flat*). La segunda incluye también términos de la llanura arenosa (*sand flat*).

Desde el punto de vista faunístico, los geólogos de la escuela alemana (CARLS, 1977 y otros) han realizado una detallada biozonación mediante graptolites, braquiópodos, conodontos y otros grupos de fósiles que justifican la edad Llandoveryense superior-Ludlowense inferior atribuida a esta formación.

#### 1.2.4 DEVÓNICO.

Las formaciones devónicas de la Hoja se concentran en la Depresión del Cámaras (Hoja E. 1 50.000, número 466, Moyuela) y en la porción norte del núcleo del anticlinal de Montalbán.

Destacan por su contenido en calizas y su riqueza faunística, lo que ha permitido establecer una detallada división estratigráfica que se mantiene muy constante en sentido lateral, aunque con numerosas complicaciones tectónicas.

##### 1.2.4.1. Formaciones Luesma, Noguerras y Santa Cruz. Cuarcitas, pizarras areniscas (18). Tránsito Silúrico Devónico. Pridoliense-Siegeniense superior.

###### A) Formación Luesma.

La Formación Luesma constituye una serie heterolítica compuesta por cuarcitas y pizarras, con intercalaciones de lechos microconglomeráticos, oolíticos y lumaquélcos. La potencia media estimada es de 225 m y es dentro de este conjunto litológico donde se data el límite Silúrico-Devónico.

Presenta gran variedad de estructuras sedimentarias, por lo general indicadoras de un medio energético alto, como estratificaciones cruzadas, tanto de surco como planar, en ocasiones afectando a oolitos ferruginosos. Hay otras estructuras como *ripples*, laminación paralela, 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 1.2.9 a.

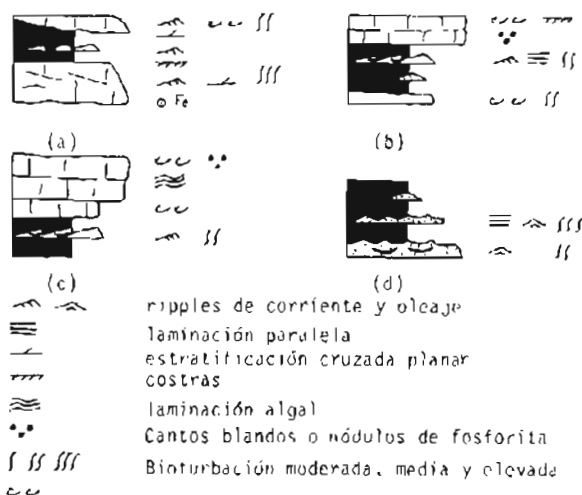


FIG. 1.2.9 —Secuencias tipo de las formaciones: Luesma (a), Noguerras y Santa Cruz (b) y (c) y Loscos (d)

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

El valor faunístico de esta Formación viene determinado por la definición, a partir de braquiópodos, del nuevo límite Silúrico-Devónico en diversas publicaciones de CARLS y colaboradores. Datan entre otros: *Platyorthis monnieri* (ROUAULT), *Podolella vensseleroides* (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 nivel de oolitos ferruginosos.

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.

###### B) Formaciones Noguerras y Santa Cruz.

Ambas formaciones están constituidas por una sucesión de pizarras, margas, calizas y calizas lumaquélcas, areniscas y niveles oolíticos. El criterio de diferenciación litológica entre ambas, es el mayor contenido en detríticos de la formación Santa Cruz.

La Formación Noguerras, que tiene una potencia de unos 140 m, está constituida por una alternancia de pizarras y areniscas en bancos de unos 30 a 40 cm con tramos de calizas intercalados de hasta 8 m, formados a su vez por bancos de unos 60 cm de potencia. Estas calizas son en ocasiones oolíticas y en otras lumaquélcas y con cantos blandos. Hacia el techo

de la unidad predominan la alternancia de pizarras y calizas lumaquéllicas en capas cuya potencia oscila entre 10 y 40 cm.

La Formación Santa Cruz, con una potencia ligeramente inferior a los 300 m, está formada por bancos alternantes de areniscas, calcarenitas, calizas lumaquéllicas, pizarras margosas y pizarras negruzcas, en bancos de 1 m de potencia media.

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

Se distribuyen en secuencias somerización de tipo *muddy* con términos intermareales inferiores en la base e intermareales altos a supramareales a techo de las secuencias (fig. 1.2.9 b y c)

El contenido paleontológico de ambas formaciones es alto y de gran valor cronoestratigráfico. Gracias a él, CARLS y colaboradores han establecido el límite Gedinense-Siegeniense en la Formación Nogueras.

1.2.4.2. Formaciones Mariposas, Castellar, Ramblar, Loscos, Peña Negra y Molino. Calizas, margas, cuarcitas y pizarras arcillosas (19). Siegeniense superior-Emsiense superior.

El conjunto de formaciones agrupadas en este epígrafe ha sido definido en la región y Hoja E. 1:50.000, número 466 (Moyuela) por CARLS y colaboradores. Su contenido faunístico es muy abundante y variado, lo que permite establecer una crono y bioestratigrafía muy afinadas. Las listas de especies halladas son exhaustivas y están expuestas en la Memoria de la citada Hoja, a la que se remite al lector interesado en el tema.

A) Formación Mariposas.

La Formación Mariposas está constituida por una sucesión de pizarras negruzcas, areniscas, margas y calizas. Las areniscas se disponen en capas centimétricas, por lo general de aspecto laminado, y en varias ocasiones formando bancos de unos 0,60 m de potencia. Las calizas, de tonalidades grisáceas, suelen ser arenosas y lumaquéllicas, contienen abundantes fragmentos de corales y suelen presentar estratificación nodulosa. A techo de los bancos de caliza suelen destacar pequeños cantos negros de fosfato. La potencia de esta formación es de unos 200 m.

Las estructuras sedimentarias no son muy abundantes, predominan las laminaciones paralelas y debido a *ripples*, así como lenticular y *flaser*. La bioturbación oscila entre media y abundante. Algunos niveles carbonatados presentan laminaciones algales.

Estos materiales forman secuencias negativas de tipo *muddy*, formadas en la base por margas y pizarras negruzcas y a techo por niveles de calizas lumaquéllicas y en ocasiones con laminación algal. Algunas de estas secuencias terminan en una costra ferruginosa. La secuencia tipo sería semejante a la representada en la figura 1.2.9 c de la formación Santa Cruz.

El ambiente de sedimentación corresponde a una llanura de mareas, con términos intermareales inferiores en la base e intermareales altos a supramareales a techo de las secuencias.

B) Formación Castellar.

Está constituida por unos 160 m de pizarras con niveles intercalados de margas, areniscas y calizas lumaquéllicas. Esta formación no se ha podido reconocer en detalle debido a que las condiciones de los afloramientos son muy deficientes, aunque parece corresponder a una sedimentación desde aguas someras, hasta intermareales, con condiciones restringidas para la vida.

C) Formación Ramblar.

Está compuesta por pizarras con algunas intercalaciones areniscosas. Su espesor es de unos 40 m. La escasez de buenos afloramientos ha impedido su caracterización sedimentológica detallada. No obstante, puede decirse que hay una vuelta a condiciones similares a las de la Formación Santa Cruz con cambio brusco de una fauna poco diversa a una muy variada, representativa de condiciones intermareales altas.

D) Formación Loscos.

La Formación Loscos está formada por una alternancia de bancos centimétricos de areniscas grises con pizarras arenosas y arcillas. La potencia de este tramo es de unos 80 m.

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

Se disponen en secuencias positivas del tipo de la representada en la figura 1.2.9 d, formadas en la base por un cuerpo centimétrico de areniscas de grano fino con *ripples* y estratificación *flaser*, generalmente bioturbado, y encima finos lentejones de arena con

estratificación lenticular, y con predominio de los finos en la secuencia.

Se interpreta como un depósito *mud-mixed flat* de una llanura de mareas.

#### E) Formación Peña Negra.

Esta formación está constituida por tramos métricos de pizarras arcillosas y limolíticas en la que se intercalan bancos de areniscas y calizas. Estos materiales se distribuyen en secuencias negativas del tipo de la representada en la figura 1.2.9 b. Su espesor, a partir de varios cortes parciales, se estima en unos 60 m que se interpretan como depósitos de llanura de mareas en la zona intermareal.

#### F) Formación Molino.

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.

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.

#### 1.2.4.3. Formaciones Monforte, Moyuela, Recutanda, Barreras, Salobral y Cabezo Agudo. Pizarras, niveles de calizas y alternancia de pizarras y areniscas (20). Eifeliense-Givetiense.

Este conjunto de formaciones, de unos 200 m de potencia, permite 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). Afloran, aunque con numerosas complicaciones tectónicas y en cortes discontinuos, en la Sierra de Oriche, Hoja E 1:50.000, número 466, Moyuela.

##### A) Formación Monforte.

Está formada por pizarras arcillosas, a veces micáceas, que intercalan algunos niveles margosos ricos en fauna. En el techo y la base hay calizas. La potencia estimada es de unos 60 m.

Sus afloramientos no permiten el estudio sedimentológico de secuencias. Por el contrario, la fauna hallada es indicadora de unas condiciones de plataforma abierta y moderadamente profunda, alimentada con fangos arcillosos que no permitieron la construcción de organismos arrecifales.

La fauna encontrada en la caliza basal, ya indica el comienzo del Eifeliense: *Icriodus culicellus*, *Icr. rectirostratus*, *Icr. retrodepressus* (BULTYNCK), *Icr. strurey* (WEDDIGE), *Polignathus costatus*, ssp., *Pol. linguiformis bultyncki*. En el techo de la formación se recolectan: *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.

##### B) Formación Moyuela.

Se compone de pizarras oscuras de textura fina que intercalan delgados niveles margosos.

La potencia se calcula en algo más de 30 m.

Los niveles margosos proporcionan fauna de braquiópodos, conodontos y el goniatites *Werneroceras eg vernarhenanum* (MAURE) esencial para la correlación a escala global entre las facies devónicas rhenana y hercínica (CARLS et al. 1972). El conjunto paleontológico data para esta formación una edad de Eifeliense medio.

No se ha caracterizado sedimentológicamente, aunque la presencia de corales solitarios y pistas es indicadora de una plataforma fangosa de mediana profundidad.

##### C) Formación Recutanda.

Está constituida por una alternancia de pizarras negras y areniscas finas que llegan a alcanzar los 50 cm de espesor en algunos bancos. La potencia de la formación es de unos 125 m.

Faunísticamente es muy pobre.

En cuanto a estructuras sedimentarias, presenta estratificación cruzada y estructuras de *slumping*.

Corresponde a un cambio en las condiciones de sedimentación, que pasan de una plataforma abierta más o menos profunda a facies marginales y hasta de talud que originan turbiditas.

##### D) Formación Barreras.

Tectónicamente está muy dislocada y sus afloramientos son muy pequeños. Esto ha impedido su estudio sedimentológico detallado.

Está formada por pizarras arcillosas negras con intercalaciones regularmente distribuidas de areniscas finas micáceas. En su tercio inferior se localiza un nivel calcáreo fosilífero.

Totaliza casi 100 m de potencia.



La mejor fauna se obtiene de los niveles calcáreos datándose: *Grenops* (G) cf. *boothi* (GREEN), *Neocalmonia* (*Heliopyge*) *turoloensis* (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, fótico y afectado por aportes turbidíticos.

#### E) Formación Salobral.

Consta de un tramo inferior pizarroso de 40 m de espesor con concreciones ferruginosas y síliceas. El resto, hasta completar 155 m, son pizarras arenosas y areniscas. Hacia el techo se localizan algunos niveles lumaquéllicos. El conjunto es granocreciente.

En las lumaquelas se ha hallado *Tropidoleptus*, *Icriodus l. latericrescens* (BRANSON & MEHL) y el coral rugoso *Microcyclus*.

Su evolución granocreciente supone un ambiente de plataforma somera, que pasa de fangosa a arenosa, con aumento de energía y posibles emersiones momentáneas, que no llegan a producir una laguna estratigráfica propiamente dicha.

#### F) Formación Cabezo Agudo.

Con una potencia de unos 250 m, está formada por pizarras con intercalaciones de areniscas. En la parte basal hay algunos bancos calcáreos con fauna.

En algunas areniscas hay *flute casts* y *prod marks*.

Su medio de depósito se interpreta como un tránsito de plataforma profunda a somera.

Los niveles calcáreos aportan braquiópodos y los siguientes conodontos que datan Givetiense medio: *Icriodus difficilis* (ZIEGLER & KLAPPEr), *Icr. l. latericrescens*, *Icr. brevis* (STAUFFER), *Polygnathus ansatus* (ZIEGLER, KLAPPER & JOHNSON), *Pol. ling. linguiformis*, etc. Hacia el techo se encuentran trilobites y braquiópodos.

#### 1.2.4.4. Formaciones Huesa, Bandera y Fuempudrida. Pizarras, areniscas y pizarras arcillosas (22). Frasnense inferior-Fameniense.

Existen afloramientos parciales de estas formaciones en la Hoja de Moyuela (466). Están bien desarrolladas en extensión, aunque no en calidad de afloramientos, en la porción norte del núcleo del anticlinal de Montalbán.

#### A) Formación Huesa.

Se trata de un conjunto monótono de pizarras negras que alternan con areniscas más o menos cuarcíticas en bancos delgados. Su espesor se evalúa en unos 600 m.

Los aportes arenosos son importantes y parecen obedecer a una subsidencia rítmica y rápida.

La edad se ha establecido a partir de *Ancryrodella rotundiloba rotundiloba* (BRYANT) y *Manticoceras* sp.

#### B) Formación Bandera.

Está formada por pizarras arcillosas algo micáceas de tonos grises y pardos. En algunos puntos contienen en su base nódulos irregulares de caliza micrítica con fauna.

Su potencia en la zona de Montalbán puede alcanzar los 800 m.

La datación se realiza a partir de los conodontos encontrados en las calizas: *Ancrydorella lobata* (BRANSON & MEHL), *Polygnathus dubius* (HINDE), *Icriodus* sp.

#### C) Formación Fuempudrida.

Es exclusiva de la zona de Montalbán y consta de una serie de unos 150 m de pizarras arcillosas, a veces algo margosas, que finaliza con unos 50 m de areniscas cuarcíticas micáceas (QUARCH, 1973).

Se ha datado por correlación con las series de Moyuela y por el hallazgo de *Posidonia venusta* (MÜNSTER) como Fameniense.

#### 1.2.5. CARBONÍFERO.

En el núcleo del anticlinal de Montalbán, perteneciente a la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, afloran unos 1.500 m de una serie de edad Carbonífera, datada por medio de *Goniatites* (QUARCH, 1973).

La serie comienza en el límite Carbonífero inferior-superior, y llega hasta el Westfaliense y, posiblemente, al Estefaniense.

#### 1.2.5.1. Formaciones Segura y La Hoz. Pizarras, cuarcitas y areniscas (23). Namuriense.

#### A) Formación Segura.

Descansa discordantemente sobre el Devónico y está constituida por unos 200 m de cuarcitas y arenis-



cas, en bancos gruesos, por lo general masivos, con algunas intercalaciones pizarrosas. La mala calidad de los afloramientos no permite una descripción sedimentológica de la formación.

Posee restos vegetales indeterminados y *Trigonocarpus* sp.

## B) Formación La Hoz.

Está formada principalmente por pizarras negras con Goniatites, con intercalaciones de capas de areniscas cuya potencia oscila entre pocos centímetros y 0,60 m. La potencia total del tramo oscila entre 400 y 450 m.

Las estructuras más frecuentes son laminación paralela, *ripples* y estratificaciones cruzadas de surco.

Se interpretan como facies de prodelta.

Posee goniatites de los géneros. *Proshumardites*, *Homoceras*, *Reticuloceras*, *Hudsonoceras*, *Retites*, *Branneroceras* y *Gastrioceras* que caracterizan el Namuriense A, B y C.

## 1.2.5.2. Formaciones Armillas, Peñarroyas, Montalbán y Torre. Areniscas y pizarras (24). Westfaliense

### A) Formaciones Armillas y Peñarroyas.

Constituyen ambas un conjunto alternante de pizarras y areniscas, en ocasiones de grano grueso a conglomeráticas de tonalidades amarillentas y pardas. El espesor de los bancos es muy variable, oscilando entre pocos centímetros a varios metros. La potencia total de ambos conjuntos es de unos 200 m.

Las estructuras más frecuentes, en los bancos potentes, son la laminación paralela y estratificaciones cruzadas en surco, siendo la base generalmente erosiva con cantos y cantos blandos en la parte inferior. Los bancos de potencia media presentan a veces los techos con morfología de barras, otras presentan interiormente laminaciones paralelas y de *ripples*. Las capas de escasa potencia suelen contener *ripples*.

Estos materiales se disponen formando megasecuencias negativas del tipo de la representada en la figura 1.2.10 a. En la parte inferior de la megasecuencia predominan las secuencias tipo de la figura 1.2.10 b y a techo las representadas en la figura 1.2.10 c.

Se interpretan como barras distales-barras de desembocadura. El conjunto de las Formaciones La

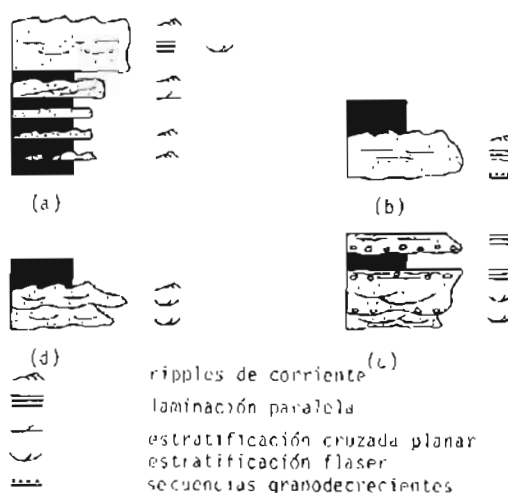


FIG 1.2.10.—Secuencias tipo de las formaciones Armillas y Peñarroya (a) (b) y (c), Montalbán y Torre (d).

Hoz-Armillas-Peñarroya correspondería a la progradación de una barra de desembocadura.

### B) Formaciones Montalbán y Torre.

Están formadas por una alternancia rítmica de capas de arenisca y pizarras negruzcas, con una potencia total aproximada de unos 500 m, y supuestamente apoyadas mediante discordancia erosiva sobre la Formación Peñarroya.

Las estructuras más frecuentes son las estratificaciones cruzadas, tanto de surco como en artesa, y las laminaciones paralelas de alto flujo. También son frecuentes los *ripples* a techo de las capas de arenisca y las huellas de corriente, así como restos carbonosos.

Estos materiales se disponen formando secuencias positivas del tipo de las representadas en la figura 1.2.10 d, y que corresponden a canales poco sinuosos dentro de un medio fluvial.

Su edad se estima como Westfaliense.

El hallazgo por QUARCH de *Asterocalamites* sp. a techo de la Formación Torre hace sospechar la presencia del Estefaniense.

## 1.2.6 PÉRMICO

Dentro de la Hoja 1:200.000 de Daroca hay presentes dos tipos de rocas que pertenecen a este Sistema. ígneas y sedimentarias.

Las primeras de ellas, cuya edad de emplazamiento ha sido demostrada (Pérmico), se han descrito con amplitud en el capítulo 3 de esta memoria

Las rocas sedimentarias son en realidad híbridos entre tipos piroclásticos y sedimentarios y se han

agrupado clásicamente en dos Formaciones: Ermita y Montesorro (SACHER, 1966). Ambas están separadas por una discordancia y a su vez se apoyan discordantemente sobre el zócalo paleozoico.

La mayor extensión cartográfica está localizada en la Hoja 1:50.000 de Odón (490) donde se sitúa el estratotipo de la Formación Montesorro. Sus afloramientos son muy pobres y de muy difícil localización y observación a causa de repoblaciones forestales implantadas con posterioridad a la época de su definición.

#### 1.2.6.1. Formación Ermita. Lutitas, areniscas, conglomerados y tobas volcánicas (25). Autuniense.

Litológicamente está estudiada en Molina de Aragón (ITGE 1980) en la serie de Rillo de Gallo, próxima al borde occidental de la Hoja de Daroca (40). En esta localidad aparecen 50 m de areniscas de grano grueso a medio, blancas y beige. Intercalan conglomerados de cantos de cuarcitas, pizarras, rocas volcánicas y niveles de limos blancos. En todo el conjunto hay restos de vegetales silicificados y macerados, y troncos en posición de vida.

Le siguen otros 50 cm de lutitas versicolores con intercalaciones de arenas y tobas volcánicas masivas.

Finaliza con 100 m de alternancia de pizarras negras y areniscas. Estas tienen estratificación cruzada de pequeña escala y laminación paralela. Contiene intercalaciones de niveles dolomíticos nodulosos, silicificados e hiladas de areniscas volcánicas.

Sedimentológicamente estos materiales y su disposición reflejarían unas condiciones continentales con episodios lacustres, según CAPOTE et al. (ITGE, 1980).

Otra explicación alternativa es el considerar estos depósitos como sedimentos continentales, pero con una gran cantidad de productos volcánicos fragmentarios de génesis explosiva no reelaborados. Entre los mecanismos de emplazamiento podrían considerarse desde episodios puramente magmáticos a freatomagmáticos. Los depósitos resultantes serían de tipo *fahar*, avalanchas ardientes, *ash-fall*, *ash-flow* y *pyroclastic surge* (WRIGHT et al., 1980).

En cuanto a su edad, es considerada por SACHER (1966) post-Estefaniense C y pre-Rötliegendes. RAMOS et al. (1976) al estudiar su contenido palinológico

asignan a estos materiales una edad Autuniense.

#### 1.2.6.2. Formación Montesorro. Lutitas rojas, areniscas, conglomerados, cineritas, tobas y suelos calcimorfos (26). Saxoniense

Esta formación se apoya sobre la Formación Ermita antes descrita por medio de una discordancia angular.

Está constituida por lutitas de color rojo oscuro, con intercalaciones de materiales detríticos, tamaño arena, que presentan a veces estratificación cruzada planar de bajo ángulo.

La observación al microscopio revela que son fragmentos de rocas volcánicas de quimismo ácido (riolitas y dacitas) y fragmentos de cristales de plagioclasa, cuarzo y biotitas.

Hay también niveles de dolomías nodulosas e intercalaciones métricas de depósitos fragmentarios compuestos por cantos angulosos de cuarcitas y pizarras englobados en una matriz lutítica roja. Su base es erosiva y a techo hay, en algunas de estas intercalaciones, niveles de areniscas gruesas con *ripples* y laminación paralela.

El espesor total varía entre 20 y 100 m. (CAPOTE et al., *op. cit.*).

Las facies lutíticas se han interpretado como tobas volcánicas. Precizando más, puede decirse que se trataría de oleadas piroclásticas generadas en erupciones freatomagmáticas que, tras un transporte en una suspensión densa fluidizada, se depositarían conservando el idiomorfismo de los cristales y coexistiendo con las estructuras descritas.

Los niveles más gruesos pueden interpretarse dentro de un contexto de abanico aluvial o alternativamente como depósitos de tipo *block and ash flow* a los que se superpondrían episodios de oleada piroclástica (*pyroclastic surge*).

La edad que se atribuye a la Formación Montesorro es Pérmico inferior (Saxoniense).

### 1.3. TRIÁSICO

#### 1.3.1. Areniscas, arcillas, conglomerados y brechas (28). Facies Buntsandstein.

El Buntsandstein de la Hoja 1:200.000, número 40 (Daroca) constituye una litofacies detrítico-terrágena en la que es posible diferenciar varios tramos litoló-

gicos con cambios de facies y de espesor, a veces acusados.

El estudio del Triásico se inicia con DONAYRE (1873) que reconoce el Triásico de Monterde. DEREIMS (1898) realiza un corte de la región de Cubel, y WURM (1911) en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica hace un estudio detallado y extrapola algunos datos a la zona de Sierra Pardos y Alhama de Aragón. LOZTE (1929) puntualiza algunos de los datos anteriores, y RICHTER (1930) establece para esta región la siguiente sucesión:

3. Röt (arenoso-arcilloso o margoso).
2. Buntsandstein principal.
1. Conglomerado basal.

También señala la presencia de yesos en el término superior y destaca la existencia por primera vez del Umbral de Ateca. RICHTER y TEICHMÜLLER en 1933 señalan el medio fluvial como generador de esta litofacies. RIBA (1959) diferencia en el área de El Pobo de Dueñas-Checa-Molina de Aragón, tres tramos litológicos. Posteriormente, RIBA y RIOS (1960-62) realizan mapas de isopacas de estas facies al O del «Umbral de Ateca». DESPARMENT (1967-68) estudia la sucesión de ambientes sedimentarios de la zona situada entre el Embalse de la Tranquera, el Sur de la Hoja y la zona de Alhama de Aragón. Posteriormente GARRIDO y VILLENA (1977) aportan datos generales sobre la paleogeografía y evolución del Triásico en la Península Ibérica, acompañando mapas de isopacas y de litofacies, así como la separación de megasecuencias o unidades tectosedimentarias. VIRGILI et al. (1977) exponen sus ideas sobre la paleogeografía general y la cronoestratigrafía y evolución sedimentaria del Pérmico y Triásico en España. Por último, se dan a conocer también numerosos estudios de detalle, a cargo de GARCÍA PALACIOS et al. (1977), MARFIL et al. (1977), etc. A partir del año 1978-79, se empiezan a estudiar las litofacies Buntsandstein de una forma más exhaustiva en la zona occidental de la Hoja y alrededores. Destacan los trabajos de SOPEÑA (1979) y RAMOS (1979), que realizan un estudio sedimentológico de Buntsandstein de la región de Molina de Aragón. Finalmente CAPOTE et al. en «La evolución sedimentológica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la zona castellana de la Cordillera Ibérica», incluyen un estudio de la litofacies Buntsandstein desde Atienza hasta Checa.

Los afloramientos más importantes dentro de la Hoja son: 1.º área de Alhama de Aragón-Monterde; 2.º área de Sierra de Caldereros-Sierra Menera, y 3.º área de Montalbán. Su distribución y la situación de las columnas levantadas para el estudio de Buntsandstein están reflejadas en la figura 1.3.1

En el área de Alhama de Aragón-Monterde, se pueden distinguir los siguientes tramos:

Un tramo basal constituido por limolitas y arcillas con intercalaciones de areniscas y conglomerados. Todo el conjunto presenta una tonalidad rojiza, a excepción de algún nivel arenoso con tonalidad amarillenta. Los conglomerados son de cantos de cuarcita y algunos de pizarra con huellas de acción eólica y presencia de hierro y manganeso recubriéndolos, sobre todo, en la parte superior del tramo (fig. 1.3.2).

El segundo tramo está constituido por conglomerados y areniscas con pequeñas intercalaciones de lutitas, teniendo todo el conjunto un color rojizo. En el aspecto petrográfico corresponden a conglomerados de cantos cuarcíticos (cuarzo y cuarcita y en menor proporción areniscas) por lo general redondeados, y con niveles delgados en que los cantos son angulosos. La matriz varía de lutita a arenisca. Hacia el techo el tamaño de los cantos disminuye apareciendo cantos blandos en pequeños paleocanales. Las areniscas que acompañan a estos conglomerados tienen matriz lutítica y a veces cemento ferruginoso. Las lutitas, en ocasiones son arenosas, y presentan intercalaciones de limolitas hacia el techo de la unidad. El siguiente tramo corresponde a lutitas rojas con intercalaciones de limolitas y areniscas verdosas y amarillas a rojizas. Contiene esta unidad frecuentes costras ferruginosas de hasta 1 cm de espesor y pseudomorfos de sal, así como yeso especular entre las lutitas, sobre todo en la zona próxima a Alhama de Aragón. Las areniscas están formadas principalmente por granos de cuarzo de tamaño medio a fino, con abundante matriz lutítica y micas. Por último, la parte superior está formada por alternancias más o menos regulares de areniscas entre 1 y 7 m de espesor y lutitas de 1 a 1,5 m. Las areniscas presentan cemento dolomítico y suelen ser de grano medio a fino. Las lutitas contienen abundantes micas (moscovitas), costras ferruginosas e intercalaciones de niveles delgados de areniscas de grano fino de escaso desarrollo lateral. Esta unidad suele presentar en su techo un tramo arenoso de espesor variable entre 3 y 7 m con abundantes cantos blandos y sobre él descansa la formación carbonatada del Muschelkalk.

En la zona de Sierra de Caldereros-Menera se distinguen tres tramos, según CAPOTE et al. (1980): un tramo basal constituido por conglomerados subredondeados y redondeados con un tamaño medio comprendido entre los 5 y 15 cms y un centilo entre 25 y 30 cm. Presentan huellas de presión-solución e intercalan niveles de arciscas de potencia decimétrica, que son lenticulares y tienen coloraciones rojizas. Son de grano medio a grueso con matriz de sericita-caolinita y están cementadas por óxido de hierro.

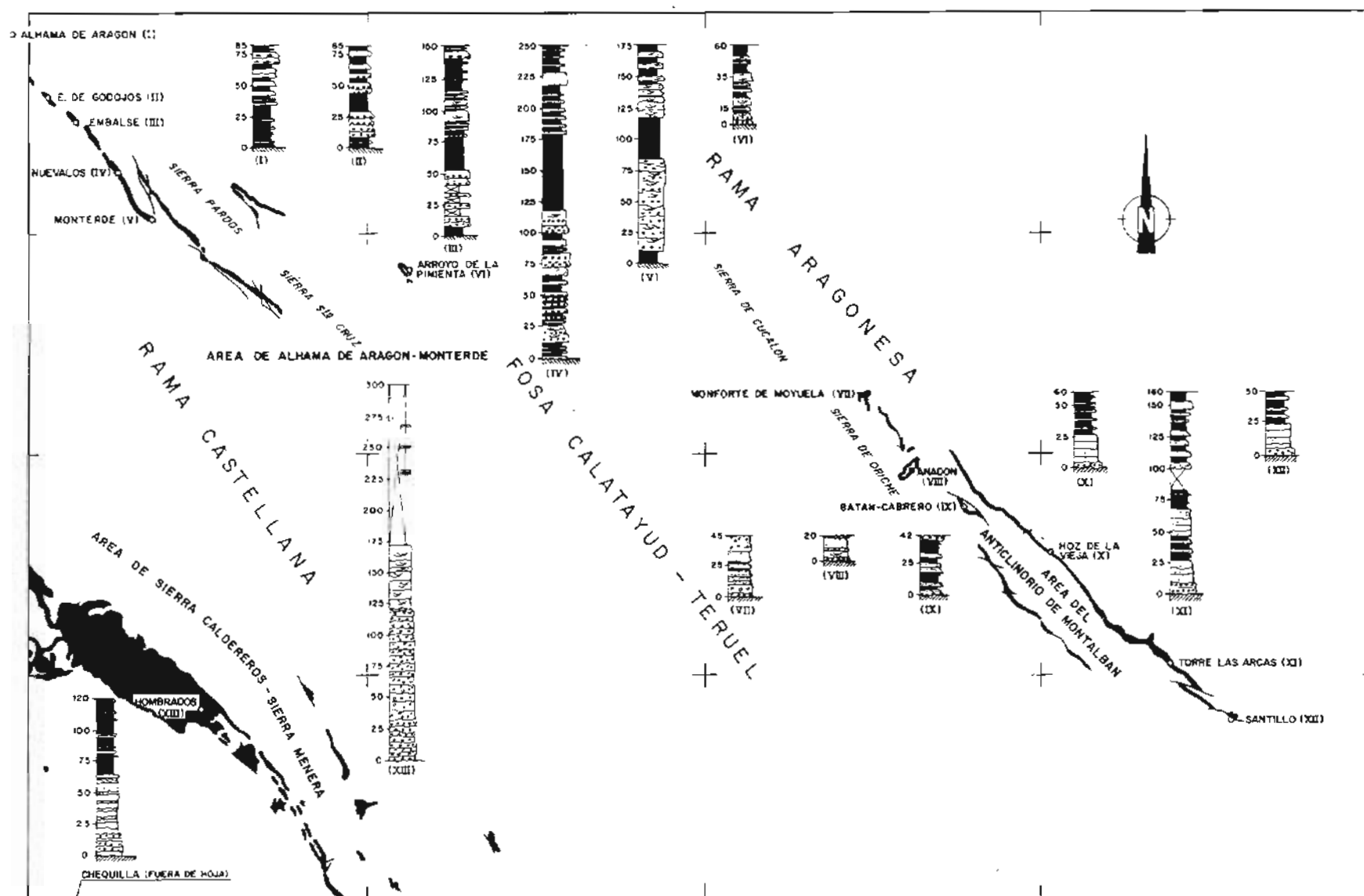


FIG. 131.—Distribución de los afloramientos y cortes realizados en el Buntsandstein de la hoja 1:200 000 de Daroca

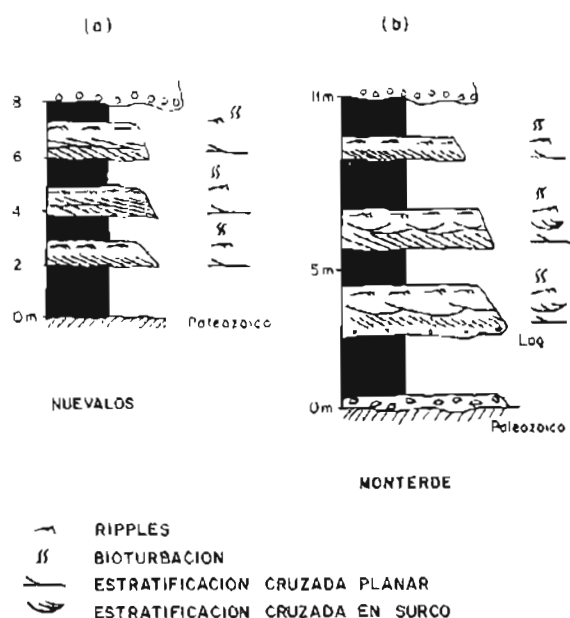


FIG. 1.3.2 —Columnas del tramo basal del Buntsandstein en la zona de Nuévalos-Monterde

Un segundo tramo, constituido por alternancias de areniscas rojas, lutitas y areniscas de tonos violáceos y areniscas rojas con clastos subangulosos de cuarcita. Las areniscas son de grano medio, ocasionalmente fino o medio-grueso con niveles de cantos en láminas y presentan una intensa bioturbación. Los términos lutíticos son de tonalidad rojo violáceo y se presentan a techo de los tramos areniscosos o como cuerpos independientes que intercalan limos y areniscas de grano fino. El último tramo que aparece en este área está constituido por lutitas rojo vino y areniscas. Se trata de una alternancia de capas de espesor decimétrico, de areniscas de grano fino y lutitas con abundante bioturbación.

Para el área de Montalbán y tomando como perfil tipo el de Torre de las Arcas se han reconocido los siguientes tramos:

Un tramo basal constituido por conglomerados cuarcíticos subangulosos a subredondeados, con huellas de presión-solución, de tamaño entre 6-8 cm y centilo de 30 cm con lentejones de areniscas de grano grueso-medio y todo el conjunto de color rojo vivo. Su espesor no sobrepasa los 10 m. Un segundo paquete constituido por alternancias de areniscas de grano medio a grueso y niveles de cantos, de tonalidades rojizas, que intercalan pequeños lentejones de arcillas rojo-vino. El espesor de este tramo no sobrepasa los 10 m. Un tercer paquete heterolítico, constituido por 50-70 m de alternancia de areniscas, limolitas y lutitas, con intercalaciones de cuerpos de areniscas de grano medio a fino y de espesor decimétrico. Por último un grueso paquete constituido por unos 80 m de alternancias de arcillas rojo-vino y areniscas de grano grueso a fino con niveles de can-

tos en la base. Hacia el techo se hace bastante heterolítico con niveles de carbonatos, limos y costras ferruginosas. Todo el conjunto presenta una intensa bioturbación.

Característica destacable de este área es la gran variación en los espesores, tanto a ambos flancos del Anticlinal de Montalbán, como en sentido longitudinal a él. En el flanco septentrional desde La Hoz de la Vieja (60 m) y Santillo (50 m) hasta Torre las Arcas, donde alcanza su máximo desarrollo (170 m). Por otro lado, en su flanco meridional los afloramientos se encuentran bastante tectonizados y los espesores menores, como en Anadón (20 m) o Batán-Cabrero, donde alcanza su máximo (45 m).

El primer tramo de la zona de Alhama-Monterde presenta espesores que oscilan entre los 4 y 11 m (Monterde), destacando la existencia de niveles areniscosos, en los que se aprecia una base erosiva con lag de cantos y laminación cruzada de pequeña escala (*ripples*) y arcillas. Estos materiales están relacionados con el desmantelamiento de los relieves paleozoicos próximos, como lo demuestra la existencia de un paleosuelo coluvional de cantos cuarcíticos erosionados por la acción eólica. Sobre éste y lateralmente se implanta una red fluvial de tipo *braided* incipiente en su inicio y generalizada al techo. Las paleocorrientes observadas mantienen una dirección de aporte procedente de los «umbrales» paleozoicos próximos. Este tramo no tiene equivalentes en las otras áreas, donde los perfiles se inician con los denominados tramos conglomeráticos basales que presentan depósito de carga residual, sets de gravas, estratificación cruzada de gran y pequeña escala y lutitas masivas.

Geométricamente se presentan en forma tabular con depósito de carga y barras de gravas. Las areniscas que acompañan a éstos se presentan rellenando los vanos dejados en los techos de las barras conglomeráticas, o en secuencias positivas de abandono de canal. Por último, las lutitas representan el último estadio de este proceso y se encuentran a techo de las facies que rellenan los canales. Estos presentan en ocasiones una importante extensión lateral, lo que induce a pensar en facies de inundación o desbordamiento.

Se aprecia en estas facies la sucesión vertical de cuerpos canalizados, lo que refleja una coalescencia de canales y, en resumen, un modelo fluvial de tipo *braided*. Por encima aparece un paquete areniscoso en el que son visibles cuerpos canalizados con base neta erosiva y en los que se distinguen lag de cantos, estratificación cruzada de gran escala (barras), estratificación cruzada en surco, estratificación cruzada de pequeña escala (*ripples*), así como también frecuentes superficies de reactivación.

En conjunto pertenece a un medio sedimentario mixto en el que el predominio es el medio fluvial con retoques de corrientes opuestas que erosionan los techos de las barras, sobre todo en los tramos canalizados superiores en los que se aprecian estratificación sigmoidal y a veces *ripples* truncados.

El siguiente tramo, común para todas las zonas, es heterolítico, en el que las estructuras sedimentarias dominantes son: estratificación cruzada de gran escala en los cuerpos areniscosos, *ripples*, superficies de reactivación, estratificación sigmoidal y laminación paralela. El conjunto se encuentra constituido en general por secuencias, tanto positivas (*fining upward*) como negativas (*coarsening upward*), como muestra la figura 1.3.3. Aunque muy escasas, existen también secuencias positivas con superficie de acreción lateral y que corresponden a depósitos de barra de meandro (*point-bars*) de canales de alta sinuosidad. En Torre de las Arcas estas secuencias presentan en su techo una gran cantidad de *ripples* y dunas truncadas (*sigmoides*), lo que induce a pensar en corrientes de marea que penetran a través de pequeños canales (*creek*) en una llanura limo-fangosa (supramareal).

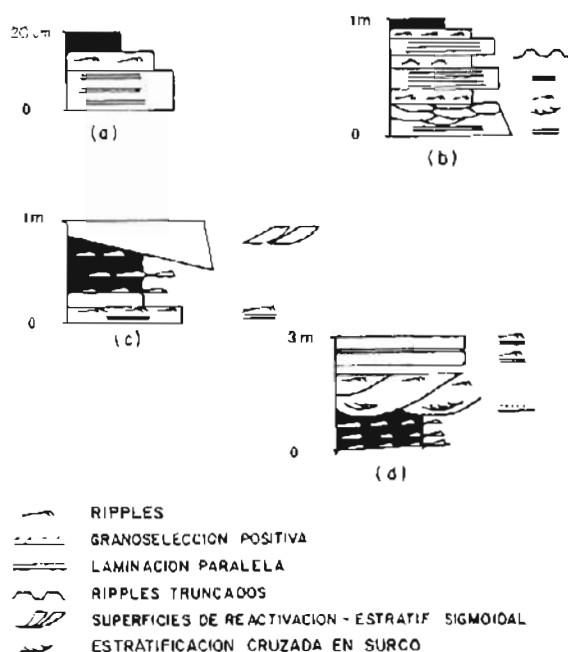


FIG 1.3.3 —Secuencias sedimentarias positivas (a) y (b), negativa (c) y de «Point-bar» (d) del Buntsandstein de Torre de las Arcas.

El siguiente tramo se caracteriza por una fuerte reactivación del medio con la aparición en la base de un término fundamentalmente areniscoso, constituido por barras y canales de bases netas y erosivas, con *lag* de cantos blandos, y en los que son frecuentes las superficies de reactivación en las barras, así como la aparición de estratificaciones sigmoidales, en surco, cruzadas de pequeña escala y depósitos de decantación bioturbados. Estos cuerpos canalizados

tienen una potencia media entre 0,5 y 3 m. Su relleno suele estar constituido por secuencias positivas con bioturbación al techo. También aparecen esporádicos cuerpos de base neta y erosiva, techo convexo y abundante bioturbación. Desde el punto de vista sedimentológico la característica más destacable es la intensa bioturbación a techo de los cuerpos areniscosos y la evolución de éstos a depósitos finos más distales, con el consiguiente aumento de la bioturbación junto a la aparición de superficies de reactivación en los frentes de barras y demás cuerpos con estratificación sigmoidal. Se pueden interpretar como sedimentos fluviales que a techo se erosionan por corrientes opuestas, en este caso de origen mareal.

El paso de estos términos areniscosos a términos superiores mucho más lutíticos se caracteriza por la presencia de sedimentos lutíticos y areniscas en general de grano fino a muy fino, canalizadas. Además aparecen otros tipos de facies, tales como estratificación ondulada, *ripples* de oscilación, *flaser*, capas de carbonatos con *tepees*, encostramientos ferruginosos y huellas de retracción. En el corte de Tranquera se han podido observar secuencias típicas de llanura de mareas completas e incompletas, en las que la característica más destacable es la intensa bioturbación en todo el conjunto.

El techo de la serie Buntsandstein, en tránsito con los carbonatos de la facies Muschelkak, se caracteriza por la presencia de un potente término areniscoso (fig. 1.3.4) de base neta y erosiva sobre los depósitos lutíticos de llanura de mareas, y en el que se observan las siguientes facies: depósito de carga con conglomerados y areniscas de grano grueso y *lag* de cantos blandos, estratificación cruzada planar de gran escala con cantos blandos, estratificación en surco y lutitas con intercalaciones de cuerpos de estratificación cruzada de pequeña escala, *ripples* de oscilación, abundantes costras ferruginosas e intensa bioturbación. Se interpreta este paquete como una barra de desembocadura, sometida a la acción de las mareas, hecho este último que se manifiesta claramente en sus depósitos laterales más finos de llanura de marea. En otras zonas, como en Batán-Cabrero (área de Montalbán), existe una facies de brechas, en lugar del anterior tramo descrito.

Estas brechas, constituidas por cantos angulosos a subangulosos, se encuentran cementadas por carbonatos de carácter edáfico y presentan aspectos tales como finos depósitos arcillosos a techo con huellas de retracción y bioturbación. Su estructura interna es masiva.

Esta facies de brechas, que a su vez sirve de base a la litofacies Muschelkak, se interpretan como depósitos muy proximales, de naturaleza coluvionar, proce-

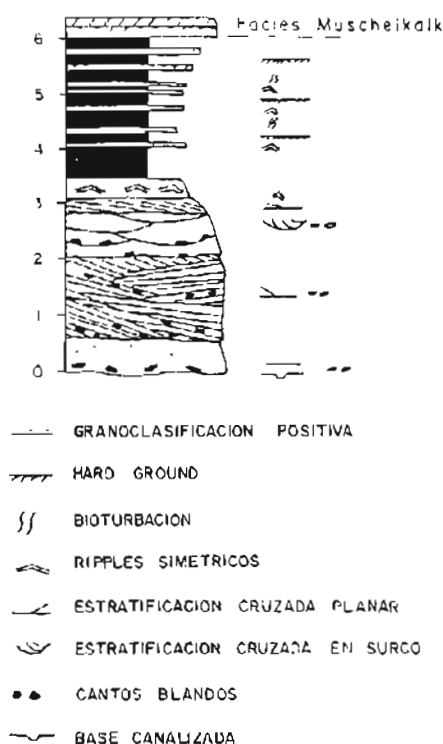


FIG 1.3.4. — Techo del Buntsandstein del área de Alhama de Aragón-Monterde.

dentes de los umbrales paleozoicos próximos que actúan durante el Triásico inferior y medio, y discordantes sobre las facies Buntsandstein.

En resumen, la litofacies Buntsandstein de la Hoja de Daroca está constituida por un conjunto de abanicos de carácter aluvial en su base y de abanicos estuarinos en la parte media alta, en los que la influencia mareal se hace más patente en los tramos superiores, como lo demuestra la existencia de numerosas estructuras indicativas de este tipo de medios, así como de sedimentos finos de decantación sobre las superficies de reactivación, indicando simetría en las corrientes de retorno.

### 1.3.2. Dolomías tableadas, margas y dolomías en bancos (29). Facies Muschelkalk.

Sobre los materiales detríticos del Buntsandstein se sitúa el Muschelkalk o «Formación carbonatada media» del Triás Germánico, constituido por una sucesión carbonatada-dolomítica.

Entre los antecedentes cabe citar los de VILLENA (1971) y MARÍN (1974) que estudian esta facies desde un punto de vista geológico regional. HINKELBEIN (1965 y 1969) realiza un estudio más detallado en el área de la Sierra de Albarracín y PEÑA (1972) y PEÑA y YÉBENES (1977) estudian aspectos petrológicos. Entre los estudios de carácter sedimentológico y paleogeográfico en áreas cercanas a la del presente estudio llevados a cabo recientemente, cabe señalar los trabajos de ARRIBAS (1984) y ARRIBAS y

PEÑA (1984) correspondientes al Muschelkalk de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, CAPOTE et al. (1982) centrado en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, GÓMEZ (1985) correspondiente al nuevo mapa geológico de España a escala 1:200.000 de Teruel, y JURADO et al. (1986) que estudian la sedimentación del Triás medio en facies Muschelkalk en la cuenca del Ebro aportando numerosos datos de sondeos.

Todos los autores ponen de manifiesto que el depósito de los materiales carbonáticos de Muschelkalk tuvo lugar en una amplia plataforma carbonatada marina muy somera en la que hacia el Oeste aparecían ambientes transicionales con importante influencia terrígena.

En la región correspondiente al mapa 1:200.000 de Daroca están presentes dos áreas bien diferenciadas: una que ocupa el sector Noroccidental en la que aflora un solo tramo carbonatado dolomítico correspondiente al tramo superior ( $M_3$ ), y un sector, que ocupa el borde Sur y la mitad oriental, en el que es posible distinguir tres tramos (dos dolomíticos: superior  $M_1$  e inferior  $M_2$ ) separados por un tramo lutítico rojo intermedio  $M_2$ .

Para el estudio y reconocimiento del Muschelkalk de esta región se ha llevado a cabo el levantamiento de 17 columnas estratigráficas de detalle repartidas por toda la Hoja (fig. 1.3.5).

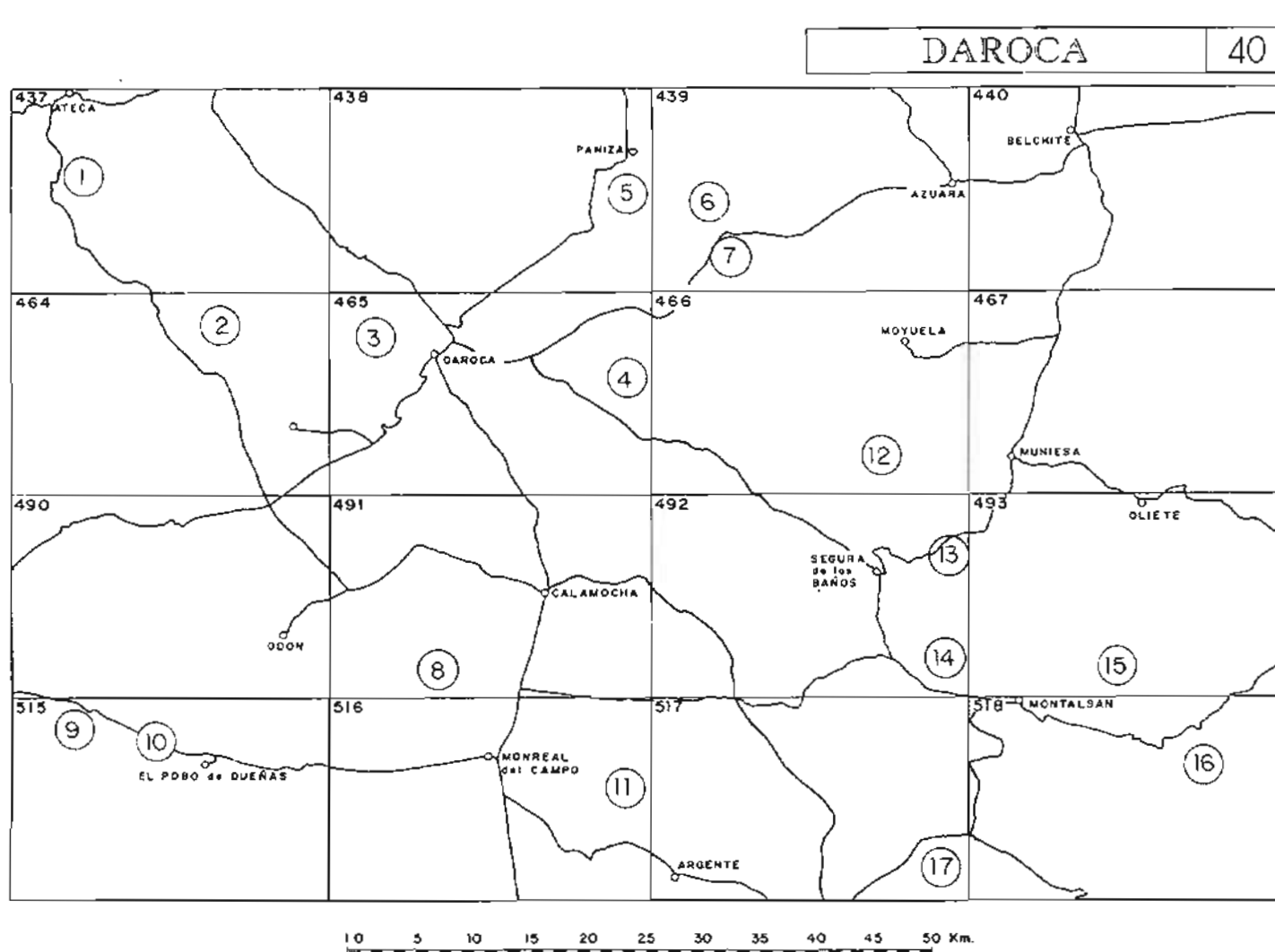
#### A) Miembro Inferior ( $M_1$ )

Esta unidad está presente en la mitad oriental de la región estudiada y en una estrecha franja al Sur que se sitúa entre Monreal del Campo y El Pobo de Dueñas.

Ha sido estudiado (fig. 1.3.5) en los perfiles de Castellar de la Muela, Morenilla, Rudilla, Barranco del Salobre, Torre de las Arcas, Corral del Zancado y La Zoma. También se ha localizado en Herrera de los Navarros y Armillas, y es problemática su presencia, dadas las condiciones de afloramiento fuertemente tectonizadas, en localidades como Rubielos de la Cèrida.

Está constituido por dolomías de grano fino, bien estratificadas o tableadas, con planos de estratificación irregular y ondulados que a veces le dan un aspecto noduloso. De manera ocasional intercalan niveles masivos en la base (La Zoma), tramos de brechas también en la base (Rudilla y Torre de las Arcas) o niveles de brechas a techo de la unidad (Barranco del Salobre y La Zoma). También aparecen intercalaciones de margas rojas y dolomías margosas igualmente de forma aislada y puntual (Castellar de la Muela, Morenilla y Barranco del Salobre).

Este miembro presenta abundante laminación de origen algal y de corriente, y bioturbación de moderada a



- ① Ctra. Ateca-Nuévalos
- ② Pardos
- ③ Arroyo de la Pimienta
- ④ Cucalón
- ⑤ Arroyo de la Sierra
- ⑥ Aladrén
- ⑦ Herrera de los Navarros
- ⑧ Villalba de los Morales
- ⑨ Castellar de la Muela
- ⑩ Morenilla
- ⑪ Rubielos de la Cérda
- ⑫ Rudilla
- ⑬ Barranco del Salobre
- ⑭ Armillas
- ⑮ Torre de las Arcas
- ⑯ La Zoma
- ⑰ Corral del Zancado

FIG. 1.3 5.—Situación de las columnas levantadas en la facies Muschelkalk.



intensa, que suele conferir aspecto noduloso. En algunos perfiles se han observado restos de bioclastos de bivalvos inclasificables, superficies ferruginosas y estructuras de exposición subaérea.

El espesor oscila entre un máximo de 50 m en Torre de las Arcas y los 3-4 m de Castellar de la Muela. La disminución de potencia se realiza hacia el Oeste, existiendo un máximo en la parte oriental entre Montalbán y Castel de Cabra (fig. 1.3.6).

El contacto basal es neto en la mitad oriental y más transicional en el extremo suroccidental. El límite superior coincide con la desaparición de los niveles dolomíticos y su sustitución por los niveles lutíticos de la unidad suprayacente. Este límite es neto en la parte oriental, aunque frecuentemente está cubierto, y es menos neto en el extremo suroccidental, en donde aparecen unos niveles de transición en los que se intercalan todavía algunos lechos delgados dolomíticos en el tramo suprayacente.

No se ha encontrado fauna o flora relevante, salvo restos y moldes de bivalvos sin valor bioestratigráfico. A esta unidad en el Sector de Molina de Aragón, PÉREZ ARLUCEA (1985) le atribuye una edad Anisiense-Ladiniense inferior, mientras que SOLÉ DE PORTA et al. (1985) y MARZO et al. (1985) le atribuyen una edad de Anisiense medio a superior en las catalánides, en función del estudio de Ammonites y polen. Estos datos corroboran la diacronía de esta unidad ya señalada por VIRGILI et al. (1977).

Desde el punto de vista sedimentario este miembro presenta distintas facies, de las que cabe destacar:

Facies de alta energía con bases erosivas y canales con *lag* de cantos y cantos blandos. Facies con laminación cruzada correspondientes, a barras y dunas, con *ripples* de olas y estructuras *flaser*. Facies de baja energía con crecimiento de tapices algales y niveles de crecimiento estromatolíticos, así como grietas de desecación, etc. Facies de mayor aridez con *tepees* y moldes de sales. Todas ellas se encuentran intensamente bioturbadas.

El conjunto responde a secuencias de somerización (*shallowing upward*), en las que las primeras facies se manifiestan por barras y canales submareales y las superiores con estructuras móldicas atribuibles a ambientes supramareales hipersalinos tipo *sebkhas* costeras. Su representación gráfica corresponde a la figura 1.3.7.

#### B) Miembro Medio (M<sub>2</sub>)

Esta unidad queda restringida al área oriental y suroccidental, aunque en malas condiciones de afloramiento por su carácter arcilloso.

Ha sido reconocida en diversos perfiles: Castellar de la Muela, Morenilla, Corral del Zancado, Torre de las

Arcas, Barranco del Salobre. En perfiles se ha constatado su presencia, aunque ha sido imposible realizar algún tipo de observación: Herrera de los Navarros, Rudilla, Armillas y La Zoma. En el perfil de Rubielos de la Cérda es posible su existencia, pero las condiciones tectónicas hacen muy difícil su reconocimiento.

Se presenta en el borde sur como una sucesión de arcillas generalmente rojas, y verdes en menor proporción, con delgadas intercalaciones de dolomías tableadas y laminadas, limos e incluso areniscas finas laminadas. En la mitad oriental aparece como una sucesión arcillosa verde y roja con intercalaciones de yesos con apariencia similar a los materiales del Keuper. Las lutitas se presentan masivas y a veces laminadas; los niveles dolomíticos intercalados muestran aspecto hojoso o tableado con abundante laminación de origen algal. Los yesos cuando aparecen están como cristales aislados o bien como nódulos.

La potencia de este tramo oscila entre 10 y 15 m en Castellar de la Muela, Morenilla y Corral del Zancado y los 50 m medidos en Herrera de los Navarros. En Torre de las Arcas tiene 25, y en el Barranco del Salobre, 35 m.

Lateralmente se observa un pequeño cambio de facies de Este a Oeste. Así las lutitas rojas y verdes, que se mantienen constantes a lo largo de todo el mapa, contienen mayor proporción de evaporitas en la parte más oriental (área de Montalbán-Puerto del Esquinazo) (SOPEÑA y RAMOS, 1985) mientras que hacia el Oeste son sustituidas por niveles dolomíticos (Hoja de Argente), llegando en los alrededores del Pobo de Dueñas a cargarse en limos e incluso arena fina sin llegar a desaparecer los niveles dolomíticos.

Los límites son bastante netos, sin embargo la base puede aparecer débilmente gradual en el sector occidental. Desde el punto de vista paleontológico y bioestratigráfico, esta unidad es irrelevante y se le asigna una edad que, por correlación con los datos citados anteriormente, podría ser tránsito Anisiense superior-Ladiniense inferior a Ladiniense inferior en su totalidad.

Desde el punto de vista de facies sedimentarias, las malas condiciones de afloramiento no permiten realizar un análisis sistemático, si bien de las observaciones de campo y de datos aportados por otros autores se pueden considerar las siguientes facies como representativas de la unidad: arcillas y margas laminadas, yesos, dolomías con laminación algal estromatolítica, brechas dolomíticas con moldes de sales, *tepees* y pliegues enterolíticos. Esta asociación de facies es característica de una llanura costera hipersalina evaporítica.

#### C) Miembro Superior (M<sub>3</sub>)

Está presente en toda el área de estudio y ha podido ser estudiado en la totalidad de los perfiles realizados. Está constituido por una sucesión dolomítica estratificada

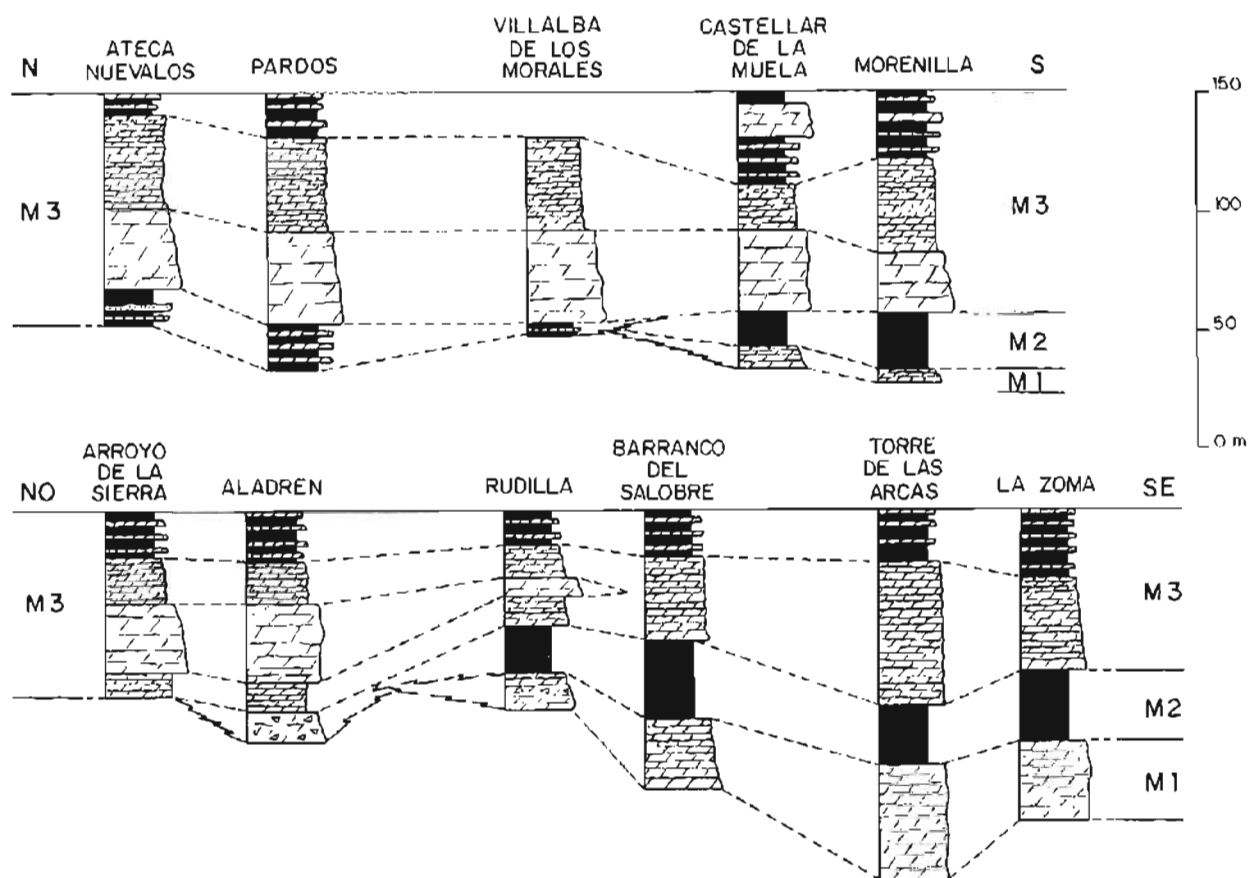


FIG. 1 3 6 —Gráfico de correlación litológica de las distintas unidades de la facies Muschelkalk

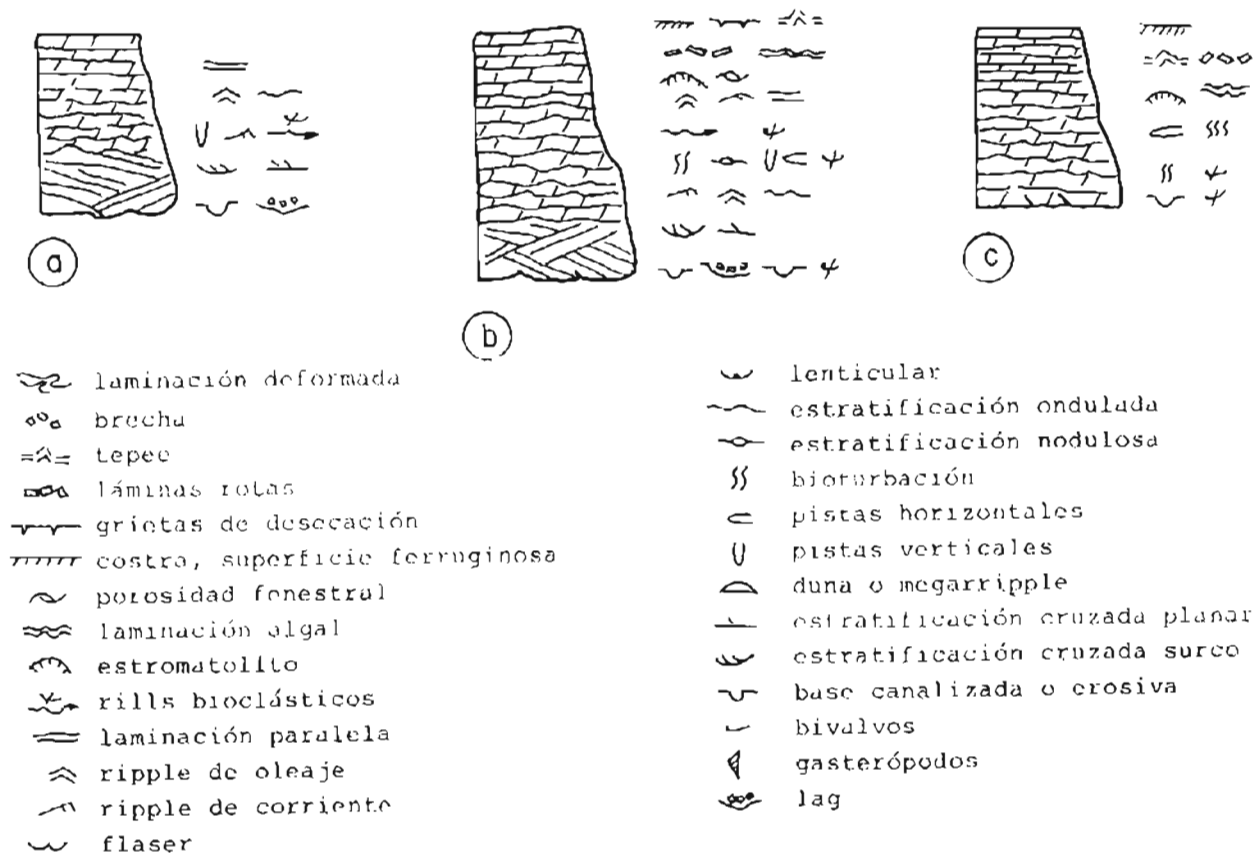


FIG. 1 3 7 —Secuencias del miembro interior de la facies Muschelkalk (a): Secuencia de alta energía; (b): Secuencia tipo de la unidad, (c). Secuencia de baja energía

en la que es posible distinguir varios conjuntos litológicos de desigual distribución, tanto vertical en la columna litológica como regionalmente.

De muro a techo se identifica en primer lugar un tramo constituido por una alternancia de dolomías y limos o por intercalaciones finas limoso-arcillosas entre dolomías finas tableadas. Este tramo está presente en el sector más occidental y es observable en los cortes de la carretera de Ateca a Nuévalos, Pardos, Castellar de la Muela y Morenilla. En todos ellos su sucesión litológica varía al igual que su potencia. En la carretera de Ateca a Nuévalos se presenta como una sucesión de 10 m de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas finas dolomíticas y delgados niveles de dolomías laminadas. En Pardos presenta cerca de 20 m de margas dolomíticas grises y rojas con intercalaciones de lechos de dolomías laminadas e incluso dolomías brechoides.

En Morenilla y Castellar de la Muela aparece con una potencia inferior a 10 m y constituido por margas y arcillas versicolores con intercalaciones de brechas dolomíticas y dolomías laminadas.

Por encima, el segundo conjunto litológico diferenciado está constituido por dolomías en gruesos bancos de aspecto masivo y/o brechoide. Se presenta con mayor distribución espacial, aunque también restringida a la mitad occidental y con potencias que alcanzan los 40 m. Se ha identificado en los perfiles de Ateca-Nuévalos, Pardos, Villalba de los Morales, Castellar de la Muela, Morenilla, Arroyo de la Sierra, Aladrén y Rudilla. Como se observa en la figura 1.3.8, pasa lateralmente al conjunto litológico de dolomías estratificadas hacia el Este y sector oriental, mientras que en el sector occidental este conjunto se sitúa por encima. La potencia de las dolomías masivas es máxima, con unos 23-30 m hacia el Oeste, y decrece hasta unos 10 m en el sector central, desapareciendo rápidamente hacia el Este.

El conjunto de dolomías estratificadas aparece como una sucesión de dolomías de grano fino, grises, generalmente tableadas y con abundante laminación y en ocasiones con estratificación ondulada o nodulosa. Su contacto es neto, tanto en el sector occidental, donde descansa sobre el conjunto descrito anteriormente, con potencias cercanas a los 40 m (Ateca-Nuévalos y Pardos) y espesores sensiblemente inferiores de 25 m en Arroyo de la Sierra, Aladrén o Castellar de la Muela, como en el sector oriental, donde aparece directamente sobre el Miembro Medio M<sub>2</sub>. En esta mitad este del mapa las potencias son sensiblemente superiores, ya que corresponden en parte al paso lateral a las dolomías en gruesos bancos. Sus potencias son máximas, con 60-70 m en Torre de las Arcas y Armillas, y ligeramente inferiores, próximas a los 50 m, en La Zoma y Corral del Zancado.

Al techo del Miembro Superior aparece el último conjunto litológico constituido por una alternancia de do-

lomías y margas. Su límite inferior suele ser neto y viene marcado por la aparición brusca de las margas. Está constituido por margas grises verdes y ocre, generalmente laminadas, de aspecto hojoso, y niveles intercalados de dolomías cristalinas finas y dolomías margosas bien estratificadas casi siempre en tonos grises a ocre y muy laminadas. Sobre los últimos niveles dolomíticos se sitúan las arcillas rojas del Keuper, observándose en ellos abundantes estructuras de desecación; grietas, brechas y *tepees*, lo que permite situar con bastante precisión el techo del Miembro Superior.

Los materiales del Miembro Superior no aportan ningún dato que permita su datación. Por correlación con los datos de los autores citados anteriormente se le asigna una edad Ladinense superior.

Las asociaciones de facies reconocidas en la unidad son:

Facies de alta energía constituida por dolomías con estructuras de mediana y gran escala, como cuerpos canalizados, estratificación cruzada en surco y planar en las que en algún caso se observan superficies de reactivación, dunas y *megaripples*. A veces es posible identificar dentro de este tipo de facies cuerpos con estratificación cruzada *hummocky*. La estructura interna suele verse difuminada por el efecto de la recristalización.

Facies nodulosas y bioturbadas compuestas por dolomías con estratificación ondulada a nodulosa con abundantes pistas horizontales y verticales. Pueden contener algún resto bioclástico de bivalvos.

Facies de oleaje y corriente constituidas por dolomías finas con estratificación horizontal plana, tableadas, con laminación cruzada debida a *ripples*, laminación paralela, estructuras *flaser* y superficies onduladas por *ripples* de oleaje. También se agrupan en estas facies los *rills* bioclásticos y superficies de acumulación de restos.

Facies de algas, formadas por dolomías finas, generalmente tableadas, con laminación irregular debida a tapices algales y niveles centimétricos de crecimiento estromatolítico, también de origen algal. Facies de exposición con niveles de dolomías finas, tableadas, estructuras de grietas de desecación o niveles brechificados, láminas rotas, costras ferruginosas, porosidad fenestral y superficies karstificadas.

Facies evaporíticas con laminaciones deformadas, moldes de sales y *tepees*. Facies finas constituidas por margas y arcillas laminadas que intercalan niveles de dolomías tableadas con estructuras algales, dolomías en lechos lenticulares bioclásticos o lechos brechificados.

Todas estas facies se agrupan en secuencias elementales de somerización «*shallowing upward*», aunque localmente se encuentren episodios estrato y grano-

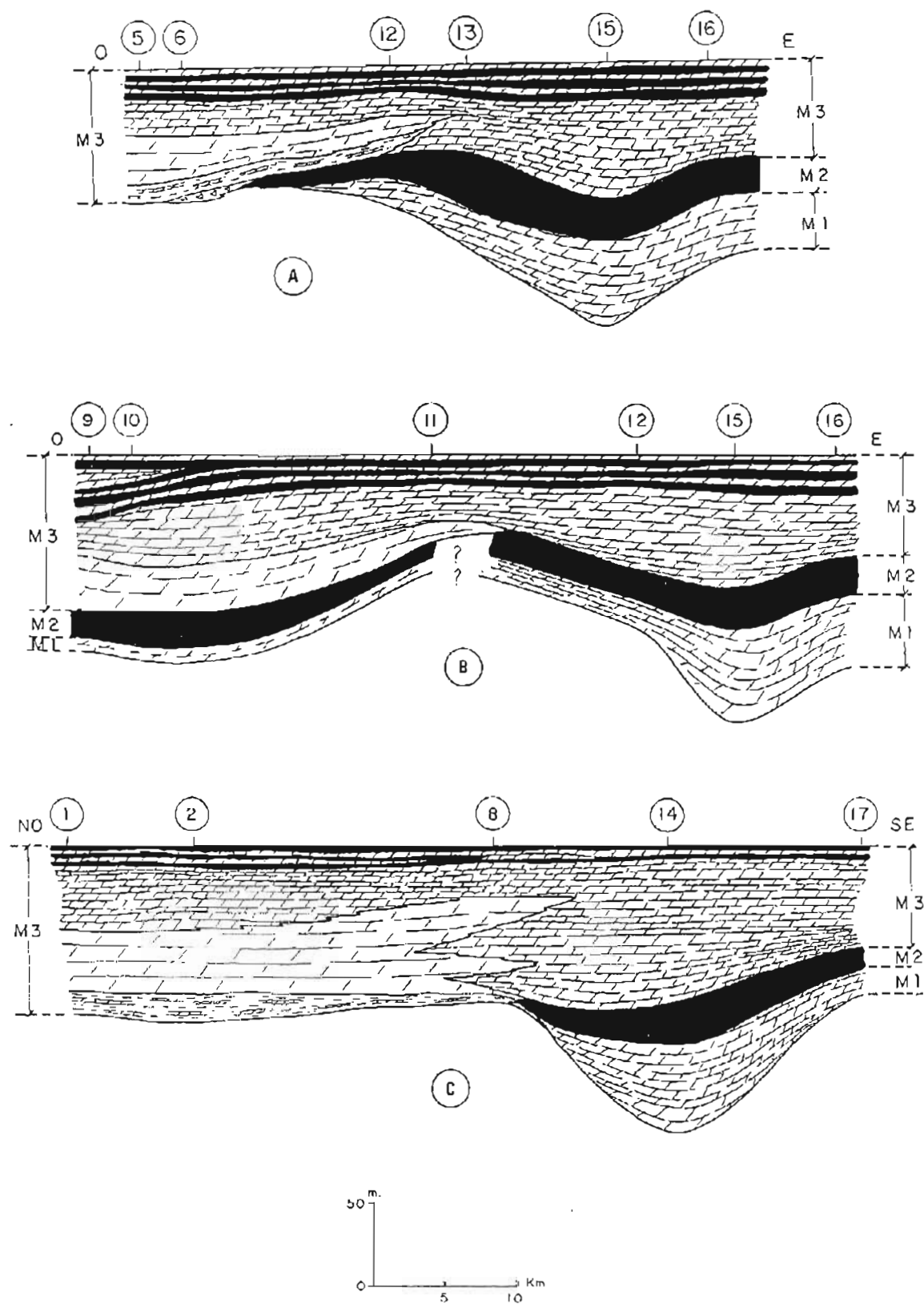
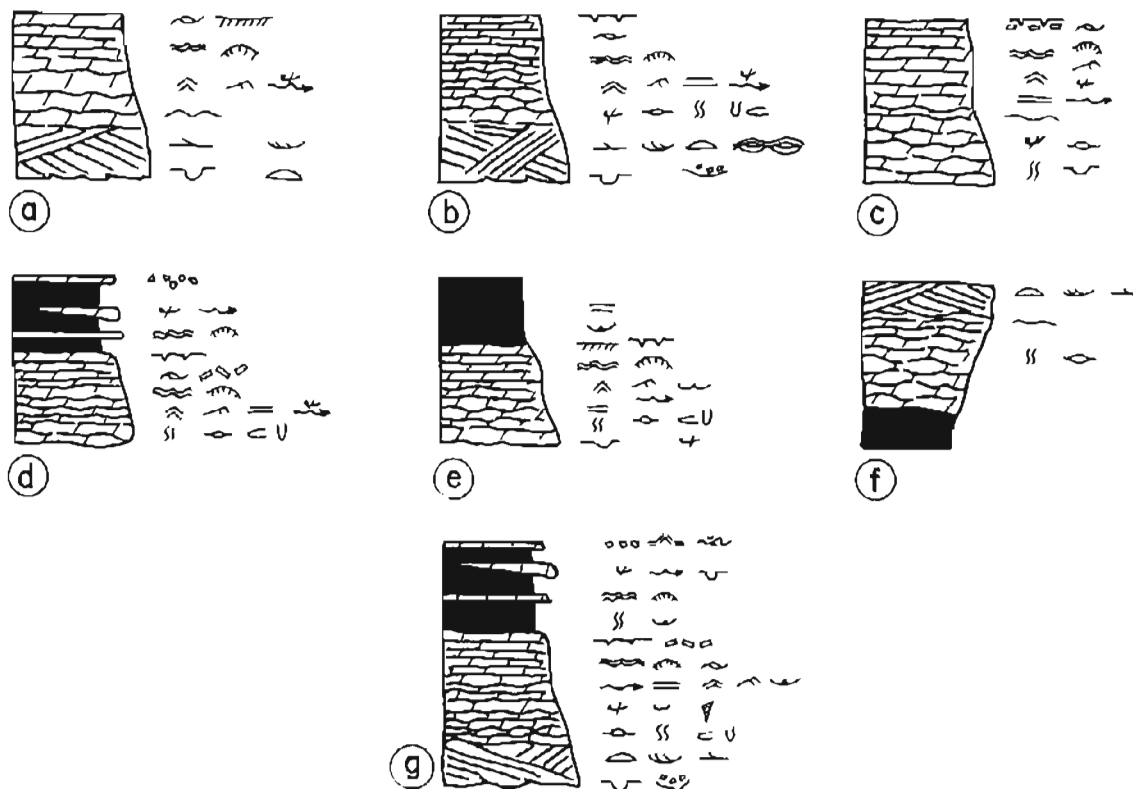


FIG. 1.3.8 —Perfiles de distribución de facies del Muschelkalk según tres transversales. Los números hacen referencia a las columnas en la figura 1.3.5



	laminación deformada		lenticular
	brecha		estratificación ondulada
	tepee		estratificación nodulosa
	láminas rotas		bioturbación
	grietas de desecación		pistas horizontales
	costra, superficie ferruginosa		pistas verticales
	porosidad fenestral		duna o megaripple
	laminación algal		estratificación cruzada planar
	estromatolito		estratificación cruzada surco
	rills bioclásticos		base canalizada o erosiva
	laminación paralela		bivalvos
	ripple de oleaje		gasterópodos
	ripple de corriente		lag
	flaser		

FIG 139 Secuencias del miembro superior de la facies Muschelkalk. (a) y (b): Secuencias de somerización tipo «grainy», (c), (d) y (e): Secuencias de somerización tipo «muddy»; (f): Secuencia inversa estrato y granocreciente, (g) Secuencia virtual de la unidad.

crecientes. Se encuentran representadas en la figura 1.3.9 y en ella se muestran las distintas asociaciones presentes en esta unidad, así como la secuencia virtual que muestra la evolución del conjunto del Miembro Superior.

En su conjunto el medio sedimentario correspondiente al depósito de esta unidad se interpreta como una extensa llanura de mareas que oscila entre una llanura supramareal hipersalina o *sebkha* costera bordeada por una llanura fangosa supramareal, con áreas drenadas por pequeños canales que pasan lateralmente a los ambientes intermareales, colonizados por algas, y a los ambientes dominados por las corrientes de marea que en su parte distal enlazan con los medios submareales tranquilos, muy bioturbados, protegidos por un cinturón de barras y canales que actúan de barrera energética y que constituyen el cierre de la plataforma interna-llanura mareal.

Por último, en el aspecto paleogeográfico, la facies *Muschelkalk* muestra, según se aprecia en el mapa de isopacas (fig. 1.3.10), la existencia de distintos surcos y umbrales con alineaciones sensiblemente coincidentes con las descritas en otras áreas próximas. La sedimentación y sus zonas de máxima subsidencia están controladas por fracturas de zócalo NO-SE, mientras que los accidentes transversales a esta dirección controlaban la extensión hacia el Oeste de las facies, actuando como barreras paleogeográficas en la configuración de las plataformas del Triásico medio.

### 1.3.3. Margas abigarradas (30). Facies Keuper.

Los materiales que forman la facies Keuper afloran en toda la Hoja, casi siempre en franjas con orientación NO-SE que constituyen los núcleos de los anticlinales contruidos en los materiales jurásicos. En ocasiones forma estructuras diapíricas.

Las unidades litoestratigráficas definidas por ORTÍ (1974) en el Keuper del Levante de la Península son identificables en la Hoja, aunque no siempre están todas presentes. Las más fácilmente reconocibles son las unidades K<sub>1</sub> (Formación Arcilla y yesos de Jarafuel), K<sub>2</sub> (Formación Arcillas yesíferas de Quesa) y K<sub>3</sub> (Formación Arcillas de Cofrentes). La unidad K<sub>4</sub> (Formación Areniscas de Manuel) está poco desarrollada aunque se ha detectado en las Hojas 1:50.000 de Moyuela, Montalbán y Ateca. Parece insinuarse un mayor desarrollo de ellas en sentido N-S.

La formación K<sub>1</sub> está compuesta por arcillas de tonos grises y verdosos que intercalan capas de yeso, generalmente laminado de color gris y negro. Las areniscas de Manuel (K<sub>2</sub>) son de tonos rojos, dispuestas en capas métricas con alguna estratificación cruzada y en surco y están incluidas en arcillas también rojas. La litología de la formación K<sub>1</sub> es de arcillas rojas con algunas inter-

calaciones de arcillas verdes. La Formación Arcillas yesíferas de Quesa (K<sub>2</sub>) está constituida por una masa arcillosa roja en la que los yesos son de tipo nodular, laminados o traveculares (retículo irregular de fisuras rellenas por yeso fibroso). En la columna de Casa de la Orden (Hoja 1:50.000 de Montalbán) se ha reconocido la Formación K<sub>2</sub> en la que se advierte una sucesión monótona y potente de secuencias de tres términos (fig. 1.3.11). El término basal es de yesos nodulares de color rojo o rojoamarillento incluidos en una matriz arcillosa roja. El intermedio está formado por yesos estratificados, con laminación algal en algunos casos brechificados y colapsados. Ocasionalmente hay alguna capa dolomítica delgada. El término superior de las secuencias es una masa arcillosa roja atravesada por yeso travecular.

La génesis de las unidades yesíferas se interpreta como el relleno reiterado de una *sebkha* costera alimentada por un flujo subterráneo de agua marina que da lugar a la formación de evaporitas de facies nodulares, y depósitos de sulfatos laminados formados en ambientes subacuáticos, probablemente ligados a lagunas efímeras de tipo *salt-pan*. Los finos depósitos de carbonatos se han interpretado en ambientes similares como el resultado de una disminución progresiva de la salinidad, quizá debida a una pulsación transgresiva, mientras que las arcillas representarían periodos de aporte terrígeno continental.

Las formaciones K<sub>2</sub> y K<sub>3</sub> (Areniscas de Manuel y Arcillas de Cofrentes) corresponden a un momento de reactivación en los aportes continentales y representan cuñas clásticas procedentes de la meseta.

En la Hoja 1:200.000 de Teruel, al sur de la de Daroca, se ha datado palinológicamente como Carniense, con el siguiente contenido fósil: *Camerosporites secatus* (LESCHIK), *Vallasporites ignacii* (LESCHIK), *Alisporites* sp., *Triadispora* sp., *Pityosporites* sp., *Paracirculina scurilis* (SCHEURING), *Paracirculina tenebrosa* (SCHEURING), *Paracirculina granifer* (LESCHIK) (KAUS), *Duplicisporites granulatus* (LESCHIK) (SCHEURING), *Ovalipollis ovalis* (KRUTZSCH) (SCHEURING) y *Patinasporites* sp.

## 1.4 JURÁSICO.

Los afloramientos correspondientes a los materiales del Jurásico, dentro de la Hoja de Daroca a escala 1:200.000, se distribuyen a lo largo de dos franjas discontinuas (fig. 1.4.1) situadas en su parte suroccidental y nororiental, coincidiendo con las que se denominan tradicionalmente Rama Castellana y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Ambas franjas se encuentran separadas entre sí por la alineación de materiales paleozoicos de Ateca-Daroca, con dirección noroeste-sureste, y por el graben de Teruel-Calatayud, que se encuentra relleno por materiales terciarios y cuaternarios.

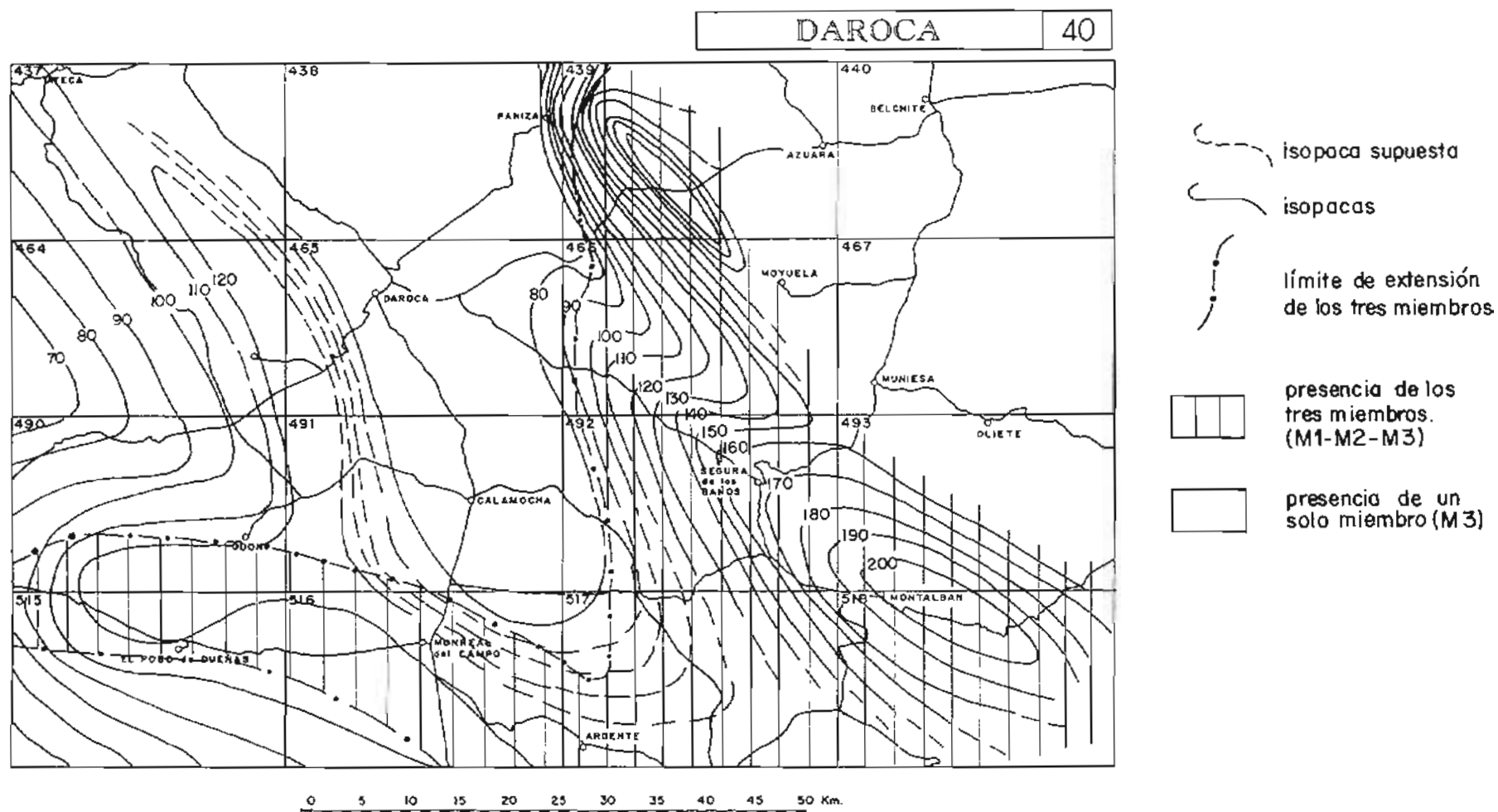
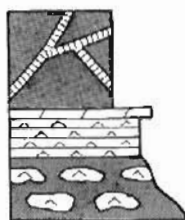
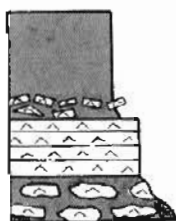


FIG 13 10 —Mapa de isopacas y de distribución de miembros de la facies Muschelkalk



Yeso fibroso secundario



Láminas rotas, brechificación



Nódulos de yeso

FIG. 1.3.11 — Secuencias de la facies Keuper.

Además de la valiosa contribución al conocimiento del Jurásico en esta Hoja realizada por los autores de los mapas geológicos a escala de 1:50.000 (plan MAGNA), los sedimentos de esta edad han sido objeto de numerosos estudios específicos, que se extienden desde mediados del siglo XIX hasta la actualidad.

Los primeros estudios tienen un carácter marcadamente regional (DE VERNEUIL y COLLOMB, 1853; DE VERNEUIL y LARTET, 1863; CORTAZAR, 1885; PALACIOS, 1892; DEREIMS, 1898), proporcionando algunos de ellos los primeros esquemas de conjunto (JOLY, 1927; HAHNE, 1930; RICHTER y TEICHMULLER, 1933).

A partir de mediados de los años sesenta comienzan a realizarse numerosos estudios de detalle con una orientación fundamentalmente bioestratigráfica, hasta alcanzarse un elevado nivel de precisión en cuanto a la datación de los niveles más fosilíferos del Jurásico (GAUTIER y MOUTERDE, 1964; BUKARD, 1966, 1968, 1971; BULARD et al., 1971; MOUTERDE, 1971; VILLENA et al., 1971; MARÍN y TOULOUSE, 1972a, 1972b; EL KHOUDARY, 1974; BULARD et al., 1974; GEYER, BEHMEL y HINKELBEIN, 1974; MOUTERDE et al., 1978; COMAS-RENGIFO y GOY, 1978; SEQUEIROS et al., 1978; COLERA et al., 1978; MELÉNDEZ, 1978; SEQUEIROS y MELÉNDEZ, 1981; MELÉNDEZ et al., 1979; GOY et al., 1979; MELÉNDEZ et al., 1982a, 1982b; SEQUEIROS, 1983a, 1983b; SEQUEIROS, 1984; SEQUEIROS et al., 1984; MELÉNDEZ et al., 1984; COMAS-RENGIFO et al., 1985; FERNÁNDEZ-LÓPEZ et al., 1985; GOY y URETA, 1986). De entre ellos cabe destacar las tesis doctorales desarrolladas en parte sobre esta zona por BULARD, 1971; MELÉNDEZ, 1984; COMAS-RENGIFO, 1985, y FERNÁNDEZ-LÓPEZ, 1985.

Por el contrario, son relativamente escasos los trabajos que tratan los aspectos litoestratigráficos, sedimentológicos y paleogeográficos de todos o parte de los sedi-

mentos del Jurásico de esta región (BULARD, 1972; ARCHE et al., 1977; GOY y YÉBENES, 1977; GÓMEZ, 1979; GÓMEZ y GOY, 1979, 1981; MOJICA, 1979; BENKE, 1981; CAPOTE et al., 1982; CANEROT, 1985; GOY, 1985; YÉBENES et al., 1985; HERTMANN, 1986; AURELL y MELÉNDEZ, 1988, y LARDIES et al., 1988).

El Jurásico de esta zona está compuesto por un potente conjunto de rocas carbonatadas con intercalaciones margosas, que ha sido subdividido en una serie de unidades litoestratigráficas formales (GOY et al., 1976; GÓMEZ, 1979; GÓMEZ y GOY, 1979) y otras informales (COLERA et al., 1978; SEQUEIROS et al., 1978), cuya distribución vertical puede observarse de una forma gráfica en la figura 1.4.2. Estas unidades convenientemente agrupadas, debido a limitaciones de escala, han sido utilizadas para la realización de la cartografía geológica y serán utilizadas en esta memoria para describir las características del Jurásico en esta región. Las equivalencias entre las unidades litoestratigráficas, las unidades cartográficas distinguidas en las Hojas a escala 1:50.000 y las que aparecen en la Hoja de Daroca a escala 1:200.000 que acompaña a esta Memoria, aparecen resumidas en forma de tablas en las figuras 1.4.3 y 1.4.4.

Para el estudio de los sedimentos jurásicos, se han levantado en total 26 columnas de detalle, cuya posición geográfica y extensión estratigráfica pueden observarse en las figuras 1.4.5 y 1.4.6, respectivamente. Tanto para la descripción de las unidades como para las reconstrucciones paleogeográficas, se han tenido en cuenta, asimismo, los datos bibliográficos disponibles. Las determinaciones micropaleontológicas han sido realizadas por M. C. LEAL, de la División de Geología de C.G.S.

A partir de los datos proporcionados por la cartografía geológica a escalas 1:50.000 y 1:200.000, así como de los reconocimientos de campo y secciones estudiadas, se ha elaborado el mapa paleogeológico para la base del Cretácico que aparece en la figura 1.4.7. De este mapa puede deducirse la deformación a que estuvieron sometidos los materiales del Jurásico, así como las importantes etapas de erosión previas a la sedimentación de los materiales del Cretácico inferior. Como consecuencia de todo ello existen amplias áreas dentro de esta hoja donde ha desaparecido por erosión la totalidad o parte de las formaciones del Jurásico, y, por tanto, la visión que puede obtenerse de éstas dentro del ámbito de la Hoja es forzosamente fragmentaria.

#### 1.4.1. Formaciones Dolomías tableadas de Imón, Carniolas de Cortes de Tajuña y Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (31). Rethiense-pliensbachienne.

Esta unidad cartográfica incluye a cinco unidades litoestratigráficas. En la base se encuentra una unidad



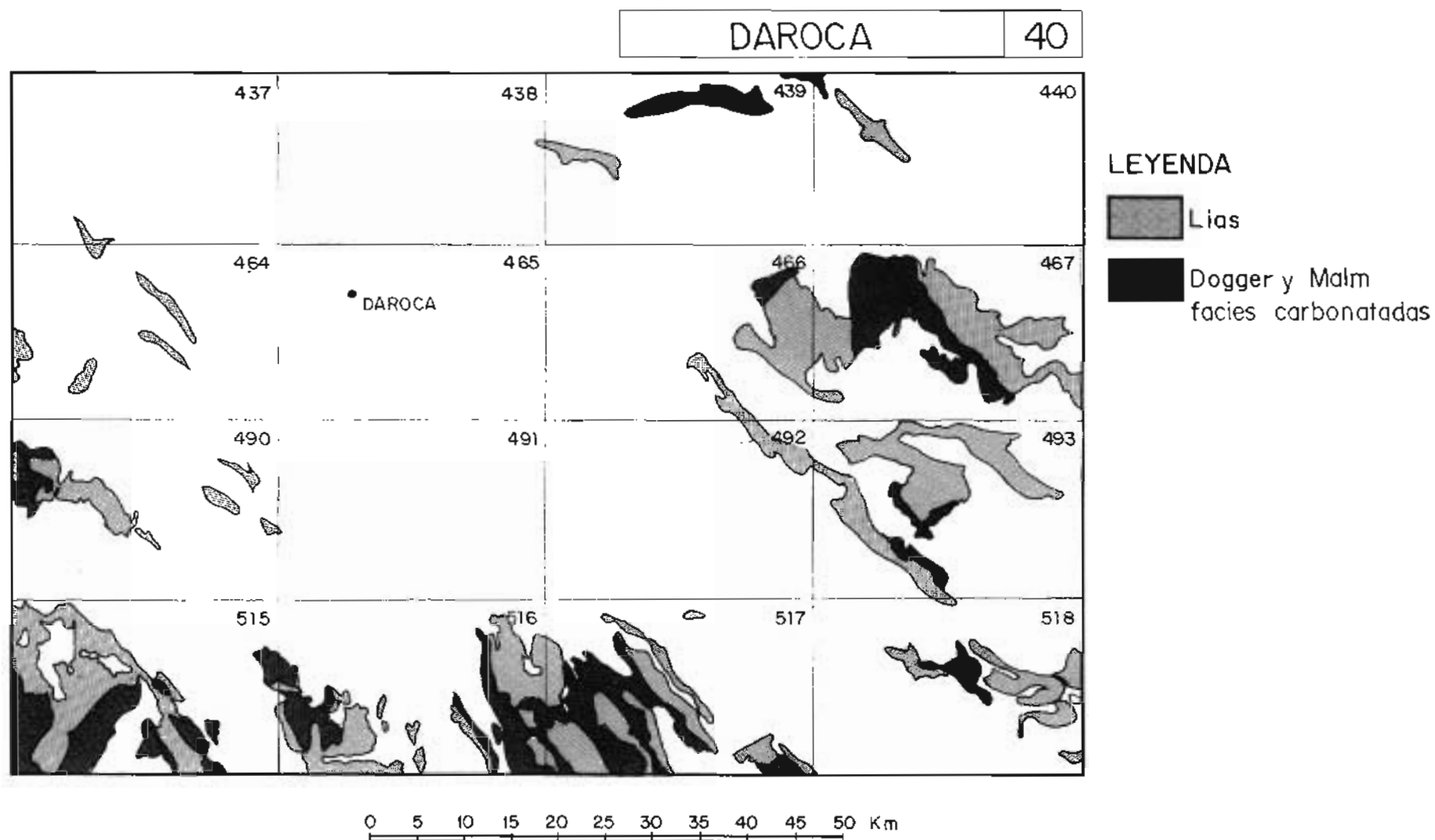


FIG. 141.—Mapa con la distribución de los afloramientos de los materiales jurásicos en la Hoja de Daroca

		UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	
JURASICO SUPERIOR	OXFORDIENSE KIMMERIDGIENSE	Facies "Purbeck"	GRUPO TURIA
		Fm. Calizas con oncolitos de Higuieruelas	
		Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla	
		Fm. Margas de Sot de Chera	
JURASICO MEDIO	AALENIENSE BAJOIENSE-BATHON-CALLIENSE	Mb. Calizas con esponjas de Yátova	GRUPO ABLANQUEJO
		Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrio	
		"Parte media" (unidad informal) de la Fm. Carbonatada de Chelva	
		Oolitos ferruginosos y/o fosfáticos	
JURASICO INFERIOR	TOARCIENSE HETTANG-SINEMUR.-PLIENSCHACHIENSE	Mb. Calizas nodulosas de Casinos	GRUPO RENALES
		Fm. Carbonatada de Chelva	
		Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel	
		Fm. Calizas bioclásticas de Barahona	
		Fm. Margas grises de Cerro del Pez	
		Unidad Calizas y margas de Almonacid de la Cuba (Unidad informal)	
TRIASICO	HETTANG-SINEMUR.-PLIENSCHACHIENSE	Unidad Calizas nodulosas de Río Palomar (Unidad informal)	GRUPO RENALES
		Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas	
		Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña	
		Fm. Dolomías tableadas de Imón	
		"KEUPER"	

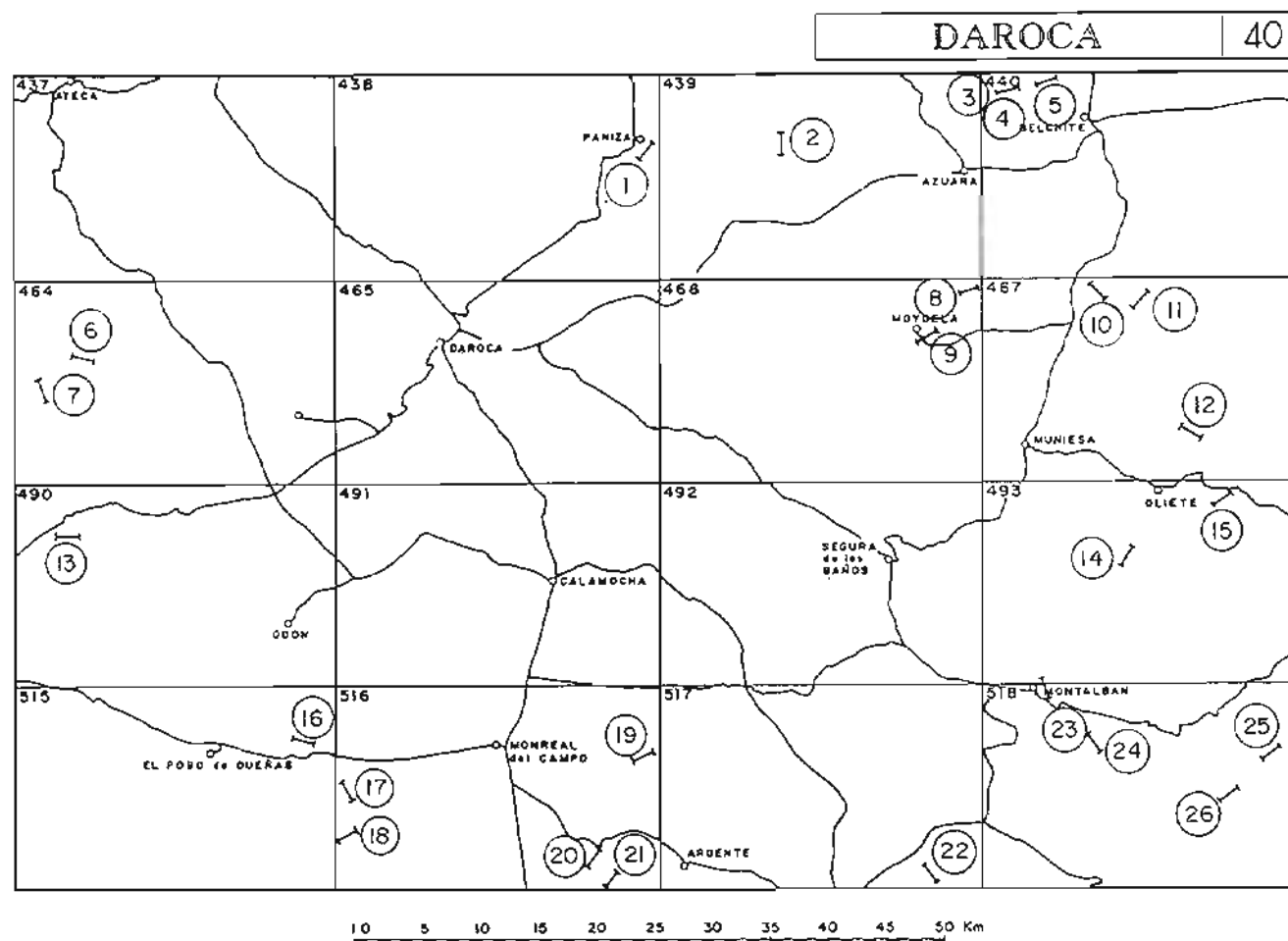
FIG 1 4 2 --Cuadro con las unidades litoestratigráficas del Jurásico definidas en la Cordillera Ibérica y las unidades informales reconocidas en esta zona.

EDAD			FORMACIONES	ATECA	USED	ODON	CALA-MOCHA	EL POBO DE DUENAS	MONREAL DEL CAMPO	DAROCA (200.000)							
JURASICO	MALM	KIMMERID-GIENSE	Facies Purbeck														
			Calizas con oncolitos de Higuera								G. CARB Y MARGAS DEL TURIA	J 1-3 32	12	37			
			Ritmita calcárea de Longuilla									J 2-1 11-32	11	35			
	OXFORDIENSE	Carbonatada de Chelva									19	19	J 1-2 14-31		9	34	
	CALLOVIENSE																
	BATHONIENSE																
	BAJOCIENSE																
	ALENIENSE	TOARCIE.	Alternancia de margas y calizas de Turmiel								GRUPO ABLANQUEJO	18	18	J 3-3 12-14	8	33	
	PLIENS-BACHIENSE				Calizas bioclásticas de Barahona	17		17	J 2-3 13	7							32
					Margas grises de Cerro del Pez												
	L	HETTAN.-SINEM.	Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas		GRUPO RENALES	16		16	22	J 0-2 1-13	6	31					
			Carniolas de Cortes de Tajuña														
		RETIESE ?	Dolomías tableadas de Imón				17						15	15	21	T <sub>G3</sub> -J <sub>1</sub>	5

FIG. 1.4.3.—Cuadro de equivalencia entre las formaciones y unidades cartográficas del Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, utilizadas en las hojas a escala 1:50.000 que componen la Hoja de Daroca a escala 1:200.000.

EDAD				FORMACIONES	PANIZA	AZUARA	BELCHITE	DAROCA	MOYUE- LA	MUNIESA	SEGURA DE LOS BAÑOS	OLITE	MONREAL DEL CAMPO	ARGENTE	MONTAL- BAN	DAROCA (200 000)
JURÁSICO	MALM.	KIMMERID- GIENSE	Facies Purbeck	G. CARB. Y MARGAS DEL TURRI- A										J 3-0 32-31		39
			Calizas con oncolitos de Higueruelas			22	8		41	Jc 2-3 32			12	J 3 32	J 3 32	37
			Rtmica calcárea de Loriguilla		35	21	7		40	Jca 32			11	J 0-1 31-32	J 0-1 31-32	35
			Margas de Sot de Chera		34	20	6		39	Jm 32			10			
	DOGGER	OXFORDIENSE	Carbonatada de Chelva		33	19	5		38	Jc 3 31		J 31	9	J 23	J 2	34
		CALLOVIENSE								Jc 2		Jc 2		J 22		
		BATHONIENSE														33
		BAJOCIENSE														
		ALENIENSE														
	L.	TOARCIEN.	Alternancia de margas y calizas de Turmiel	GRUPO ABLANQUE- JO	32	18	4		37	Jm 3-3 13-14		J 14	8	J 14	J 14	
			Calizas bioclásticas de Barahona		31	17	3		36	J 2 13		J 13	7	J 13	J 13	32
		PLIENS- BACHIENSE	Margas grises de Cerro del Pez													31
			Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas	GRUPO RENALES	30	16	2		35	Jc 3-1 11-13	J 12-13	J 12	6	J 12	J 12	
	TRIÁS	HETTAN- SINEM	Carníoras de Cortes de Tajuña		29	15	1	28	34	Jh Jca 1-2 11 11	T - J A33 11	T - J A33 11	5	T - J A33 11	T - J A33 11	
		RETIENSE ?	Dolomías tableadas de Imón				No Aflora			Td A33						

FIG. 1.4.4. — Cuadro de equivalencia entre las formaciones y unidades cartográficas del Jurásico de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, utilizadas en las hojas de escala 1:50 000 que componen la Hoja de Daroca a escala 1:200.000



# LEYENDA

- ① Paniza-I
- ② Aguilón
- ③ Cruz
- ④ Bocafoz
- ⑤ Comedero del Buitre (Almonacid de la Cuba)
- ⑥ Cimbolla
- ⑦ Fuentelsaz
- ⑧ Barranco de las Suertes
- ⑨ Moyuelo
- ⑩ Cascan
- ⑪ Decantadero
- ⑫ Barranco del Alajo
- ⑬ Tortuera Sur
- ⑭ Río Martín-Alcaine
- ⑮ Barranco del Moro
- ⑯ El Pedregal-Pozuel
- ⑰ Ojos Negros
- ⑱ Casas de Parla
- ⑲ San Cristóbal
- ⑳ Buena
- ㉑ Aguatón
- ㉒ Carretera a Galve, K.5
- ㉓ Río Palomar
- ㉔ Arroyo de los Anchos
- ㉕ Río Guadalopillo-I
- ㉖ La Cañadilla

FIG. 1.4 5.—Mapa con la situación de las columnas levantadas en el Jurásico.

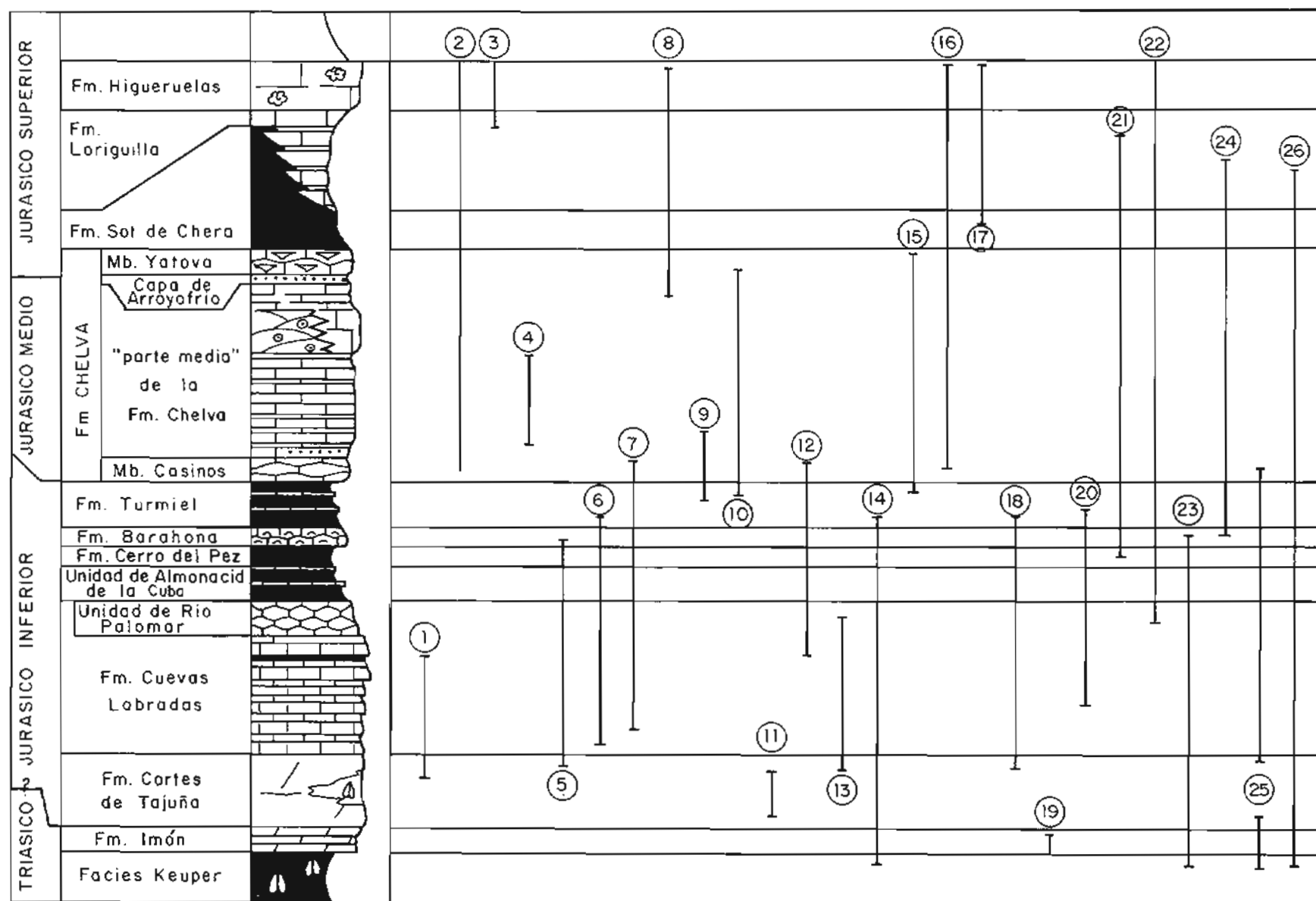


FIG 1.4.6 —Extensión estratigrafica de las 26 columnas de materiales del Jurásico levantadas en la Hoja de Daroca

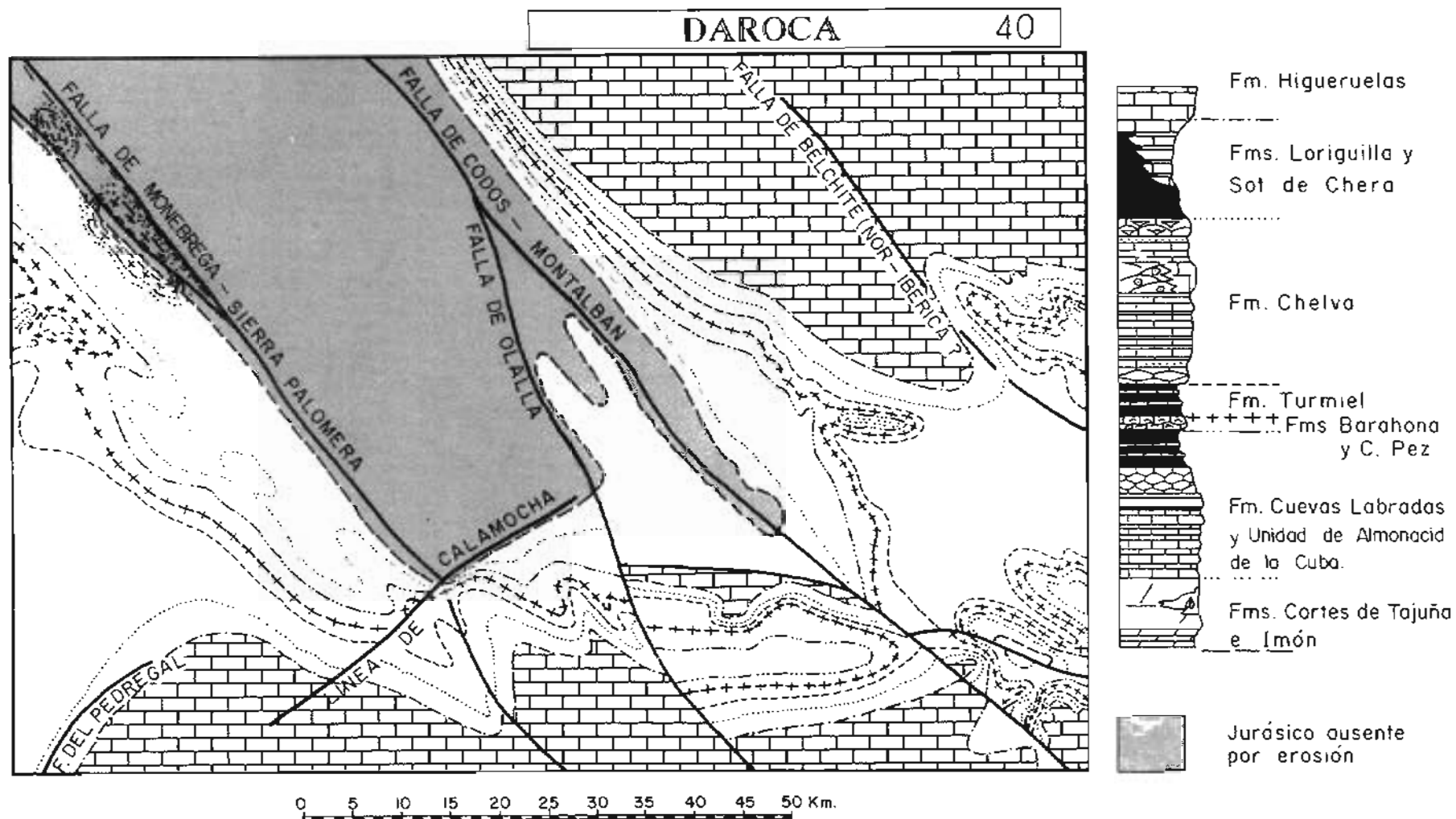


FIG. 1.4.7 — Mapa paleogeológico con la distribución de los materiales jurásicos de la Hoja de Daroca, antes de la sedimentación de las unidades siliciclásticas en facies Purbeck y Weald y de las Formaciones Escucha y Utrillas

informal denominada «Tramo de transición», sobre las que se disponen sucesivamente la Formación Dolomías tableadas de Imón, la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña, la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas, y una unidad no definida formalmente hasta el momento denominada Unidad de Calizas y margas de Almonacid de la Cuba.

#### A) Tramo de transición.

Esta unidad informal se sitúa directamente sobre los materiales en facies Keuper y bajo la primera unidad carbonática formal (Fm. Imón). Se ha podido observar en escasos puntos, debido en parte a que el contacto sobre las facies arcilloso-evaporíticas del Keuper y el conjunto de materiales en facies carbonatadas suprayacente suele estar mecanizado.

Una de las secciones donde mejor puede observarse esta unidad es la del río Martín-Alcaine, situada en la Hoja de Oliete, donde se encuentran 2.6 m de dolomías vacuolares mal estratificadas, de colores beige a rojizos y marrones que localmente pueden contener cuarzoes bipiramidados (sección de San Cristóbal).

Dado el carácter fuertemente alterado de esta unidad, debido a su intensa diagénesis, es difícil dar una interpretación acerca de su origen. Podría tratarse de una costra de carbonatos formada sobre los depósitos del Keuper por procesos edáficos bajo condiciones climáticas áridas. Sin embargo, también podría admitirse que se trata de un depósito carbonático de origen diagenético, motivado por la circulación de aguas meteóricas de infiltración, sobre el sustrato impermeable constituido por el Keuper (CAPOTE et al., 1982).

#### B) Formación Dolomías tableadas de Imón

Esta unidad está presente tanto en la Rama Castellana como en la Rama Aragonesa, y ausente por erosión en la franja central de la Hoja.

Está constituida por un conjunto de 25 a poco más de 30 m de espesor de dolomías cristalinas grises a beige, ocasionalmente rojizas, bien estratificadas en capas medias a finas, de unos 10 a 30 cm de espesor, con intercalaciones de capas gruesas, cuyo espesor no suele superar el metro. En algunas secciones se encuentran intercalaciones margosas (río Martín-Alcaine), y niveles de brechas de carbonatos interpretables como brechas de colapso. La unidad está limitada tanto en su base como en su techo por sendas discontinuidades estratigráficas, presentes en prácticamente toda la Cordillera Ibérica.

Su contenido fósil es muy escaso, reduciéndose a la presencia ocasional de finas conchas de bivalvos, a

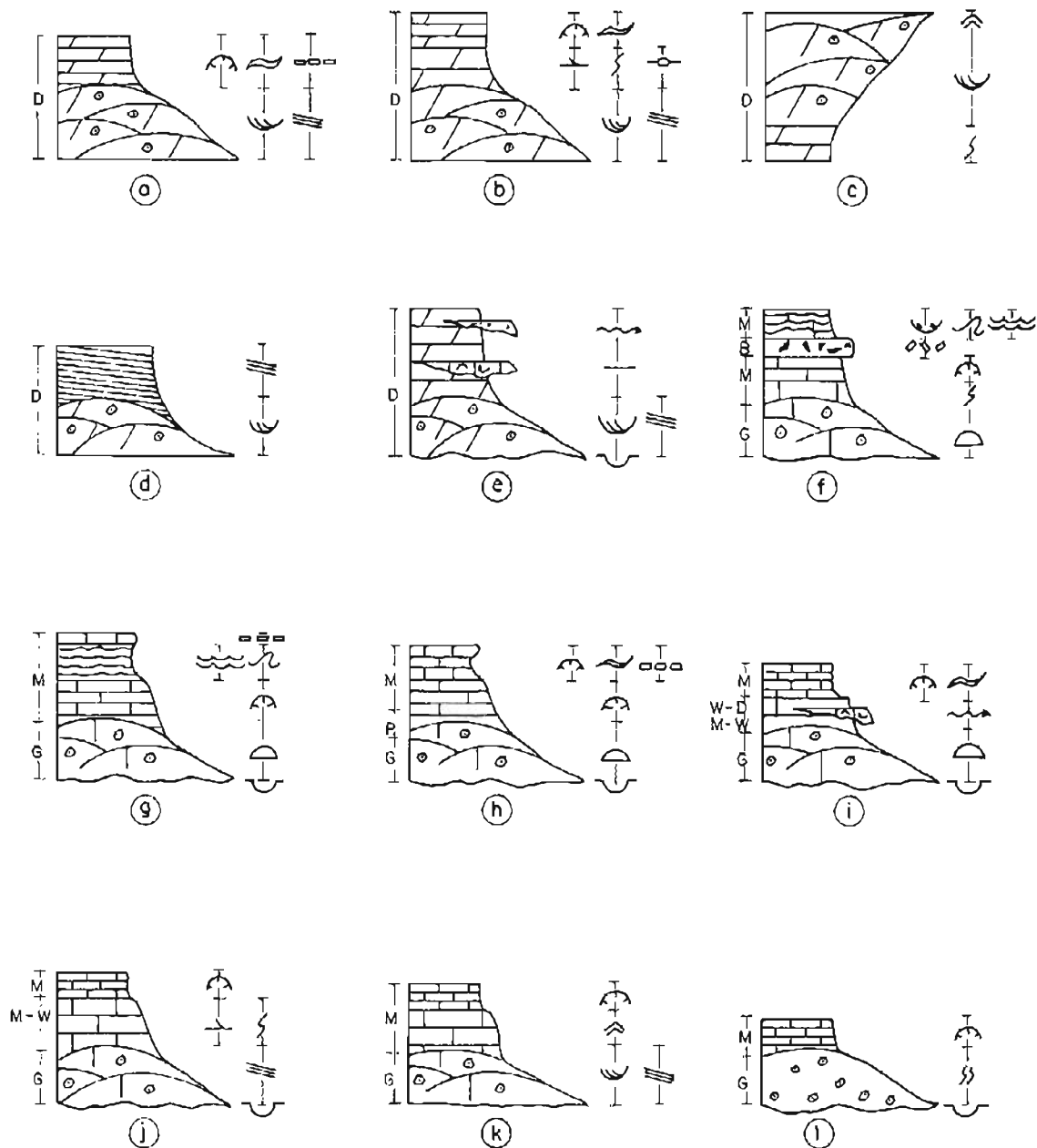
veces fragmentados. La edad de esta unidad permanece incierta, aunque algunos autores (GOY et al., 1976; GOY y YÉBENES, 1977; CAPOTE et al. 1982) opinan que esta unidad podría pertenecer al Triásico superior, atribuyendo una edad Noriense a la discontinuidad situada a techo de esta unidad (YÉBENES et al., 1988).

A pesar del carácter dolomítico de esta unidad pueden reconocerse numerosas estructuras sedimentarias. Entre ellas se encuentran cuerpos canalizados y barras, dunas o *megaripples*, a veces con estructura interna preservada, constituida por laminación cruzada de surco y laminación cruzada planar de bajo ángulo y gran escala. También se encuentra laminación cruzada de pequeña escala correspondiente a *ripples*, a veces *ripples* de oleaje, así como estructuras *flaser*, *rills*, bioturbación, laminación de algas, láminas rotas y porosidad fenestral.

Las estructuras sedimentarias mencionadas se ordenan en secuencias del tipo de las expresadas en la figura 1.4.8 a-e. Entre ellas pueden observarse secuencias de somerización, secuencias de barras, secuencias de playa y secuencias de relleno de canal. Las secuencias de somerización suelen contar con un término inferior compuesto por depósitos de alta energía, tales como barras con laminación cruzada planar y de surco, sobre los que pueden disponerse términos superiores con laminaciones de algas, láminas rotas y porosidad fenestral. En ocasiones ambos términos están separados por depósitos de baja energía con laminaciones de *ripples* y/o bioturbación. Las secuencias de barras están constituidas por cuerpos con morfología de barras y estructura interna de laminación cruzada de surco y *ripples* de oleaje a techo. En ocasiones estas barras desarrollan un frente playero, encontrándose secuencias con laminación cruzada de surco y laminación cruzada planar de bajo a muy bajo ángulo. Las secuencias de relleno de canal son granodecrecientes, con laminación cruzada de surco y planar sobre una cicatriz erosiva, y depósitos de baja energía con laminación de *ripples* y en ocasiones pequeños *rills*.

El ambiente de sedimentación de la Fm. Dolomías tableadas de Imón corresponde al de una plataforma somera de carbonatos en la cual pueden distinguirse diferentes subambientes, tales como depósitos de relleno de canales, sistema de barras que pueden llegar a emerger hasta constituir sistemas de islas barrera, con frentes playeros, depósitos submareales de *lagoon* y depósitos intermareales a supramareales, indicados por la presencia de láminas rotas y porosidad fenestral. La presencia ocasional de niveles de brechas, interpretables como originadas por colapso, indica la posibilidad de que en algunas localidades se depositaran originalmente materiales salinos intercalados en esta unidad.





#### LEYENDA

	Cuerpos canalizados		Rills bioclásticos		Brecha de cantos planos
	Barras, dunas ó megaripples		Laminación de algas		Bioturbación ligera
	Laminación cruzada de surco		Láminas rotas		Bioturbación moderada
	Laminación cruzada planar de gran escala.		Porosidad fenestral		Mudstone
	Laminación cruzada planar de pequeña escala (ripples).		Tempestas		Wackestone
	Ripples de oleaje		Pliegues autolíticos		Packstone
	Estratificación nodulosa		Moldes de sales		Granstone
					Dolomías
					Brechas

FIG. 1.4.8.—Secuencias tipo de Formación Dolomías tableadas de Imón (a, b, c, d y e) y de la unidad inferior de la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (f, g, h, i, j, k y l).

### C) Formación Carniolas de Cortes de Tajuña.

Esta unidad está constituida generalmente por un conjunto de carbonatos y localmente por evaporitas con intercalaciones dolomíticas, cuyo espesor puede oscilar entre los 73 m (sección de La Cariadilla) y los 150 m (secciones de río Guadalopillo-1 y río Martín-Alcañe), a secciones de espesor muy reducido en el ángulo noroccidental de la Hoja (MÓJICA, 1979).

Dentro del conjunto pueden distinguirse tres litofacies principales: litofacies de brechas dolomíticas, litofacies de dolomías cristalinas y litofacies de evaporitas con intercalaciones de carbonatos.

Las litofacies de brechas dolomíticas están constituidas por brechas con cantos generalmente angulosos, a veces subredondeados a redondeados, de dolomías de diferentes tipos, reconocibles por su diferente color y textura, en los que pueden observarse en ocasiones laminaciones de algas, porosidad fenestral, etc., los cuales se encuentran englobados en una matriz dolomítica a veces margosa. El tamaño de los cantos observable en afloramiento puede llegar a ser de 30 cm, siendo la mediana del orden de los 2-5 cm (sección de río Palomar). El conjunto brechoide se dispone mal estratificado a masivo, a veces oqueroso y con colores beige y grises a rojizos.

Las litofacies de dolomías cristalinas están compuestas por dolomías cristalinas gruesas a muy gruesas de colores beige a grises y rojizas, generalmente oquerosas y masivas, en las que se reconocen a veces restos de la litofacies de brechas dolomíticas descritas anteriormente. Ambos tipos de litofacies, la de brechas dolomíticas y la de dolomías cristalinas, pueden encontrarse dentro de la misma sección, con límites irregulares, pudiendo interpretarse que, al menos en gran parte de los casos, las litofacies de dolomías cristalinas representan el equivalente recristalizado de las litofacies de brechas, y que gran parte de los huecos presentes en éstas se han originado por lixiviación selectiva de los cantos de la brecha.

La litofacies de evaporitas con intercalaciones de carbonatos representa el equivalente lateral de la litofacies de brechas dolomíticas y de dolomías cristalinas. Mientras que estas dos últimas se encuentran extendidas a lo largo de toda la Hoja, la litofacies de evaporitas con intercalaciones de carbonatos se ha observado únicamente en una serie de afloramientos situados al noreste de la población de Ventas de Muniesa. En esta zona, apoyadas sobre los materiales del Keuper, se encuentran las dolomías tableadas de la Fm. Imón y sobre éstas se dispone un conjunto de más de 120 m de espesor de yesos y anhidritas con intercalaciones de dolomías y calizas. En la parte

inferior se distingue un tramo de anhidritas negras, finamente laminadas, con intercalaciones de dolomías grises y de yesos blanquecinos alabastrinos que contienen cristales dispersos de yesos grises. Sigue una alternancia de dolomías y anhidritas negras con intercalaciones de yesos alabastrinos blanquecinos, con cristales de yesos grises, que contienen tramos con alternancias milimétricas de dolomías con *ripples* de oleaje y anhidritas. El resto del conjunto muestra predominio de los yesos alabastrinos blanquecinos, con cristales dispersos de yesos grises, que contienen intercalaciones de yesos laminados y de dolomías generalmente en tramos de aproximadamente 1 m de espesor, a veces oquerosas, así como calizas entre las que se encuentran *grainstones* oolíticos. En los tramos de carbonatos pueden observarse estructuras sedimentarias, tales como láminas de algas, láminas rotas, grietas de desecación, *ripples* de oleaje, pliegues enterollíticos y brechas de cantos planos.

No se han encontrado restos fósiles en esta unidad, por lo que no pueden aportarse datos concretos acerca de su edad. Algunos datos apuntan la posibilidad de que dentro de ella se encuentre el límite entre el Triásico y el Jurásico, como sugieren las dataciones mediante polen realizadas sobre materiales obtenidos en el sondeo Ballobar-1 (CASTILLO-HERRADOR, 1979), mientras que otros autores (YÉBENES et al., 1988), basados en criterios de estratigrafía secuencial, opinan que la edad de esta unidad es Hettangiense-Sinemuriense.

Tampoco se han reconocido estructuras sedimentarias primarias en la litofacies de brechas dolomíticas y de dolomías cristalinas. Localmente pueden observarse superficies fuertemente irregulares dentro de la unidad, atribuibles a superficies kársticas (sección de río Palomar). Las estructuras sedimentarias observadas en la litofacies de evaporitas con intercalaciones de dolomías se ordenan en secuencias del tipo de las representadas en la figura 1.4.9.

Las observaciones realizadas y su correlación con los datos proporcionados por los sondeos petrolíferos perforados en la Cordillera Ibérica, en sus zonas marginales y en la Cuenca del Ebro, en los que se han encontrado cientos de metros de espesor de evaporitas con intercalaciones de dolomías en posición estratigráfica equivalente a esta unidad, indican que la Fm. Cortes de Tajuña se depositó en ambientes de *sebkha* supramareal a plataforma severamente restringida, somera, bajo condiciones climáticas áridas, en la que se llevaba a cabo una activa sedimentación de evaporitas y en menor proporción de carbonatos; la cual, debido a cambios en las condiciones de la cuenca y/o cambios eustáticos del nivel del mar, podía pasar local y ocasionalmente a ambientes de llanura de mareas.

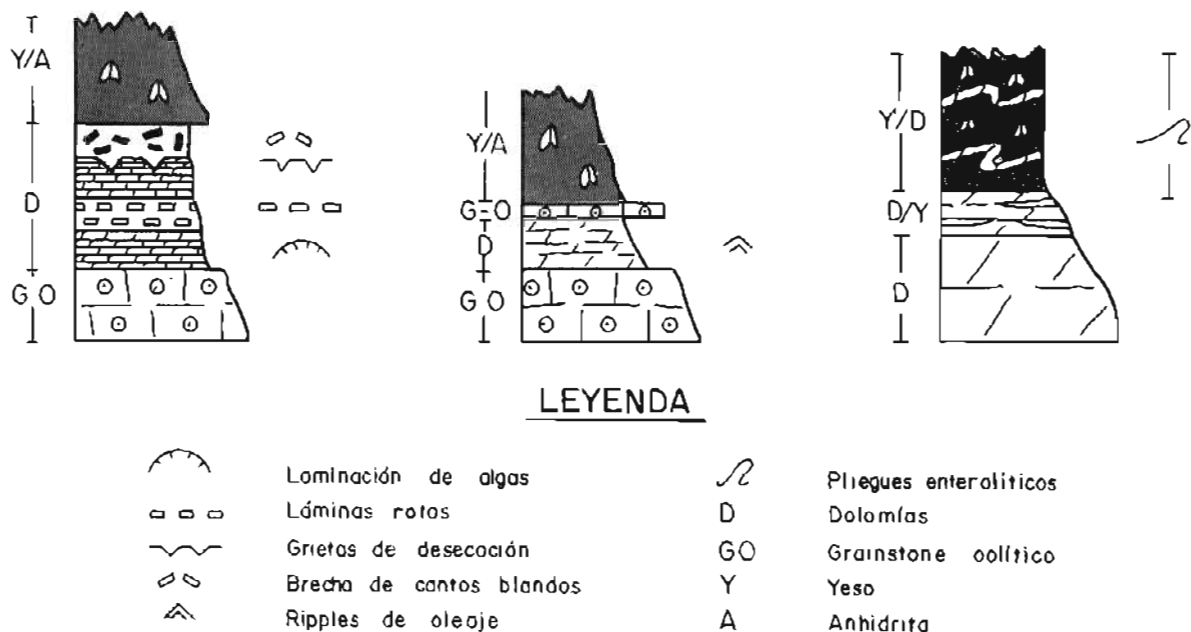


FIG. 1.4.9.—Secuencias tipo de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuna en litofacies de evaporitas.

La disolución de las evaporitas en la mayor parte de la Hoja, llevada a cabo por circulación de agua dulce, probablemente a lo largo de varias etapas, provocó la formación de grandes cavidades, la fragmentación del conjunto de los materiales carbonáticos intercalados y posiblemente de parte de los suprayacentes, dando lugar a su colapso, originándose la litofacies de brechas observable en la mayor parte de los afloramientos.

#### D) Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas.

Dentro de esta formación pueden distinguirse dos unidades informales de rango menor. La «unidad inferior», que está constituida por calizas y dolomías, a veces con finas y escasas intercalaciones margosas, se encuentra en toda el área que cubre la Hoja y presenta unas características que se corresponden estrechamente con las que se consideran como típicas de la Fm. Cuevas Labradas en el resto de la Cordillera Ibérica. La unidad superior, no definida formalmente, y a la que denominaremos «Unidad calizas nodulosas de río Palomar», está constituida por calizas micríticas grises con aspecto noduloso, que alcanzan su máxima representación en la Rana Aragonesa.

##### Unidad inferior

En la unidad inferior se observan notables variaciones de espesor a lo largo de la Hoja (algo más de 200 m en Casas de Parla a 20 m en río Guadalopillo y unos 15 m en el Embalse de la Tranquera) (MÓJICA, 1979), y está compuesta fundamentalmente

por dos litofacies: litofacies de calizas y litofacies de dolomías.

La litofacies de calizas está dominada por la presencia de calizas micríticas, entre las que predominan las calizas *mudstone*. No obstante, también son frecuentes las calizas *grainstone* de oolitos, bioclásticas o de *pellets*, siendo las calizas *wackestone* de fósiles y *packstone* mucho menos abundantes que las mencionadas anteriormente. Las calizas son predominantemente de colores grises, a veces beige, y se disponen bien estratificadas normalmente en bancos medios a gruesos, cuyo espesor suele oscilar entre los 20 y 50 cm, o en bancos gruesos a muy gruesos cuyo espesor puede llegar a los 2,5 m. En ocasiones pueden observarse bases onduladas, erosivas cuando están ligadas a la presencia de calizas *grainstone*, o superficies irregulares que pueden conferir cierto aspecto noduloso a la roca.

La litofacies de dolomías está constituida por dolomías cristalinas grises a beige, en ocasiones con tonos ocre a rojizos y blanquecinos. Suelen disponerse en bancos medios de 20 a 40 cm de espesor o bancos gruesos que pueden superar 1 m de potencia. En ocasiones la estratificación es difusa, tomando aspecto masivo, a veces están muy fracturadas, adquiriendo aspecto brechoide, y localmente se encuentran abundantes megaporos, que hacen que tengan aspecto oqueroso.

Intercalados entre las litofacies de calizas y dolomías pueden encontrarse niveles de margas o arcillas, generalmente de tonos verdosos y ocasionalmente brechas calcáreas de origen sedimentario que pue-

den estar constituidas por cantos planos, y pueden contener localmente cantos negros. En otras ocasiones algunas de estas brechas pueden ser interpretadas como de origen diagenético, generadas por colapso.

Los fósiles en esta unidad son notablemente más abundantes que en las unidades anteriormente descritas. Además de los bioclastos de numerosos organismos, tales como braquiópodos, pelecípodos, gasterópodos, ostreidos, algas, crinoideos, etc., se encuentran abundantes microfósiles entre los que cabe destacar las siguientes especies: *Mayncina* cf. *termieri* (HOTT.), *Haurania* cf. *amijii* (HENSON), *Involutina liassica* (JONES), *Paleodasycladus* cf. *mediterraneus* (PIA), *Pseudopfenderina butterlini* (BRUN.), *Lituosepta* cf. *recoarensis* (CATI), *Lingulina* gr. *pupa* (TERQ.), *Ligulina* cf. *tenera* (BORN), *Favreina prusensis* (PAR.), *Ammobaculites* cf. *fontinensis* (TERQ.), *Ammobaculites* cf. *agglutinans* (D'ORB.), *Vidalina* cf. *martana* (FARINACCI) y *Pseudocyclammina* cf. *liassica* (HOTT.). La edad de esta «unidad inferior» de la Fm. Cuevas Labradas parece ser Pliensbachense inferior como viene indicado por los microfósiles y por correlación secuencial con otras áreas donde esta unidad contiene ammonites (YÉBENES et al., 1988).

En esta unidad se encuentran estructuras sedimentarias de gran y de pequeña escala. Entre las estructuras de gran escala se encuentran cuerpos de alta energía, tales como canales, generalmente de baja relación altura-anchura, así como barras, dunas y *megaripples*. Están constituidas generalmente por calizas *grainstone*, en ocasiones calizas *grainstone* a *packstone* y *grainstone* no totalmente lavados, que pueden conservar su estructura interna, constituida por laminación cruzada de surco y laminación a estratificación cruzada planar de bajo a muy bajo ángulo (laminación de *foreshore*).

Las estructuras de pequeña escala son muy frecuentes. Entre ellas se encuentran *rills* bioclásticos, laminaciones de *ripples*, generalmente debidas a *ripples* de oleaje, son muy frecuentes las laminaciones de algas, y también se encuentran láminas rotas, porosidad fenestral, moldes de sales, pliegues enterolíticos, *tepees* y superficies irregulares interpretables como debidas a procesos de karstificación. La bioturbación es frecuente, desde moderada a intensa, encontrándose tubos piriticos.

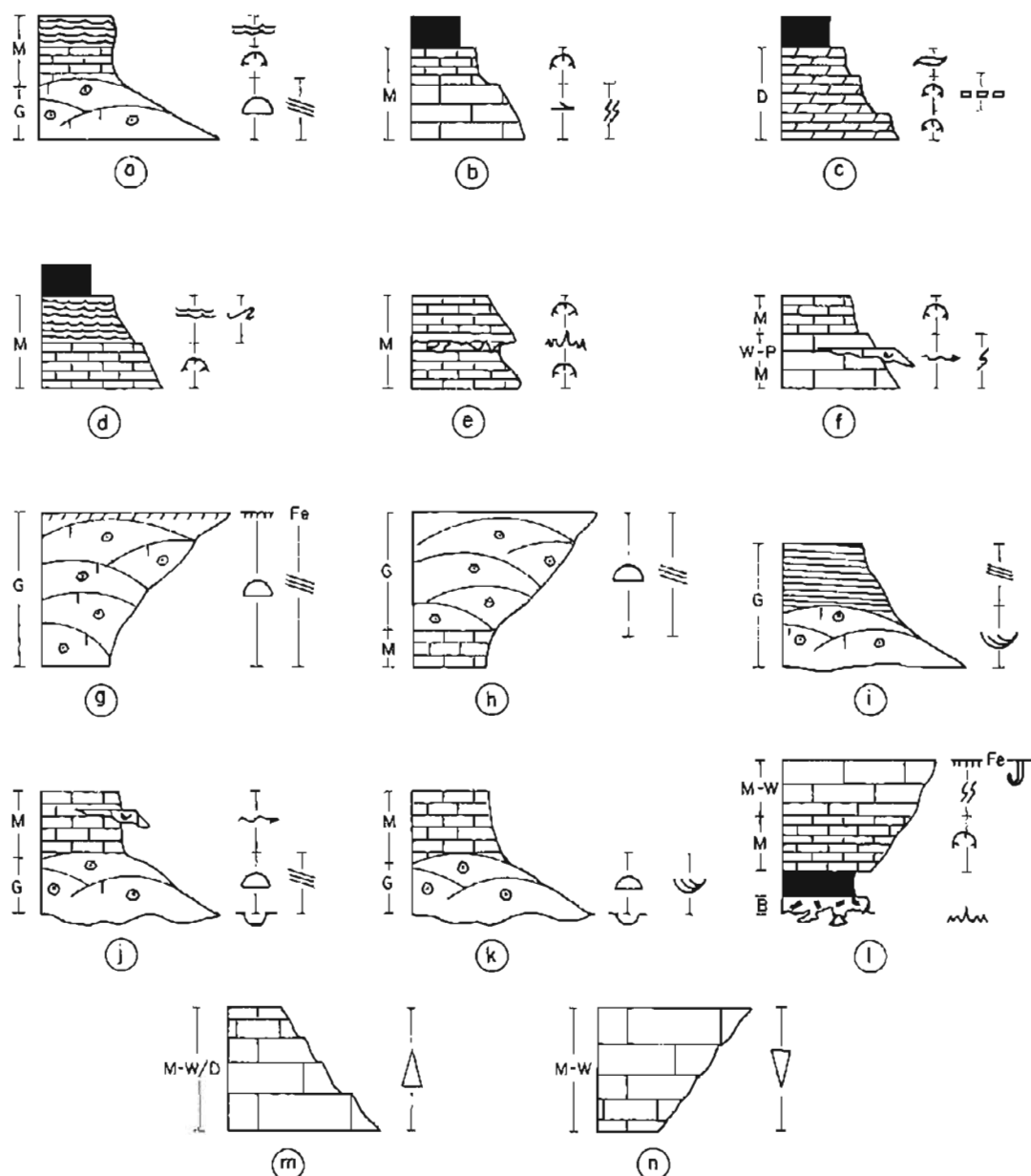
Todas estas estructuras sedimentarias se ordenan formando secuencias o grupos de secuencias. De entre ellas las más abundantes son las secuencias de somerización (figs. 1.4.8 y 1.4.10) edificadas tanto sobre cuerpos de alta energía (secuencias «muddy» o de «fango»), y bajo ambientes climáticos de hú-

medos a áridos, dando lugar en este caso a ambientes supramareales hipersalinos de tipo *sebkha*. Aunque en menor proporción, también se encuentran secuencias originadas por la progradación de barras de *grainstones* oolíticos y/o bioclásticos y/o de *pellets*, algunos de los cuales han originado sistemas de islas barrera dando lugar a la presencia de secuencias de playa. También se encuentran secuencias granodecrecientes generadas por el relleno de canales de mareas, y en mucha menor proporción se encuentran secuencias de profundización y secuencias estratodecrecientes y estratocrecientes, estas últimas debidas probablemente a la migración de cuerpos de geometría «lobuloides» constituidos principalmente por carbonatos micríticos.

La sedimentación de la unidad inferior de la Fm. Cuevas Labradas se ha llevado a cabo en una plataforma somera de carbonatos donde pueden reconocerse sus diferentes subambientes. El cinturón de alta energía está representado por barras submareales de *grainstone*, que a veces desarrollan un frente playero, debido a su emersión, lo cual eleva a la formación de sistemas de islas barrera surcados por canales a favor de los cuales se produce la renovación del agua del *lagoon* mediante las corrientes inducidas por las mareas. En ocasiones, en la parte protegida de estos sistemas de alta energía, se generan ambientes de llanura de mareas, reconociéndose la presencia de depósitos intermareales a supramareales, tanto de ambiente climático húmedo como árido. También sobre los depósitos de relleno de canal pueden instalarse ambientes de llanura de mareas por agradación vertical debido a la colmatación de éstos y/o por descensos del nivel del mar.

En otras ocasiones, tras el cinturón de alta energía se encuentra un *lagoon* protegido en el que se lleva a cabo la sedimentación de carbonatos de baja energía, dando lugar a depósitos de tipo *mudstone*, y *wackestone* en menor proporción, generalmente bioturbados y en ocasiones con *ripples* de oleaje y *rills* bioclásticos de diferentes tamaños, provocados posiblemente por etapas de energía anormalmente elevada dentro del *lagoon*, probablemente inducidas por las tempestades.

Dentro de los depósitos de llanura de mareas pueden diferenciarse los ambientes intermareales, representados por carbonatos con laminación de algas y carbonatos micríticos depositados en las charcas intermareales, así como depósitos de ambientes intermareales a supramareales que, por exposición prolongada a ambientes subaéreos bajo condiciones climáticas húmedas a semihúmedas, dan lugar a la presencia de láminas rotas y porosidad fenestral e incluso superficies karstificadas. En ambientes de clima árido, los depósitos supramareales están representados por la sedimentación de



# LEYENDA

	Cuerpos canalizados		Porosidad fenestral		Secuencia estratodecreciente
	Barras, dunas ó megaripples		Tepees		Secuencia estratocreciente
	Laminación cruzada de surco		Pliegues entrolíticos	M	Mudstone
	Laminación cruzada planar de gran escala		Superficie Carstificada	W	Wackestone
	Laminación cruzada planar de pequeña escala (ripples)		Superficie ferruginosa	P	Packstone
	Rills bioclásticos		Superficie perforada	G	Grainstone
	Laminación de algas		Bioturbación ligero	D	Dolomías
	Láminas rotas		Bioturbación moderado	B	Brechas

FIG 1410—Secuencias tipo de la unidad inferior de la formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas

evaporitas, hoy disueltas, pero deducibles por la presencia de moldes de sales, pliegues enterolíticos, *tepees* y brechas de colapso.

Ligados con los ambientes supramareales pueden observarse depósitos constituidos por brechas de cantos planos y niveles de margas verdes. Las brechas de cantos planos son depósitos de tipo *debris-flow* con gravas mal a muy mal clasificadas y angulosas a subredondeadas englobadas en una matriz micrítica. Estos depósitos se interpretan como acumulados bajo condiciones de alta energía relacionados con tempestades, pudiendo encontrarse intercalados entre los depósitos intermareales altos a supramareales o sobre superficies irregulares interpretadas como generadas por procesos de karstificación. En estos casos pueden observarse, en ocasiones, secuencias de profundización compuestas por un término inferior constituido por brechas de cantos planos, a veces con cantos negros, que se apoyan sobre la superficie karstificada, un término margoso que se interpreta como depósitos de marisma, un término intermareal con laminaciones de algas y un término submareal con bioturbación y restos fósiles que puede terminar en una superficie colonizada por organismos, perforada y encostrada (fig. 1.4.10 I). En otras ocasiones, por encima y por debajo de la superficie irregular, interpretable como superficie de karstificación, se encuentran depósitos intermareales de *mudstone* con laminación de algas.

#### Unidad superior.

La unidad superior de la Fm. Calizas y dolomías tabreadas de Cuevas Labradas que aquí se denomina «Unidad calizas nodulosas de río Palomar» no ha sido definida formalmente hasta el momento, pero tanto sus características faciales como sedimentológicas hacen aconsejable su separación en esta zona. Esta unidad aparece únicamente en gran parte de la Rama Aragonesa, mientras que en la mayor parte de la Rama Castellana las características de la Fm. Cuevas Labradas concuerdan con las descritas anteriormente para la unidad inferior. En las secciones medidas, los espesores de esta unidad pueden oscilar entre 36 m (río Guadalopillo) y 79 m (Almonacid de la Cuba).

La unidad de río Palomar presenta una litofacies simple. Está constituida por calizas *mudstone* a *wackestone* bioclásticas grises, a veces, con tonos beige, amarillentos y rosados, dispuestos en capas de 10 a 20 cm de espesor, ocasionalmente hasta bancos de 40 cm, que pueden contener intercalaciones o interestratos de margas y margocalizas, en ocasiones lajas, grises a beige. Algunas de las características más distintivas de esta unidad son: la forma irregular a ondulada de sus planos de estrati-

ficación que le comunican un marcado aspecto noduloso, y la presencia de *rills* bioclásticos rellenos de calizas *grainstone* a *packstone* y en ocasiones *wackestone* de crinoides y/o bivalvos, de gran amplitud y escasa altura, y ocasionalmente pavimentos de conchas.

El contenido fósil de esta unidad es relativamente frecuente, aunque generalmente disperso, reconociéndose bivalvos, gasterópodos, crinoides, pectínicos, braquiópodos, corales solitarios, *Pholadomya* y *Gryphaea* de pequeño tamaño. COMAS-RENGIFO (1985) encuentra en la parte inferior y media de la sección de Almonacid de la Cuba escasos ejemplares de ammonites del género *Radstokiceras* (*R. complanatum* SIMPSON). En la parte superior describe varias especies de *Platyleuroceras* tales como *P. rotundum* (QUENST.), *P. brevispina* (SOW.), *P. cf. rotatum* (QUENST.) y *P. cf. aureum* (SIMPSON), junto con *Uptonia cf. regnardi* (SIMPSON) que se encuentra en el techo de la unidad. Estas determinaciones permiten asignar a esta unidad una edad Pliensbachense inferior (Carixiense), Biozona *Jamesoni*.

Junto con los relativamente escasos ammonites, COMAS-RENGIFO (op. cit.) encuentra una abundante asociación de braquiópodos, entre los que cabe destacar «*Terebratula*» *gijonensis* (DUBAR), *Tetrarhynchia dunrobinensis* (ROLLIER), *Lobothyris* gr. *punctata* (SOW.), *Zeilleria* (*Cincta*) *numismalis* (LAMARCK), *Spiriferina rostrata* (SHLOTHEIM), *Gibbirhynchia curviceps* (QUENST.), *Zeilleria* (*Zeilleria*) cf. *roemeri* (SCHLOENBACH) y *Spiriferina tumida* (v. BUCH).

Los microfósiles también son relativamente abundantes. Entre ellos se han encontrado: *Lingulina pupa* (TERQ.), *L. cf. tenera* (BORN.), *Astacolus prima* (D'ORB.), *A. matutina* (D'ORB.), *Marginulina aff. prima* (D'ORB.), *Hungarella amalthei* (QUENST.), *H. etaulensis* (APOST.), *Krausella lanceolata* (APOST.), *Pseudocyclammia liassica* (HOTT.) y *Neomizzia cf. elongata* (LEVY).

Las estructuras sedimentarias son relativamente escasas. Además de las superficies de estratificación onduladas, que hacen que la unidad tenga un aspecto marcadamente noduloso, se encuentran con frecuencia canales de gran amplitud y pequeño espesor (*rills*) rellenos de bioclastos que en ocasiones aparecen junto a *pellets* e intraclastos.

En ocasiones estos *rills* se encuentran amalgamados, y a veces pueden contener cantos blandos de las margas que se intercalan entre los carbonatos, incorporados en ellos. Con frecuencia en los materiales que rellenan los *rills* no puede reconocerse estructura interna, a veces debido a la bioturbación,

pero en algunos casos se reconoce la presencia de laminación cruzada planar de gran escala.

La bioturbación, moderada a intensa, está presente a lo largo de prácticamente toda la unidad, encontrándose a veces superficies de removilización colonizadas por organismos perforantes, que pueden coincidir con la presencia de superficies ferruginosas más o menos desarrolladas, bastante frecuentes en la superficie de los estratos. Únicamente en la parte sur de la Hoja, coincidiendo con su relativa proximidad a la Meseta, se han observado en esta unidad la presencia de estructuras de gran escala. Se trata de cuerpos de *grainstone* oolíticos y bioclásticos con morfología de barras y estructura interna de laminación a estratificación cruzada planar. En esta posición paleogeográfica se observa asimismo un aumento relativo en la proporción de margas.

Todas estas estructuras se ordenan en secuencias, generalmente de tipo marga-caliza, que aparecen representadas en la figura 1.4.11, y que se integran en secuencias de somerización de orden mayor en las que se observan signos de disminución progresiva en cuanto a la velocidad o intensidad de la sedimentación y/o detención más o menos prolongada de ésta, puesta de manifiesto por la presencia de niveles y/o superficies de removilización en el techo. Los *rills* bioclásticos que se encuentran en esta unidad suelen estar ligados, o al menos ser más evidentes, en el término calcáreo, donde pueden ocupar cualquier posición, pero también pueden hallarse ligados al término margoso.

La sedimentación de la Unidad calizas nodulosas de río Palomar se ha llevado a cabo en un ambiente submareal de plataforma de carbonatos, probablemente de tipo rampa restringida, de baja energía, cuyos fondos se situaron generalmente por debajo del nivel de base del oleaje, pero probablemente dentro de la zona fótica a la vista de la intensa producción de carbonatos llevada a cabo en esta unidad. Los fondos de esta plataforma parecen registrar una cierta deficiencia en oxígeno y estar afectados por corrientes de circulación dentro de la plataforma, que producen a su vez la redistribución de los sedimentos de carbonatos desde las principales áreas de producción. Eventualmente, estos fondos se veían afectados por períodos de energía excepcionalmente alta, probablemente ligados a eventos circunstanciales tales como tempestades, que originarían los *rills* bioclásticos y los pavimentos de conchas que intercalan entre los fangos de carbonatos autóctonos. En este contexto, la organización de estos sedimentos puede ser explicada en parte como debida a cambios eustáticos, y representar en parte facies distales de tempestitas.

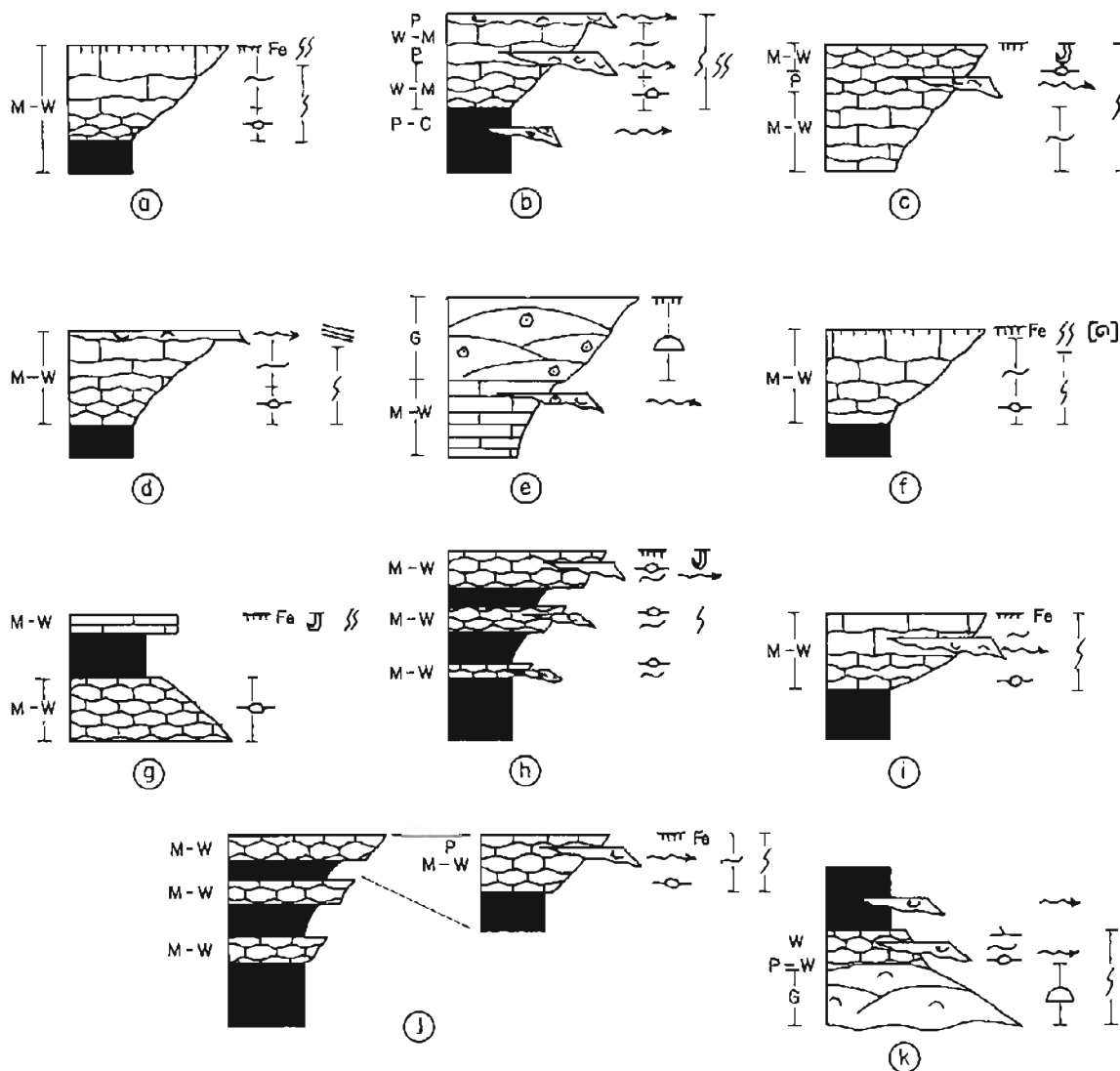
No se conoce por el momento, puesto que no aflora en las secciones estudiadas, el sistema de cierre de esta plataforma restringida, pero, a la vista de los componentes que constituyen los *rills* bioclásticos, puede pensarse que el sistema de protección de esta plataforma podría estar constituido por un sistema de barras o de islas barrera bioclásticas. En este sentido los *rills* bioclásticos podrían representar las facies de abanicos de *washover* originados a partir de la destrucción parcial del sistema de cierre por erosión (abrasión) parcial durante períodos de energía excepcionalmente elevada, probablemente inducidos por las tempestades. Los escasos elementos fósiles neotónicos encontrados podrían haber sido introducidos en la plataforma restringida desde la plataforma externa, bien a favor de los canales de marea que interrumpirían el sistema de islas barrera (*tidal inlets*), posiblemente como conchas flotadas, o por las corrientes generadas durante las etapas de tempestades, e incorporados como un elemento más dentro del sedimento transportado de esta manera.

Las barras de *grainstone* oolíticos encontradas en la parte sur de la Hoja (sección de Buena) dentro del que se considera equivalente lateral de esta unidad, son cuerpos dominados por el oleaje, quizá ligados a etapas de colmatación y consiguiente somerización de la plataforma o debido a caídas del nivel del mar. De cualquier manera, es notable que esta unidad se encuentre escasamente representada en el corte de Aguatón, a unos 5 km al sureste de Buena, y no se encuentre en la sección de la Rambla del Salto, situada a unos 7 km al sureste de Aguatón. Como hipótesis de trabajo podría admitirse que estas diferencias observadas podrían ser el resultado de la actuación de un accidente paleogeográfico deducido por MÓJICA (1979) en la parte noroeste de la Hoja, al que denomina línea de Cubel-Nuévalos-Alhama, y que podría ser la prolongación noroccidental de la Zona de Falla de Caudiel (GÓMEZ, 1978).

El apreciable cambio registrado entre la fisiografía y consiguientemente el producto sedimentario de la plataforma que domina la parte inferior de la formación Cuevas Labradas, con dominio de secuencias de somerización que alcanzan con frecuencia ambientes inter y supramareales y la parte superior (Unidad de río Palomar), sugiere que entre ambas unidades existe una discontinuidad sedimentaria.

#### E) Unidad calizas y margas de Almonacid de la Cuba.

Esta unidad, que no ha sido definida formalmente por el momento, se encuentra únicamente en la Rama Aragonesa, extendiéndose por un área más



### LEYENDA

	Cuerpos canalizados		Superficie con concentración de fósiles
	Barros, dunas ó megaripples		Bioturbación ligera
	Laminación cruzada planar de gran escala.		Bioturbación moderada
	Laminación cruzada planar de pequeña escala (ripples)		Superficie perforada
	Rills bioclásticos	M	Mudstone
	Estratificación ondulada	W	Wackestone
	Estratificación nodulosa	P	Packstone
	Superficie ferruginosa	G	Grainstone

FIG. 1.4.11. — Secuencias tipo de la Unidad Calizas nodulosas de Río Palomar (Unidad superior de la Formación Cuevas Labradas) (a, b, c, d, e, f), Secuencias tipo de la Unidad Calizas y marcas de Almonad de la Cuba (g, h, i), y de la Formación Margas grises del Cerro del Pez (j, k)



restringida que la ocupada por la Unidad de río Palomar. Su espesor es de algo más de 30 m en Almonacid de la Cuba, 20 m en Obón (COMAS-RENGIFO, 1985), 49 m en el Barranco del Alajo, etc.

La Unidad de Almonacid de la Cuba está constituida fundamentalmente por dos litofacies: una litofacies de calizas y una litofacies de margas y margocalizas. Ambas litologías alternan regular o irregularmente, representando la litofacies margosa normalmente del orden del 50 al 65 % del conjunto

La litofacies de calizas está constituida por calizas micríticas (*mudstone*) en ocasiones bioclásticas (*wackestone* y *wackestone-packstone*) de colores grises, a veces beige, y tonos amarillentos a rosados, eventualmente algo margosas, que suelen disponerse en capas de 10 a 15 cm, aunque pueden llegar a superar los 35 cm de espesor. La estratificación es generalmente plano-paralela, pero a veces los planos de estratificación son irregulares a ondulados, contribuyendo a que los carbonatos tomen a veces cierto aspecto noduloso. La litofacies margosa está constituida por margas grises a gris-azuladas y verdosas y margocalizas amarillentas a blanquecinas y grises en capas finas y aspecto noduloso

El contenido en fósiles de esta unidad es abundante. Entre los macrofósiles se encuentran pelecípodos, gasterópodos, ostreidos, braquiópodos, *Gryphaea*, *Pholadomya*, briozoos, serpulidos y un significativo número de especies de ammonites. COMAS-RENGIFO (op. cit.) cita en las secciones de Almonacid de la Cuba y Obón: *Uptonia jamesoni* (SOW.), *Tropidoceras* cf. *arietiformis* (OPPEL), *Acanthopleuroceras maugeni* (D'ORB.), *Metaderoceras evolutum* (FUCINI), *Radstokiceras* cf. *oppeli* (SCHLOENBACH), *L. (Liparoceras)* cf. *kilsbiense* (SPATH), *Aegoceras (Beaniceras) luridum* (SIMPSON), *A. (Aegoceras) maculatum* (YOUNG & BIRD), *A. (Aegoceras) capricornus* (SCHLOTHEIM) y *Prodactylioceras davoiei* (SOW.), entre otros. En base a ello puede decirse que la Unidad calizas y margas de Almonacid de la Cuba tiene una edad Pliensbachense inferior (Carixiense) Biozonas *Jamesoni* (parte), *Ibex* y *Davoiei* (parte).

Asimismo, COMAS-RENGIFO (op. cit.) encuentra numerosos ejemplares de braquiópodos de entre los que cabe destacar: *Zeilleria (Cincta) numismalis* (LAMARCK), *Terebratulina davidsoni* (HAIME), *Lobothyris* gr. *punctata* (SOW.), *Gibbirhynchia curviceps* (SOW.), *Zeilleria (Zeilleria)* cf. *roemeri* (SCHL.), *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON) y *Aulacothyris resupinata* (SOW.)

También los microfósiles son abundantes en esta unidad. Se han encontrado, entre otros, las siguientes especies: *Astacolus matutina* (D'ORB.), *Len-*

*ticulina subalata* (REUSS), *Lingulina pupa* (TERQ.), *Lingulina* aff. *tenera* (BORN), *Hungarella contractula* (TRIEB), *Krausella lanceolata* (APOST.), *Procytheridea vermiculata* (APOST.), *Marginulina prima* (D'ORB.), *Dentalina* aff. *ventriosa* (FRANKE), *Hungarella etaulensis* (APOST.), *Planularia* aff. *filosa*, *Vaginulina constricta* (TERQ. & BART.), *Astacolus prima* (D'ORB.), *Fronicularia dubia*, *Procytheridea* sp. «D» (APOST.), *Hungarella amalthei* (QUENST).

Las estructuras sedimentarias son muy escasas en esta unidad. En ocasiones se encuentran *rills* bioclásticos de pequeña escala, puestos de manifiesto por la concentración de bioclastos hasta formar litologías de tipo *wackestone* a *wackestone-packstone*, la bioturbación, aunque generalmente moderada, está prácticamente siempre presente y puede llegar a ser intensa en algunos niveles. También se encuentran, con diferentes grados de desarrollo, superficies ferruginosas, algunas de las cuales se encuentran colonizadas y taladradas por organismos perforantes.

Las secuencias observables en esta unidad son de tipo caliza-marga o marga-caliza (fig. 1.4.11 g, i), que en ocasiones se integran en secuencias de orden mayor en las que la proporción de carbonatos aumenta frente a la de margas hacia la parte superior (fig. 1.4.11 h), terminando con frecuencia con superficies o niveles de removilización, con frecuencia cementados tempranamente (*hard-grounds*), perforados y con superficies o costras ferruginosas

El ambiente donde se ha llevado a cabo la sedimentación de la Unidad de Almonacid de la Cuba parece corresponder al de una plataforma o rampa externa de baja energía, donde se lleva a cabo la sedimentación de materiales terrígenos finos de naturaleza margosa y fangos de carbonatos. Representa la primera unidad del Jurásico en esta región con un contenido significativo de clásticos finos provenientes de la erosión de macizos emergidos, la cual continuará posteriormente con las Formaciones Cerro del Pez y Turmiel. Los fondos, durante la sedimentación de esta unidad, se encontraban por debajo del nivel de acción del oleaje y únicamente parecen estar afectados ocasionalmente por el nivel del oleaje en etapas de muy alta energía, lavando parte del fango de carbonatos y concentrando los bioclastos en pequeños cuerpos de tipo *rills*, con límites más o menos difusos, desdibujados por la bioturbación, así como por las corrientes de circulación de plataforma que pueden ser las causantes en parte de los ritmos observados.

No se han observado evidencias que permitan constatar o desechar la existencia de zonas de producción de carbonatos en esta plataforma externa, siendo posible que algunos de los principales contri-

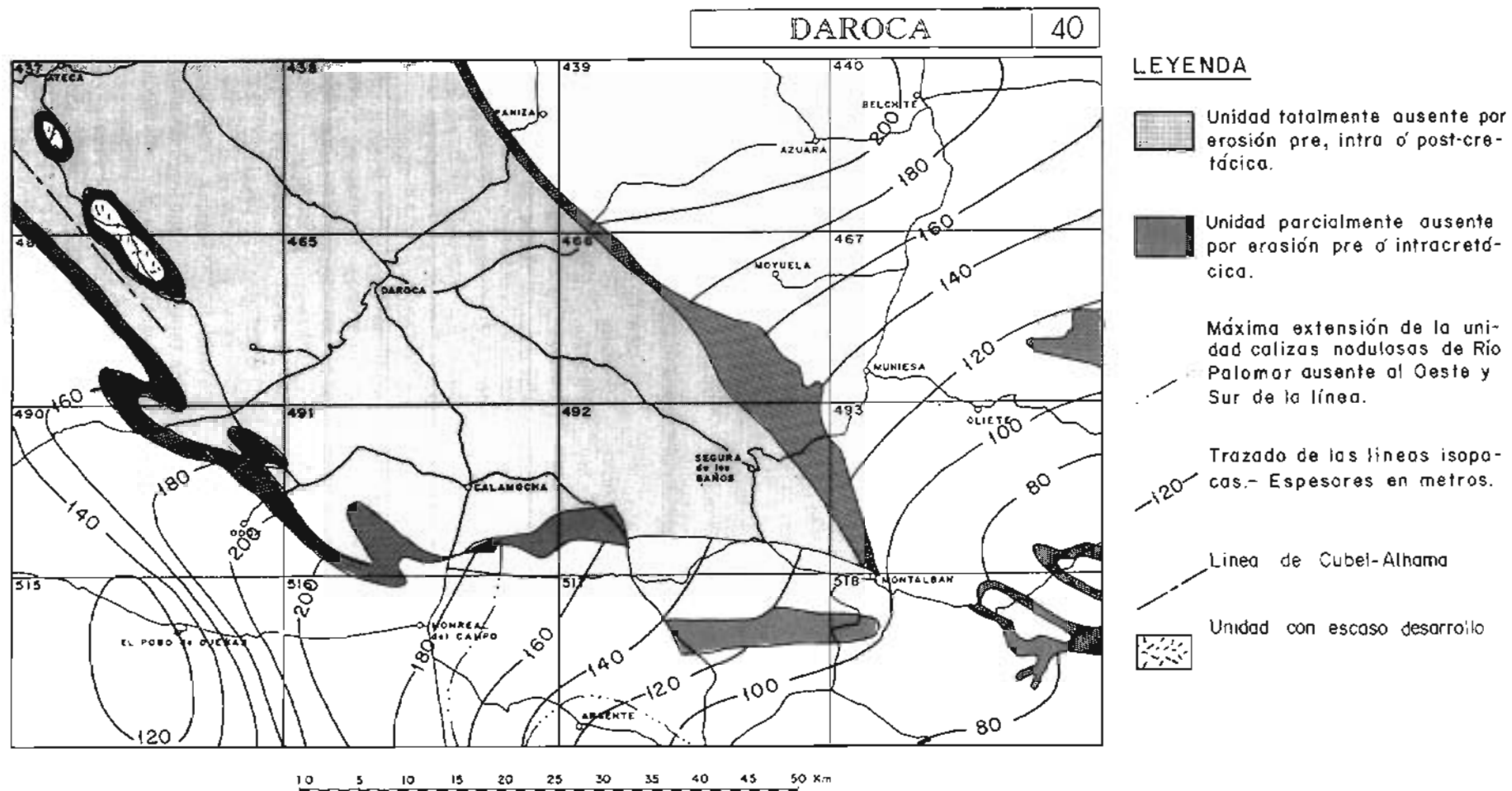


FIG. 1.4.12 — Mapa de isopacas de la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas.

buyentes sean los carbonatos provenientes del lavado de la rampa interna y posiblemente por la acumulación de restos de organismos pelágicos. Los fondos se encontraban bien oxigenados, y estaban colonizados por abundantes y variados organismos bentónicos, y la plataforma se encontraba aceptablemente comunicada, como para permitir la llegada de organismos neotónicos, o sus conchas, de hábitat pelágico

#### 1.4.2. Formaciones Margas grises de Cerro del Pez y Calizas bioclásticas de Barahona (32). Pliensbachiense.

Esta unidad cartográfica incluye a dos unidades litoestratigráficas formales, una inferior de naturaleza fundamentalmente margosa, denominada Formación Margas grises de Cerro del Pez, y otra superior constituida por calizas bioclásticas y biodetríticas denominada Formación Calizas bioclásticas de Barahona.

##### A) Formación Margas grises de Cerro del Pez.

Esta unidad, aunque suele estar bastante cubierta debido a su carácter margoso, se ha reconocido en la mayor parte de las secciones estudiadas, excepto en las situadas en la parte sureste y noroeste de la Hoja donde no está representada. Su espesor máximo medido es algo superior a los 15 m.

Está compuesta por dos litofacies, una margosa y otra calcárea, de entre las cuales la primera es dominante. Las margas y margocalizas suelen tener colores grises, a veces beige y amarillentos y en ocasiones presentan cierta fisibilidad tomando aspecto lajoso. Las calizas son generalmente micríticas, normalmente *mudstone*, a veces *wackestone* bioclásticos y excepcionalmente se han encontrado *packstone* a *grainstone* bioclásticos a biodetríticos. Sus colores suelen ser grises a beige, a veces con tonos amarillentos y rosados y se suelen disponer en capas medias de 10 a 25 cm de espesor, superando raramente los 40 cm. Con frecuencia los planos de estratificación son irregulares a ondulados, haciendo que los carbonatos tomen aspecto noduloso.

Los macrofósiles son bastante abundantes, reconociéndose braquiópodos, pelecípodos, crinoideos, belemnites, ostreidos y gasterópodos. Es bastante frecuente la presencia de *Pholadomya*, y se encuentran también, aunque con menor abundancia, *Plicatula* y *Pseudopecten*. Los ammonites son relativamente escasos. De entre ellos COMAS-RENGIFO (1985) cita en las secciones de Almonacid de la Cuba y Obón *Protogrammoceras celebratum* (FUCINI), *P. monesteri* (FISHER) y *P. isseli* (FUCINI). Las especies de braquiópodos son mucho más numerosas, citando *Lobothyris* gr. *punctata* (SOW),

*Lobothyris subpunctata* (DAV.), *Zeilleria* (*Zeilleira*) *sarthacensis sarthacensis* (D'ORB), *Z. (Z.) mariae meridiana* (DELANCE); *Z. (Z.) aff. subnumismalis* (DAV.), *Plesiothyris verneuli* (DESL.), *Tetrarhynchia tetrahedia* (SOW), *Aulacothyris resupinata* (SOW.), «*Terebratula*» *thomarensis* (CHOFFAT) y *Gibbirhynchia muirwoodae* (AGER).

También los microfósiles son abundantes. Entre los más significativos caben citarse: *Lenticulina minuta* (BORN), *Astacolus prima* (D'ORB), *Lingulina* aff. *tenera* (BORN), *Planularia subalata* (REUSS), *Procithidea vermiculata* (APOST), *Eaguttulina* aff. *liassica* (STRICK), *Hungarella contractula* (TRIEBEL) y *Cytherelloides modesta* (APOST).

Dentro de esta unidad se encuentra el límite entre el Pliensbachiense inferior (Carixiense) y el Pliensbachiense superior (Domeriense), encontrándose elementos fósiles de las Biozonas *Davoei* y *Stokesi*.

Las estructuras sedimentarias en la Fm. Cerro del Pez son escasas. Se reconocen rara vez laminaciones cruzadas de pequeña escala debida a *ripples* y *rills* bioclásticos generalmente de pequeña talla y notablemente deformados por la bioturbación. Sólo de forma local pueden encontrarse *rills* de tamaño mayor rellenos por *grainstone* a *packstone* en cuerpos con morfología de dunas. La bioturbación, moderada a intensa, es frecuente en toda la unidad.








Esta unidad se organiza según la superposición de una serie de secuencias de tipo marga-caliza y caliza-marga. Las secuencias marga-caliza se integran en secuencias de orden mayor, en las cuales la proporción de margas va disminuyendo hacia el techo (fig. 1.4.11 j), terminando normalmente las secuencias con superficies o niveles de removilización, con frecuencia con costras ferruginosas y a veces colonizadas por varios organismos entre los que cabe destacar *Zoophycos*. Otro tipo de secuencias, mucho menos comunes, son las generadas por relleno de los pequeños cuerpos erosivos (fig. 1.4.11 k). En conjunto son secuencias granodecrecientes con base suavemente erosiva, dunas bioclásticas, laminación de *ripples* y *rills* de menor escala que pueden encontrarse incluso en el término margoso que ocupa el tercio de la secuencia.

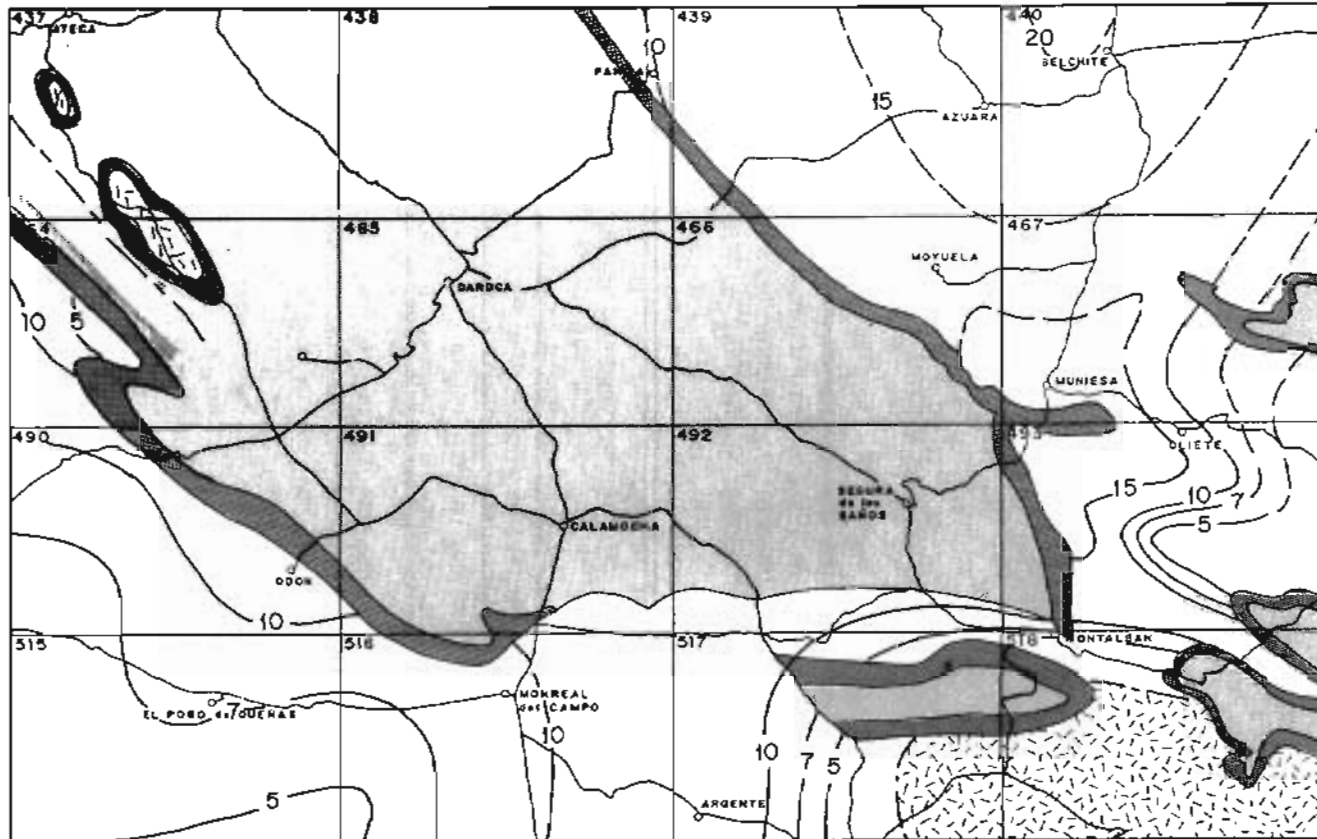
La sedimentación de la Fm. Cerro del Pez se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma o rampa de baja energía, a la que llegan sedimentos clásticos finos procedentes de macizos emergidos situados probablemente al oeste y norte. Los fondos se encontraban situados por debajo del nivel de base del oleaje y colonizados por una comunidad de organismos bentónicos. Además de las corrientes de circu-

DAROCA

40

# LEYENDA

-  Unidad totalmente ausente por erosión pre, intra o post-cretácica.
-  Unidad parcialmente ausente por erosión pre o intra-cretácica.
-  Unidad ausente, probablemente por no sedimentación.
-  Límite aproximado de aparición de la unidad.
-  Trazado de las líneas isopacas.- Espesores en metros.
-  Trazado supuesto de las líneas isopacas. Espesores en metros.
-  Línea de Cubel-Alhama



10 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 Km.

FIG. 1.4.13 — Mapa de isopacas de la Formación Margas grises de Cerro del Pez

lación de la plataforma, los episodios energéticos más notables estaban ligados a la existencia de corrientes con energía excepcionalmente elevada probablemente inducidas por las tempestades. Estas corrientes contribuían a la redistribución del sedimento y a la concentración de bioclastos bajo la forma de *rills* de pequeña a mediana escala. No se conoce con seguridad el sistema de protección de esta plataforma, pero podría estar constituido por una plataforma bioclástica de extensión que localmente podía desarrollar sistemas de islas barrera, con barras bioclásticas en las que ocasionalmente habría frentes playeros, representada por la Fm. Calizas bioclásticas de Barahona. Este sistema de cierre, aunque efectivo, permitía el paso ocasional, especialmente durante la etapa de elevada energía, de organismos neotónicos de la plataforma externa como los escasos ejemplares de ammonites encontrados.

La Fm. Cerro del Pez representa un cambio importante respecto a la unidad de Almonacid de la Cuba, pero además puede observarse cómo a lo largo de la Hoja se apoya sucesivamente sobre esta unidad, sobre la unidad de río Palomar y sobre la unidad inferior de la Fm. Cuevas Labradas, desapareciendo hacia el sureste y noroeste, lo que sugiere la existencia de una discontinuidad en su base.

#### B) Formación Calizas bioclásticas de Barahona.

Sobre la Fm. Margas grises de Cerro del Pez o en ausencia de ésta sobre la unidad de Río Palomar (tramo superior de la Fm. Cuevas Labradas) se apoya una unidad constituida principalmente por calizas con abundantes restos fósiles, definida formalmente como Fm. Calizas bioclásticas de Barahona. Su espesor en las secciones estudiadas varía entre los 6 y los 30 metros y puede observarse, aunque con ligeros cambios, a lo largo de toda la Hoja, excepto en el área noroeste (MÓJICA, 1979) (fig. 1.4.15).

Está constituida por calizas bioclásticas, a veces biotriticas, que incluyen litologías desde *wackestone* a *packstone* y sólo en ocasiones se encuentran calizas *mudstone* de fósiles y *grainstones* de bioclastos. Las calizas suelen presentar colores grises, a veces gris oscuro en corte fresco, o beige con tonos amarillentos, y se disponen en capas irregulares, con superficies de estratificación ondulada que hacen que su aspecto sea noduloso. El espesor de las capas puede llegar a los 50 cm, pero lo normal es que se disponga en capas de finas a medias de 5 a 30 cm de espesor. Dentro de la litofacies de calizas, y siempre subordinadas a éstas, se pueden encontrar en algunas localidades intercalaciones de margas grises a beige, a veces lamosas, cuya proporción no suele sobrepasar el 16 % del volumen total de la unidad. En alguna de las secciones situadas en la

parte sur de la Hoja (Bueña, Carretera a Galve) se ha observado la presencia de nódulos de sílex.

El contenido fósil es muy abundante. Cabe destacar, por ser uno de los principales componentes fósiles de esta unidad, la presencia de abundantes restos de *Gryphaea*. Junto a ellos se encuentran pelecípodos, ostréidos, belemnites, gasterópodos, crinoideos, pectínidos, *Pholadomya*, briozoos, braquiópodos y ammonites, entre otros. En el trabajo realizado por COMAS-RENGIFO (1985) en esta zona, se cita la presencia de los siguientes ammonites en las secciones de Almonacid de la Cuba y Obón: *Protogrammoceras lusitanicum* (CHOFFAT-MOUTERDE), *P. normaniarum* (D'ORB.), *Leptaleoceras* cf. *compressum* (D'ORB.), *L. depressum* (QUENST.), *L. fieldigni* (REYNES), *L. ugduleni* (GEMMELLARO), *Arietoceras* cf. *amalthaei* (OPPEL), *Pleuroceras* cf. *transiens* (FRENTZEN), *Emaciatoceras* sp. y *Amaltheus* sp. Asimismo, esta autora encuentra una abundante comunidad de braquiópodos, entre los que cita las siguientes especies: *Lobothyris* gr. *punctata* (SOW.), *Lobothyris subpunctata* (DAV.), «*Terebratula*» *thomarensis* (CHOFFAT), *Plesiothyris verneuli* (DESL.), *Z. (Zeilleria) indentata* (SOW), *Z. (Z.) sarthacensis sarthacensis* (D'ORB.), *Z. (Z.) quadrifida* (LAMARCK), *Spiriferina alpina* (OPPEL), *Spiriferina alpina falloti* (CORROY), *Aulacothyris resupinata* (SOW), *Quadrirhynchia quadrata* (BUCK) y «*Rhynchonella*» cf. *dumbletonensis* (DAV.).

En base a su contenido paleontológico puede asignarse a esta unidad una edad Pliensbachense superior (Domerense), estando representadas las Biozonas *Stokesi* (parte), *Margaritatus* y *Spinatum* (parte).

Las estructuras y texturas debidas a bioturbación son abundantes en la Fm. Barahona en todas las localidades donde se ha observado. Esta bioturbación, que puede ser de moderada a intensa en los diferentes niveles reconocidos en el campo, puede ser una de las principales razones que explican la dificultad de reconocer estructuras sedimentarias en esta unidad. A pesar de su carácter bioclástico generalmente grosero, sólo localmente pueden reconocerse estructuras de orden interno de gran escala, tales como laminación cruzada de surco y laminación cruzada planar de bajo a muy bajo ángulo.

Es más frecuente encontrar estructuras de escala menor, tales como laminación cruzada de pequeña escala, debida a *ripples*, *rills* bioclásticos y superficies o niveles de removilización que pueden encontrarse colonizadas y horadadas por organismos perforantes y/o muy bioturbadas. En cuanto al tipo de estratificación, domina la presencia de planos ondulados a irregulares que, como se ha dicho, comunican un cierto aspecto noduloso típico a la unidad.

Estas estructuras sedimentarias se ordenan en secuencias de tres tipos: secuencias de playa, secuencias de tipo caliza-marga o marga-caliza y secuencias de somerización. Las secuencias de playa (fig. 1.4.14 a) constan de un término inferior constituido por *grainstones* bioclásticos con laminación cruzada de surco, correspondiente a las facies de barras de *shoreface* y un término superior de *grainstone* bioclásticos con laminación cruzada planar de bajo a muy bajo ángulo, correspondiente a la facies de *foreshore*. En las secuencias de caliza-marga o marga-caliza (fig. 1.4.14 b y c), el término margoso puede ocupar la parte superior o inferior de la secuencia, siendo con frecuencia el contacto entre ambas litofacies gradual. Las secuencias de somerización (fig. 1.4.14 d y e) se encuentran normalmente jalonadas en su parte superior por superficies y niveles de removilización, superficies ferruginosas y/o colonizadas a veces por *Zoophycos* y a veces taladrados por organismos perforantes, colonizadores de substratos duros, indicadores de cementación temprana y formación de *hard-grounds*.

El ambiente de sedimentación de la Fm. Calizas bioclásticas de Barahona corresponde al de una plataforma de muy bajo ángulo o rampa de extensión submareal de escasa profundidad, en la cual se llevaba a cabo una importante proliferación de organismos, fundamentalmente ostreidos, así como la producción y sedimentación de carbonatos. Los fondos podrían presentar un cierto relieve producido por la presencia de bancos bioclásticos y biodetríticos, situados normalmente por debajo del nivel de base del oleaje, pero de gran extensión geográfica, a lo largo de la cual se efectuaba la amortiguación paulatina del oleaje. En este ambiente, los sedimentos eran distribuidos por las corrientes y en ocasiones por el oleaje, pero la principal fuente de energía era aportada probablemente por las tempestades, capaces de remodelar los fondos, provocando el transporte conjunto de bioclastos y fango para dar cuerpos de suave relieve positivo y de gran extensión que provocaban la presencia de amplios bajíos (*shoals*). Algunos de estos bajíos quedaron emergidos, generando sistemas de islas barrera, más o menos discontinuos, hasta originarse ambientes de playa. Estos sistemas de islas barrera servían a su vez de protección a las zonas que quedaban a su abrigo, apareciendo ambientes de baja energía. En el tiempo transcurrido entre eventos de alta energía, especialmente en la zona relativamente elevada de los bajíos bioclásticos, la velocidad de sedimentación llegaba a ser suficientemente lenta como para permitir la cementación temprana de los fondos, su mineralización y formación de superficies ferruginosas, la colonización por organismos perforantes y la intensa bioturbación tan frecuente en esta unidad.

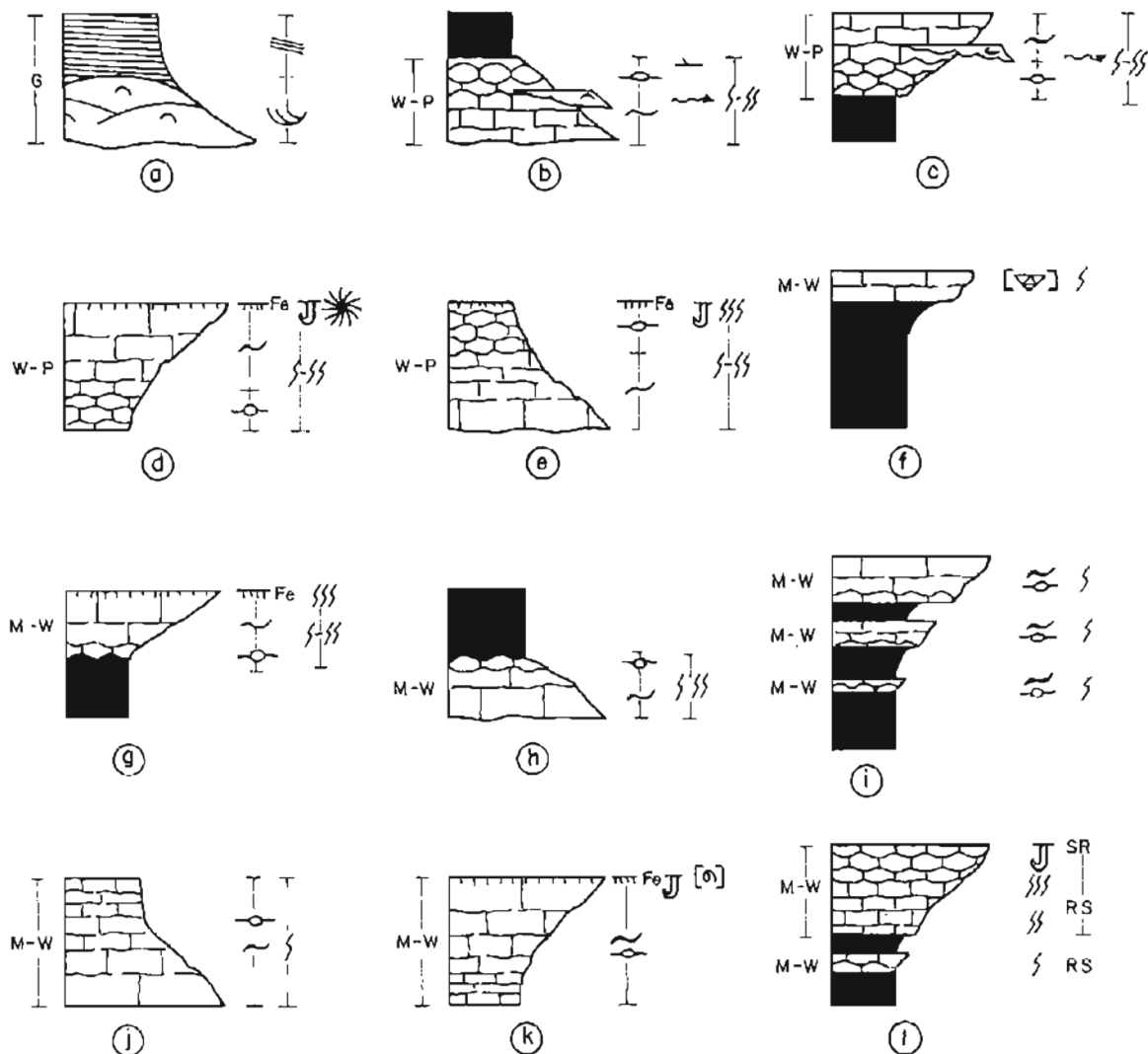
El mapa de distribución de espesores (fig. 1.4.15) muestra un máximo situado al norte, en el área de Belchite, coincidiendo con la presencia de frecuentes espesores registrados para la Fm. Margas grises de Cerro del Pez. Ello sugiere la presencia del Macizo del Ebro como suministrador de sedimentos clásticos finos para ambas unidades. Por el contrario, los mínimos espesores se registran en el área sureste de la Hoja, probablemente en relación con la presencia del Alto de Ejulve o Montalbán. Los ejes depositacionales tienden a disponerse con orientaciones noroeste-sureste, en conformidad con la estructuración general de la Cordillera, aunque se observan ciertas orientaciones nornoroeste-sursuroeste, posiblemente en relación con ciertas estructuras de zócalo. En la parte noroeste, la estructura de Cubel-Alhama (MÓJICA, 1979) ha provocado la presencia de un bloque en el que la unidad no puede ser reconocida o su espesor es muy pequeño.

#### 1.4.3. Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel (33). Toarciense.

Esta unidad cartográfica está constituida por una única formación, definida como Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel. Su carácter margoso, junto con su abundante contenido en fósiles, hace que se haya considerado en la mayor parte de los mapas geológicos de esta zona como un nivel guía cartográfico, a pesar de que esta unidad suele encontrarse derrubada y sus afloramientos a lo largo de la Hoja sean escasos.

Está compuesta por dos litofacies, una margosa y otra calcárea, que pueden disponerse formando alternancias más o menos rítmicas, aunque lo más usual es que éstas sean irregulares, predominando el término margoso. Entre las secciones medidas su espesor oscila entre unos 5 m en la parte sur-sureste y noroeste de la Hoja y poco más de 74 m en el Barranco del Alajo (fig. 1.4.16), situado al este de Munesa, donde se encuentra el mejor afloramiento de esta unidad.

La litofacies margosa predomina dentro del conjunto, representando del orden del 88 % del total de la unidad en el Barranco del Alajo, el 75 % en la sección de La Cañadilla, cerca del ángulo sureste de la Hoja, y aproximadamente el 51 % en la sección de la Rambla del Salto, situada en las proximidades del límite sur de la Hoja pero fuera de ella. En el ángulo noroeste la proporción de margas es relativamente baja, pasando a predominar las calizas al tiempo que la unidad se encuentra muy reducida de espesor. Las margas suelen ser grises, en ocasiones verdosas, beige y rosas, a veces con tonos amarillentos, y suelen presentar cierta fisibilidad que le confiere aspecto lajoso.



#### LEYENDA

	Laminación cruzada de surco	SR	Superficie de ramovilización
	Laminación cruzada planar de gran escala		Bioturbación ligera
	Laminación cruzada planar de pequeña escala (ripples)		Bioturbación moderada
	Rills bioclásticos		Bioturbación intensa
	Estratificación ondulada		Zoophytes
	Estratificación nodulosa	RS	Fósiles resedimentados
	Superficie ferruginosa	M	Mudstone
	Superficie perforada	W	Wackestone
	Superficie con concentración de fósiles	P	Packstone
	Superficie con concentración de braquiópodos	G	Grainstone

FIG. 1.4.14.—Secuencias tipo de la Formación Calizas bioclásticas de Barahona (a, b, c, d, e), de la Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel (f, g, h, i) y del Miembro Calizas nodulosas de Casinos de la Formación Carbonatada de Chelva (j, k, l).



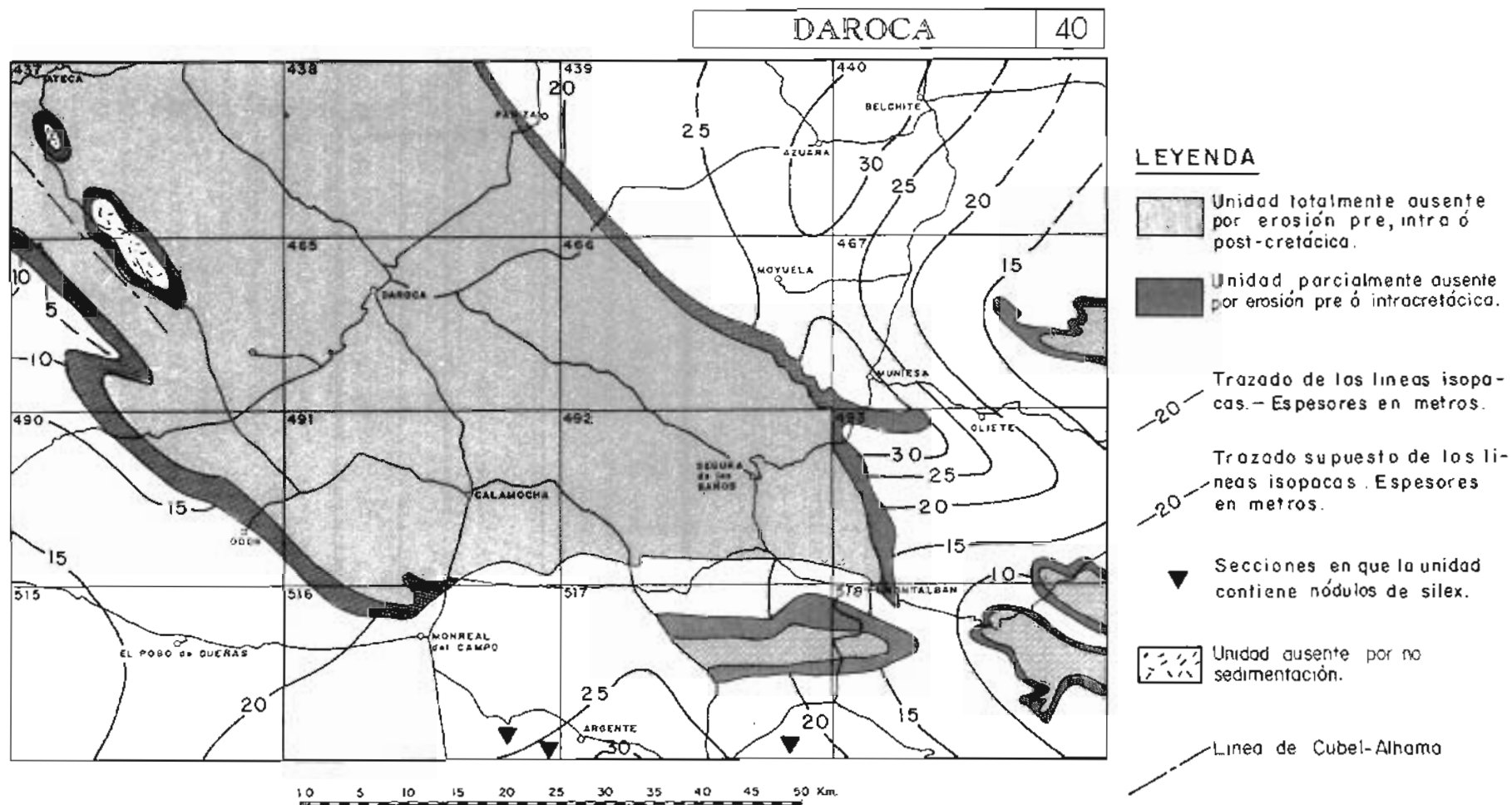


FIG 1 4.15.—Mapa de isopacas de la Formación Calizas bioclásticas de Barahona.



Las calizas son micríticas, entre las que dominan los *mudstone* a *wackestone* bioclásticos, encontrándose raramente calizas *packstone* bioclásticas en la parte inferior de la unidad en algunas localidades. Con frecuencia estas calizas son margosas, a veces nodulosas, y sus colores suelen ser grises a beige y rojizos, siendo muy frecuente la presencia de tintes o pátinas amarillentas. Se disponen en capas cuyo espesor suele oscilar entre los 10-20 cm, pero que pueden llegar a superar 1 m de espesor.

El contenido en fósiles de esta unidad suele ser muy abundante, encontrándose amplia variedad de grupos representados. Destaca, por su gran valor bioestratigráfico, la presencia de frecuentes ammonites que han permitido a varios autores llevar a cabo una biozonación precisa de esta unidad. Destacan entre las localidades donde se han llevado a cabo estos estudios bioestratigráficos de detalle, la sección de Obón (MOUTERDE, 1971; MARÍN y TOULOUSE, 1972a; MOUTERDE et al., 1978), la sección de la Rambla del Salto (ARCHE et al., 1977; COMAS-RENGIFO y GOY, 1978; COMAS-RENGIFO et al., 1985), la sección de Almonacid de la Cuba (SEQUEIROS et al., 1978; COMAS-RENGIFO, 1985), y la sección de Fuentelsaz (GOY y URETA, 1986).

Basándose en los datos aportados por estos autores puede observarse que la base de la Formación Turmiel presenta cierta heterocronía a lo largo de la Hoja. La correlación entre la sección de Almonacid de la Cuba, situada en el norte de la Hoja (al suroeste de Belchite), la sección de Obón, situada en la parte este de la Hoja (al sur de Oliete) y la sección de la Rambla del Salto, situada al sur de la Hoja (a unos 5 km al sureste de Aguatón), muestra que en Almonacid de la Cuba la parte inferior de esta unidad es Pliensbachense superior (Domerense), Biozona *Spinatum*, situándose el límite entre el Pliensbachense y Toarciense a unos 4,8-5 m, por encima de la base de la Fm. Turmiel. En la sección de Obón la base de esta unidad corresponde sensiblemente con la base del Toarciense, y en la sección de la Rambla del Salto la base del Toarciense se sitúa en la parte superior de la Fm. Calizas bioclásticas de Barahona. De esta forma puede observarse cómo, a partir de los datos bioestratigráficos mencionados, la base de la Fm. Turmiel no parece ser isocrona teniendo, a grandes rasgos, una edad progresivamente más moderna del Norte hacia el Sur.

Dentro de la Fm. Turmiel se puede encontrar representación de prácticamente todas las Biozonas de ammonites del Toarciense. En la Rambla del Salto (COMAS-RENGIFO y GOY, 1978), reconocen la Biozona *Tenuicostatum* por la presencia de *Dactylioceras* (*Eodactylites*), *D.* (*Orthodactylites*), *Palterpites* y *Protogrammoceras madagascariensis* (THEVENIN). La Biozona *Serpentinus* está caracteri-

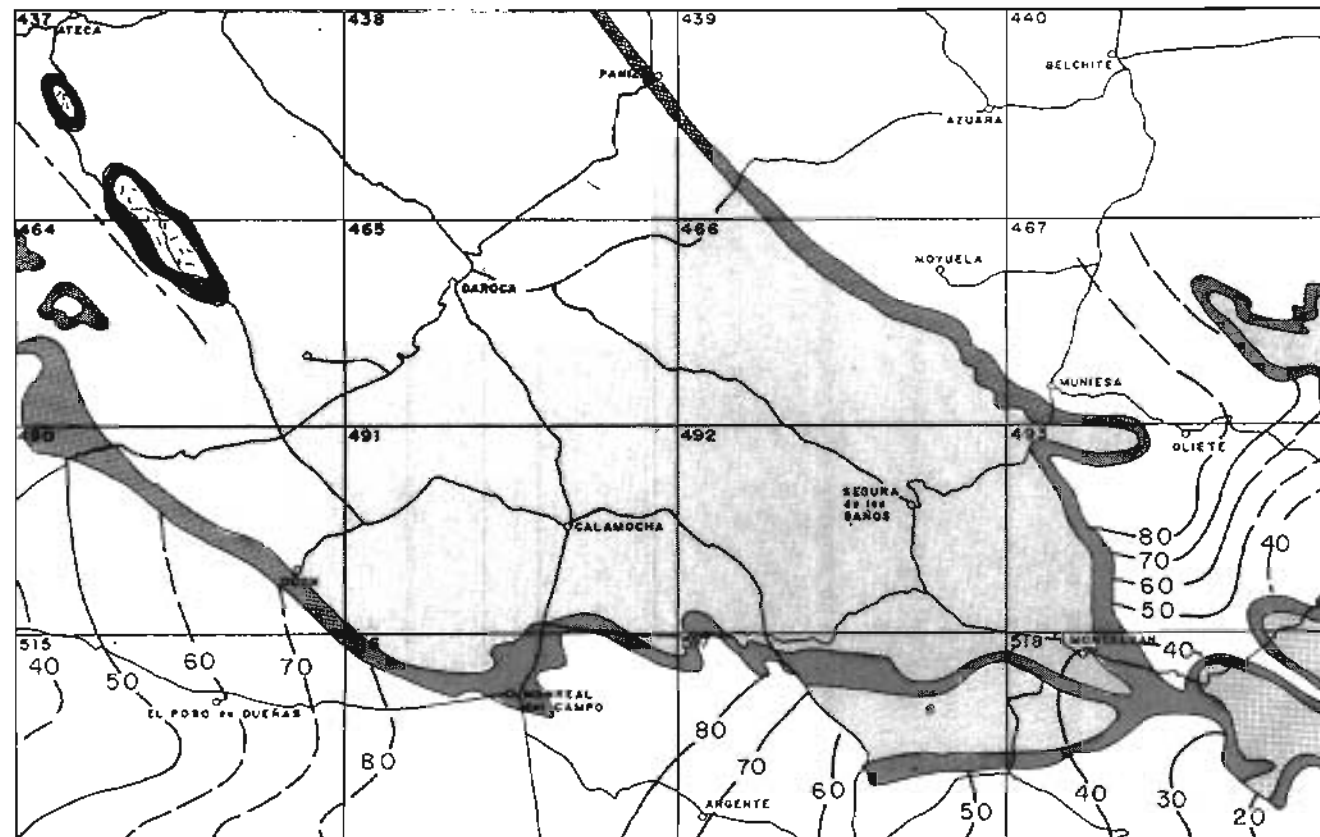
zada por la presencia de *Harpoceratoides*, *Hildaites*, *Harpoceras*, *Nodicoeloceras*, etc. La Biozona *Bifrons* puede ser delimitada por la presencia de numerosas especies de *Hildoceras*. La Biozona *Variabilis* es reconocida por la presencia de *Haugia*, *Denckmannia*, «*Brodieia*», *Pseudomericeras*, *Pseudolioceras*, *Pseudogrammoceras*, *Collina*, etc., en la Biozona *Thouarsense* se encuentran abundantes *Pseudogrammoceras* del grupo *P. bingmanni* (DENCKMANN), *Podagorsites*, *Pseudolioceras*, *Merlites* y escasos *Grammoceras* y *Essericeras*. La Biozona *Insigne* se ha reconocido por la presencia de *Pseudogrammoceras* del grupo *P. fallaciosum* (BAYLE), *Hammatoceras*, *Pseudofillia*, *Gruneria*, *Osperlioceras*, etc., y la Biozona *Pseudoradiosa* por la presencia de *Dumortieria* gr. *levesquei* (D'ORBIGNY), *Pachammatoceras pachu* (BUCKMAN) y *Osperlioceras* aff. *anthelini* (MONESTIER).

En cuanto a la edad del techo de la Fm. Turmiel también se observan variaciones de unos puntos a otros. En el área meridional el techo es Toarciense superior (Biozona *Aalensis*), pobremente representada en la Rambla del Salto, en Aguatón se ha encontrado *Cotteswoldia* sp. y en Buena los sedimentos de la Biozona *Aalensis* tienen al menos 6 m de espesor (COMAS-RENGIFO et al. 1985). Sin embargo, en la sección de Fuentelsaz, situada en el oeste de la Hoja, PORTERO et al. (1983) y GOY y URETA (1986) documentan una edad Aalenense (Biozona *Opalinum*) (parte) para los 14 m superiores de esta unidad, en base a su contenido en varias especies de *Leioceras*, así como *Bredya* y *Tmetoceras*.







También son muy abundantes en esta unidad los braquiópodos, de entre los que se han determinado una amplia variedad de especies, que se encuentran junto con lamelibranquios, crinoideos, ostreidos, belemnites, gasterópodos, corales, briozoos, etc., así como las huellas de actividad orgánica (icnofósiles), destacándose la presencia de *Zoophycos*, *Thalassinoides* y en menor proporción *Helmithopsis* y *Rhyzocorallium*, así como tubos perforantes en varias posiciones.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas, quizá en buena parte debido a la bioturbación moderada a intensa que se encuentra a lo largo de toda la unidad. Ocasionalmente puede reconocerse laminación cruzada de pequeña escala debida a *ripples*, pequeños *rills* bioclásticos, tubos perforantes piríticos y superficies ferruginosas, así como superficies o niveles de removilización.

La unidad se organiza en secuencias de tipo margacaliza (fig. 1.4.14 f, g) o caliza-marga (fig. 1.4.14 h), reconociéndose en ocasiones secuencias de orden superior en las cuales la proporción y tamaño de las capas de calizas aumentan hacia la parte superior



## LEYENDA

-  Unidad totalmente ausente por erosión pre, intra o post-cretácica.
-  Unidad parcialmente ausente por erosión pre o intracretácica.
-  Trazado de las líneas isopacas. Espesores en metros.
-  Trazado supuesto de las líneas isopacas. Espesores en metros.
-  Línea de Cubel-Alhama
-  Unidad en facies más calcáreas y de espesor reducido o ausente.

10 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 Km

FIG. 1.4.16.—Mapa de isopacas de la Formación Alternancia de margas y calizas de Turmeil.

(fig. 1.4.14 i). El techo de estas secuencias suele estar marcado por niveles o superficies de removilización, a veces con indicaciones de cementación temprana, ferruginización y perforación biogénicas.

La sedimentación de la Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma o rampa externa, abierta y bien comunicada, en condiciones hidrodinámicas generalmente tranquilas; situada por debajo del nivel de acción del oleaje, pero relativamente poco profunda. Los fondos se encontraban generalmente bien oxigenados, permitiendo su colonización por abundantes organismos bentónicos, aunque en algunos tramos de la sección y especialmente en determinadas áreas estos organismos son escasos, indicando la presencia de ambientes restringidos provocados por la existencia de sustratos móviles o mal oxigenados.

Esta rampa externa se encontraba sometida al influjo de materiales clásticos finos, que provocaban la presencia de ambientes turbios e inhibían al menos temporalmente la producción y sedimentación de carbonatos. A grandes rasgos puede observarse una disminución paulatina de la proporción de margas desde el noreste hacia el suroeste de la Rama Aragonesa, sugiriendo la presencia de macizos emergidos suministradores de sedimentos clásticos finos, que estarían situados al noreste de la Hoja, posiblemente formando parte del Macizo del Ebro. No obstante, también pudieron existir aportes procedentes de la Meseta, como viene indicado por la presencia de facies margosas más extendidas en el tiempo en la parte oeste que en el resto de la Hoja.

En la actualidad es difícil encontrar criterios sobre la existencia de depósitos de tracción en esta unidad, ya que el sedimento es de granulometría muy fina y además la bioturbación que se encuentra presente a lo largo de gran parte de la unidad, ha tendido a homogeneizar el sedimento. Por ello parece que el mecanismo de sedimentación predominante es la decantación. No obstante, la presencia eventual de laminación de *ripples* y las secuencias caliza-marga y marga-caliza, con límites netos a base y techo, respectivamente, junto con la presencia de ciertas geometrías lenticulares sugieren también la presencia de cuerpos de fango de tipo lóbulo de gran extensión y muy escaso relieve.

El mapa de distribución de espesores de la Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel, figura 1.4.16, muestra la presencia de mínimos espesores en el ángulo sureste de la Hoja, probablemente condicionados por la presencia del alto de Ejulve o Montalbán, y máximos espesores situados en la parte central, tendiendo a describir ejes depositaciona-

les con orientación aproximada noroeste-sureste. En el área noroccidental la unidad puede presentar facies más calcáreas y espesores reducidos (5 m en Abanto según MÓJICA, 1979), lo cual la hacen difícilmente reconocible, pero su contenido fósil señala la presencia de sedimentos pertenecientes al menos en parte al intervalo temporal representado por esta unidad, por lo que parece tratarse de una facies reducida ligada a un alto sedimentario relacionado con la línea de Cubel-Alhama.

#### 1.4.4. Formación carbonatada de Chelva. Calizas, dolomías, calizas oolíticas y con nódulos de Silex (34). Toarciense superior-oxfordiense.

Sobre la alternancia de margas y calizas de la Fm. Turmiel se superpone un conjunto de rocas carbonatadas que ha sido definido como formación carbonatada de Chelva, y que constituye la unidad cartográfica 34.

Esta unidad ha sido subdividida a su vez en una serie de unidades de rango menor que de base a techo, son: Miembro Calizas nodulosas de Casinos; «parte media» de la Fm. carbonatada de Chelva (unidad informal), Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío y Miembro Caliza con esponjas de Yátova. Las características de estas unidades serán descritas a continuación por separado.

##### A) Miembro Calizas nodulosas de Casinos.

Esta unidad está constituida por un conjunto de calizas *mudstone* a *wackestone*, localmente *wackestone* a *packstone* bioclásticas, de color gris, a veces amarillentas, beiges, marrones o azuladas que pueden contener finas intercalaciones o interestratos margosos. Suelen disponerse en capas de 10-30 cm de espesor con las superficies de estratificación onduladas a irregulares que condicionan el aspecto noduloso que normalmente presenta esta unidad. Localmente, en el área sureste de la Hoja y en relación con el Alto de Ejulve o Montalbán, esta unidad puede tener un carácter marcadamente bioclástico, estratificarse en capas gruesas y contener estructuras sedimentarias generadas en régimen de alta energía.

En las secciones estudiadas su espesor varía entre 0,5 m y poco más de 12 m. El techo suele estar marcado por la presencia de una discontinuidad sedimentaria y en algunas localidades se encuentran niveles de calizas y calizas margosas con oolitos ferruginosos (Aguilón, Moyuela, Cascán, Arroyo de los Anchos, Rambla del Salto, etc.) y/o costras ferruginosas y/o glauconíticas, superficies perforadas, niveles y superficies de removilización, con fósiles resedimentados y reelaborados, etc.

Entre los fósiles, aunque no suelen ser abundantes, se reconoce una amplia variedad de taxones, tales como bivalvos, braquiópodos, crinoides, belemnites, esponjas, corales, briozoos, gasterópodos, pectínidos, serpulidos y ammonites entre otros. En la parte superior de esta unidad, en la sección de El Pedregal-Pozuel, FERNÁNDEZ LÓPEZ (1985) cita la presencia de *Dumortieria* sp., y *Pleydellia* sp. que caracterizan al Toarciense superior (Biozonas Pseudoradiosa y Aalensis, respectivamente), así como *Leioceras* sp. en los 1, 3 m superiores que permiten atribuirle una edad Aaleniense, Biozona Opalinum. En la sección de Fuentelsaz los carbonatos que se disponen sobre la Fm Turmiel tienen una edad Aaleniense Biozonas Opalinum (parte) y Murchisonae, determinada por la presencia de *Leioceras* y *Ancolioceras* (PORTERO et al., 1983; GOY y URETA, 1986).

El techo de la unidad, en la sección de El Pedregal-Pozuel, está marcado por la presencia de una superficie de removilización que trunca a los fósiles y localmente está perforada, observándose costras ferruginosas. En los últimos centímetros, FERNÁNDEZ-LÓPEZ (op. cit.) identifica fósiles resedimentados de *Cypholloceras* gr. *comptum* (REYNECKE), *C. lineatum* (BUCK.), *Leioceras* cf. *opalinum* (REINECKE) y *Cypholloceras* sp. del Aaleniense inferior. En esta sección no se ha encontrado registro de las Biozonas Murchisonae y Concavum (Aaleniense medio y superior).

En el corte de Aguatón (FERNÁNDEZ-LÓPEZ et al., 1985), se encuentran dos niveles de removilización a base y techo de un banco de calizas con escasos oolitos ferruginosos dispersos, conteniendo *Graphoceras formosum* (BUCKMAN), *Ludwigella cornu* (BUCKMAN) y *Eudmetoceras* sp. de la Biozona Concavum (Aaleniense superior). El Aaleniense inferior y medio están ausentes. Sin embargo, en la Rambla del Salto, estos mismos autores encuentran fósiles de las tres Biozonas del Aaleniense.

En consecuencia, la edad del Mb. Calizas nodulosas de Casinos es Toarciense superior a Aaleniense, aunque no siempre pueden encontrarse completos e incluso localmente pueden encontrarse niveles de removilización conteniendo fósiles del Bajociense inferior. Los tramos con oolitos ferruginosos suelen tener edad Aaleniense, aunque éste puede encontrarse incompleto, y localmente Bajociense inferior. No obstante, la presencia de abundantes fósiles reelaborados en estos niveles hace necesario que sus dataciones deban realizarse teniendo en cuenta los resultados del análisis tafonómico.

Los microfósiles son escasos. Se han encontrado *Vidalina* cf. *martana* (FAR.), *Lenticulina* sp. *As-*

*taculus* sp., y *Dentalina* sp. entre otros. Las estructuras biosedimentarias son abundantes, encontrándose estructuras y texturas de bioturbación moderada a intensa a lo largo de toda la unidad, y las superficies taladradas son frecuentes, especialmente hacia la parte superior o en el techo de la unidad. También es bastante común la presencia de *Thalassinoides*.

Las estructuras sedimentarias son bastante escasas. En ocasiones puede reconocerse laminación cruzada de pequeña escala debida a *ripples* y son frecuentes las costras ferruginosas y/o glauconíticas, especialmente hacia la parte alta o en el techo de la unidad, donde se reconocen *hard-grounds* y niveles de removilización. Únicamente en la sección de la carretera a Galve se encuentran estructuras de gran escala, tales como laminación cruzada de tipo planar y cuerpos con morfología de barra. Por el contrario, las estructuras diagenéticas originadas por procesos de litificación son frecuentes en toda la unidad.

Esta unidad se organiza en secuencias caliza-caliza nodulosa (fig. 1.4.14 j) y secuencias de disminución de la intensidad en la sedimentación o de «ralentización» como las mostradas en la figura 1.4.14 k, l, que pueden terminar en superficies de removilización que además de fósiles reelaborados pueden contener oolitos ferruginosos, costras ferruginosas, etc.

La sedimentación del Mb. Casinos se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma externa de aguas claras, con escasa influencia de materiales clásticos finos en comparación con la Fm Turmiel sobre la que se apoya; condiciones de salinidad normal y en la que puede observarse cierto grado de restricción. Únicamente en ciertas áreas relacionadas con el Alto Montalbán, situado en la pared sureste de la Hoja, se encuentran carbonatos bioclásticos depositados en ambientes de alta energía con influencia del oleaje y/o corrientes, posiblemente de marea, que dan lugar a la formación de cuerpos de tipo barra.

Las irregularidades en la sedimentación puestas de manifiesto por las discontinuidades sedimentarias registradas en la parte superior de la unidad y/o en las costras, perforaciones, etc., que se encuentran en su techo, así como los niveles con oolitos ferruginosos, que se encuentran sobre esta unidad, son el reflejo de una importante reestructuración de la cuenca de carbonatos, que se realiza durante el Toarciense superior-Aaleniense, al menos en parte, y que en ocasiones afecta también a la base del Bajociense. Como consecuencia de esta reestructuración se crea una configuración paleogeográfica de tipo plataforma somera-rampa cuyos cinturones de facies quedan mejor definidos que los del

Jurásico inferior, y que regirá durante gran parte del Jurásico medio.

B) Formación carbonatada de Chelva, «parte media».

La «parte media» de la Fm. Chelva es una unidad informal delimitada por discontinuidades, tanto en su base como en su techo. Ambas discontinuidades suelen presentar claras evidencias de irregularidades en la sedimentación tales como niveles de removilización, oolitos ferruginosos, etc., que pueden tener gran extensión lateral como la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío, situada en el techo de esta unidad.

Dentro de la «parte media» de la Fm. Chelva, pueden distinguirse dos grandes grupos de facies: el grupo de facies micríticas que representa el mayor porcentaje, tanto en volumen de sedimentos como en tiempo representado, y las facies oolíticas, constituidas por calizas *grainstone* a *packstone* que se intercalan en algunas localidades entre las facies micríticas.

Grupo de facies micríticas.

El grupo de facies micríticas está constituido por calizas *mudstone* y *wackestone* de bioclastos, localmente *packstone*, en ocasiones con intercalaciones de margocalizas y margas calcáreas que pueden llegar a ser relativamente abundantes y formar alternancias tanto en la parte inferior de la unidad (Bocafoz, Cascán) como en la parte superior (Aguilón, El Pedregal-Pozuel). Sus colores suelen ser grises, encontrándose a veces tonos beige y amarillentos. En algunas secciones pueden intercalarse tramos de calizas dolomíticas o dolomías (El Pedregal-Pozuel) y es frecuente la presencia de nódulos de sílex (Aguatón, Rambla del Salto, Bocafoz, Cascán) que en ocasiones son muy abundantes y pueden llegar a estar presentes en casi toda la unidad (Aguatón). Los carbonatos suelen disponerse en capas finas a medias, de 10 a 30 cm de espesor, que pueden presentar planos de estratificación irregulares a ondulados tomando aspecto noduloso, o en capas gruesas a bancos de 30 a 60 cm de espesor.

Situados generalmente hacia la parte inferior de la unidad se encuentran en algunas localidades bioconstrucciones de pequeño tamaño, de tipo montículos arrecifales de fango edificadas fundamentalmente por espongiarios (Aguilón, Cascán, Barranco del Moro). Constituyendo las facies de flanco de estos montículos, que son volumétricamente mucho más importantes que los núcleos de éstos, se encuentran calizas *packstone* a *wackestone* constituidas principalmente por fragmentos de éstos, se encuentran calizas *packstone* a *wackestone*

constituidas principalmente por fragmentos de estos organismos, que pueden alcanzar considerable extensión lateral. Es frecuente en esta unidad la presencia de niveles con fósiles resedimentados y reelaborados, la presencia de superficies ferruginosas y glauconíticas, glauconita dispersa y localmente (Obón), calizas con oolitos ferruginosos y/o fosfáticos (FERNÁNDEZ-LÓPEZ, 1985).

Suele encontrarse una amplia variedad de fósiles en esta unidad, destacándose entre otros la presencia de microfilamentos, bivalvos, braquiópodos, espongiarios, equinodermos, belemnites, ostrácodos, foraminíferos, ammonites y localmente algas, ostreídeos, briozoarios, pectínidos, oncolitos, corales, etc. La relativa abundancia de ammonites permite realizar una biozonación precisa de esta unidad.

En la sección de Obón, FERNÁNDEZ-LÓPEZ (1985) caracteriza las Biozonas Sanzei y *Laeviscula* del Bajociense inferior que en conjunto no sobrepasan medio metro de espesor. Entre los ammonites correspondientes a la Biozona *Laeviscula* cabe destacar: *Sonninia* cf. *corrugata* (SOW.), *Witchellia albida* (BUCK.), *W. romanoides* (DOUVILLE), *W. cf. connata* (BUCK.), *Maceratites costulatus* (BUCK.), *M. aurifer* (BUCK.), «*Hebetoxytes*» *mouterdei* (FDEZ.-LÓPEZ), *Emileites malenotatus* (BUCK.) y *Trilobitoceras cricki* (PARSONS), entre otros. La Biozona Sanzei está representada por 2 m de calizas con óxidos de hierro y glauconita frecuente. La Subzona *Humphriesianum* corresponde a calizas masivas o en capas gruesas con grandes Estefanocerátidos, en tanto que la Subzona *Blagdeni* y la Biozona *Niortense* (*Subfurcatum*) están representadas por calizas con espongiarios frecuentes que pueden llegar a sobrepasar localmente 1 m de potencia. La Subzona *Blagdeni* del techo del Bajociense inferior viene caracterizada por la presencia de *Poecilomorphus* gr. *cycloides* (D'ORB.), *Oppelia subradiata* (SOW.) y *Toloceras blagdeni* (SOW.) entre otros. Como elementos característicos de la Biozona *Subfurcatum* de la base del Bajociense superior identifica, entre otros, *Caumotisphinctes polygyralis* (BUCK.), *C. bifuriatus* (BUCK.), *Cleistosphinctes cleistus* (BUCK.), *C. cf. killertalensis* (DIETL.), *Strigoceras* cf. *paronai* (TRAUTH), *Sphaeroceras* cf. *brogniarti* (SOW.). Por encima se encuentra un nivel de hasta 1 m de espesor de calizas con oolitos ferruginosos y/o fosfáticos con macrofósiles reelaborados. Los ammonites corresponden a las Biozonas *Subfurcatum* y *Gárantiana* *Strenoceras*, *Gárantiana-Pseudogárantiana*, *Spiroceras*, *Leptosphinctes-Cleistosphinctes*, *Bajocisphinctes-Microbajocisphinctes*, *Cadomites-Polypileclites*. Sobre estos materiales se encuentra un tramo de calizas microcristalinas, cuyo espesor varía entre unos pocos centímetros y un par de metros, con *Parkinsonia*, de la Biozona *Parkinsoni*, y

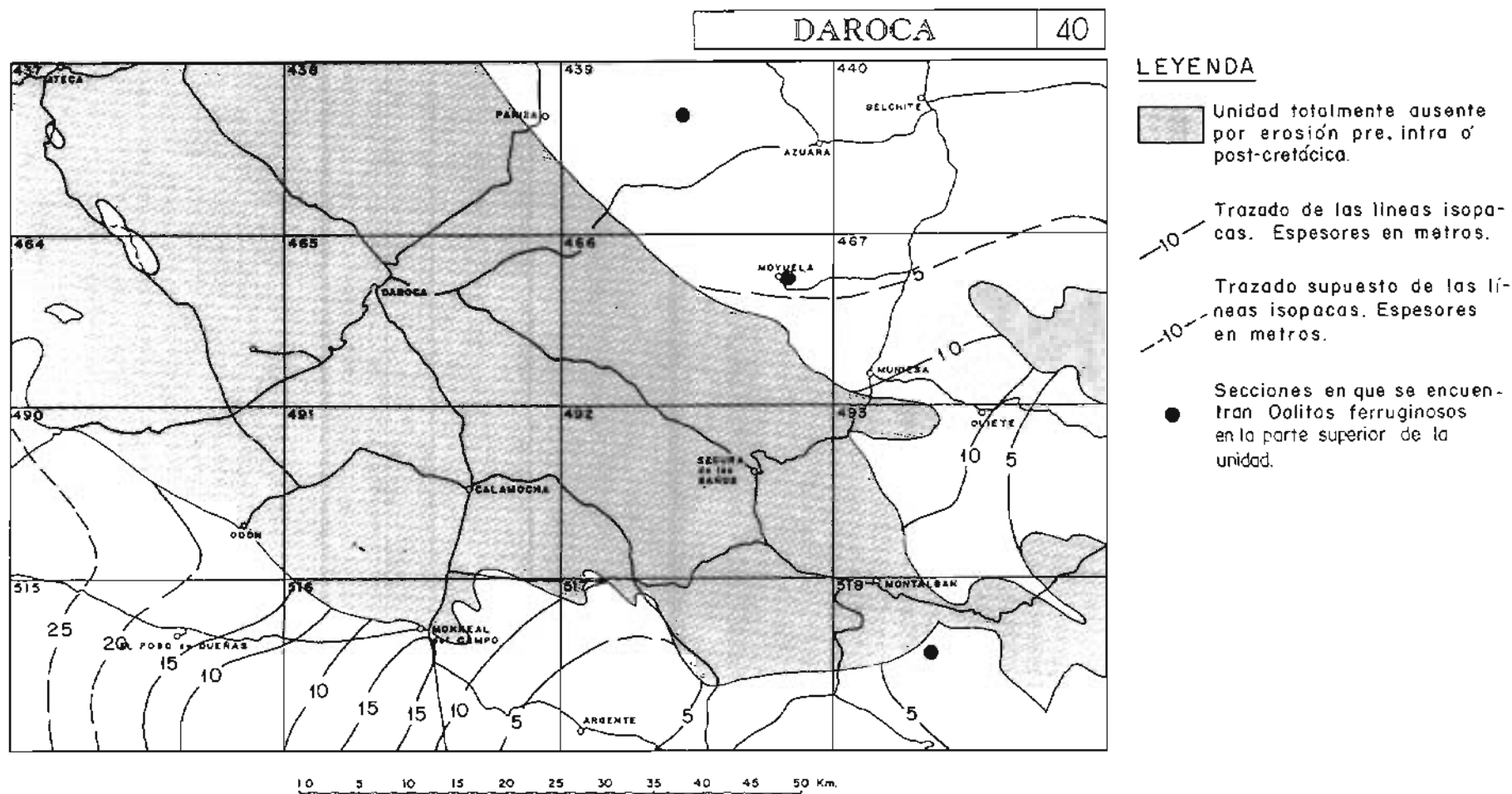


FIG. 1.4 17.—Mapa de isopacas del Miembro Calizas nodulosas de Casinos (Formación Carbonatada de Chelva)

*Oranicer* sp. en las últimas capas, que indican una edad Bathoniense. Los tramos de grainstone oolítico que se encuentran por encima tienen una edad Bathoniense, tanto en Obón como en Aguatón (FERNÁNDEZ-LÓPEZ et al., 1985).

En la sección de El Pedregal-Pozuel, FERNÁNDEZ-LÓPEZ (op. cit.) caracteriza el Bajociense inferior (Biozonas Discites y Laeviscula) por la presencia de *Euhoploceras* sp., *Sonninia* sp., *Witchellia* sp., *Bradfordia* sp., *Docidoceras* sp., la Biozona Sauzei por la presencia de *Bradfordia*, *Strigoceras*, *Otoites*, *Kumatostephanus*, y la Biozona Humphriesianum por la presencia de *Stephanoceras*, *Chondroceras*, *Dorsetensia*, *Poecilomorphus* y *Oppelia* entre otros. Dentro del Bajociense superior, la Biozona Niortense (Subfurcatum) está caracterizada por la presencia de *Teloceras*, *Normannites*, *Cadomites*, *Caumontisphinctes*, *Leptosphinctes*, *Sphaeroceras*, *Strenoceras*, *Orthogarrantiana*, *Garrantiana* y *Cleitosphinctes* entre otros, la Biozona Garrantiana está caracterizada por la presencia de *Garrantiana*, *Pseudogarrantina*, *Spirocera*, *Bajocisphinctes*, *Sphaeroceras*, *Hlawiceras*, *Cadomites* y *Dipleisoceras*, y la Biozona Parkinsoni por la presencia de *Oxycerites*, *Cadomites*, *Prorsisphinctes*, *Bigotites* entre otros. Las calizas packstone bioclásticas y oolíticas que se encuentran en esta localidad sobre el conjunto mencionado contienen elementos resedimentados del Bathoniense inferior: *Oxycerites*, *Limoxites*, *Morphoceras*, *Siemiradzka*.

En ausencia de los tramos de grainstone oolíticos o packstones bioclásticos con oolitos, el Bathoniense se encuentra representado por calizas micríticas wackestone a packstone. En Aguilón (SEQUEIROS y MELÉNDEZ, 1979) encuentran en estos tramos *Procerites* sp. y *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*) *angulicostatum* (LOZAY) que caracterizan al Bathoniense superior.

Por encima se encuentra normalmente otro tramo de calizas mudstone a wackestone, frecuentemente con intercalaciones de margocalizas y margas, que suele terminar en una costra ferruginosa bien desarrollada que marca el techo de la «parte media» de la Fm. Chelva, y sobre la que se dispone la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío. En el tramo situado por debajo de la costra ferruginosa se encuentran, entre otros, *Macrocephalites*, *Oxycerites*, *Kamptokephalites*, *Bomburites*, *Bullatimorphites*, *Dolikephalites*, *Hecticoceras*, *Reineckera*, *Reineckites*, *Choffatia*, *Indosphinctes*, del Calloviense superior, Biozonas *Macrocephalus* y *Gracilis* (GOY et al., 1979; SEQUEIROS y MELÉNDEZ, 1979). En Aguilón, se encuentran asimismo en estos tramos representación de la Biozona Jason y posiblemente de la Biozona Coronatum del Calloviense medio, carac-

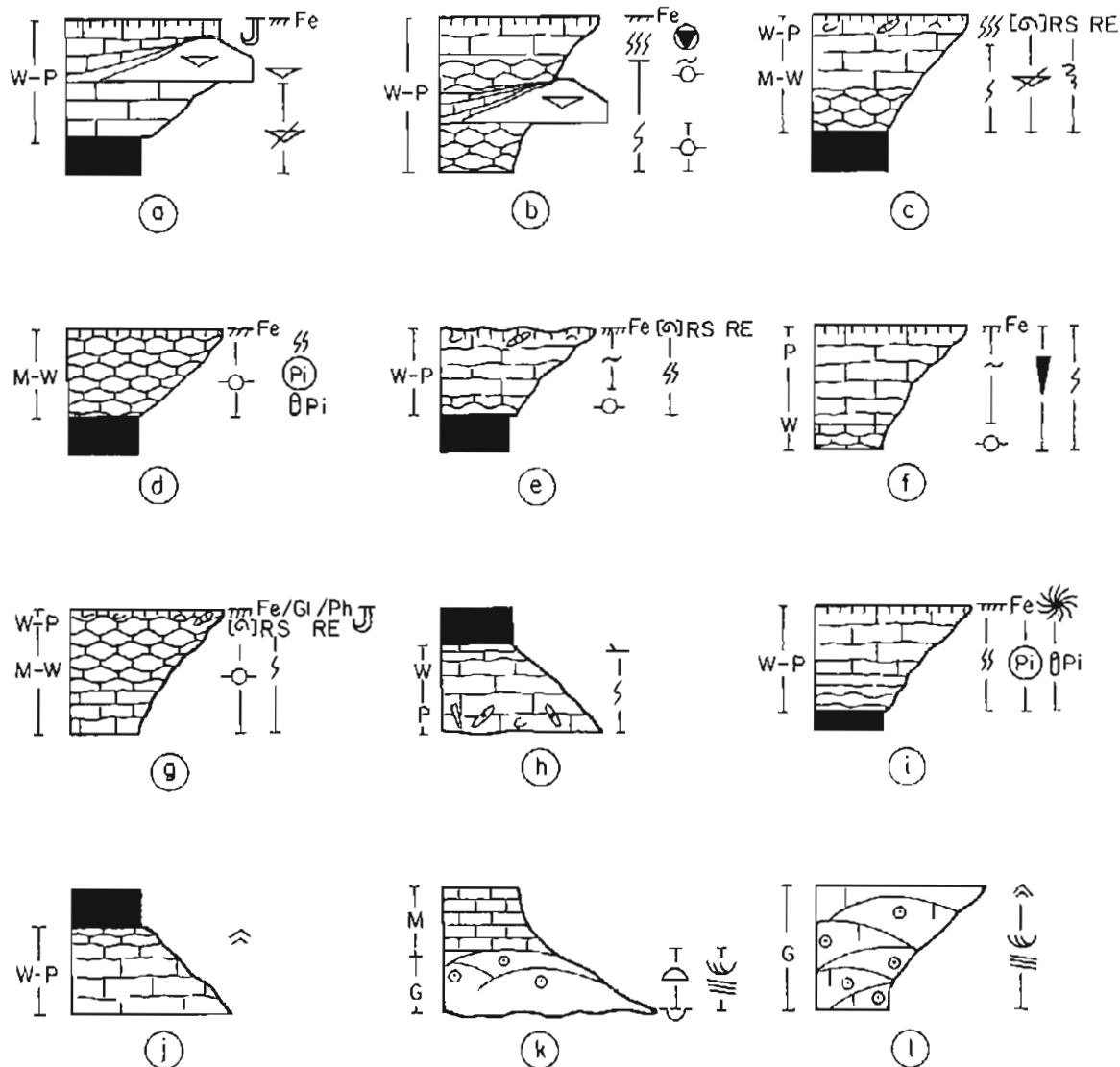
terizado por la presencia de *Hecticoceras* (*Lunuloceras*) y *H. (Rossiensiceras)* junto a abundantes *Reineckeiidae*.

En conclusión, la edad de la denominada «parte media» (unidad informal) de la Fm. Chelva es Bajociense inferior a Calloviense inferior a medio.

Entre los microfósiles cabe destacar la presencia de *Globochaete alpina* (LOMB.), *Eothrix alpina* (LOMB.), *Pfenderina* aff. *salermitana* (SARTONI y CRESC.), *Protopeneroplis* cf. *striata* (WEYNSCH), así como *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Astacolus* sp., *Epistomina* sp., *Lenticulina* sp., *Dentalina* sp. y *Spirillina* sp. entre otros.

En cuanto a las estructuras biosedimentarias es frecuente la presencia de estructuras y texturas de bioturbación en prácticamente toda la unidad. Cabe destacar por su abundancia la presencia de *Zoophycos* y *Thalassinoides*. Las estructuras sedimentarias son bastante escasas dentro del grupo de facies micríticas de esta unidad. Se reconoce ocasionalmente laminación cruzada de pequeña escala debida a *ripples*, en ocasiones *ripples* de oleaje, así como *rills* bioclásticos, costras ferruginosas, costras glauconíticas, superficies perforadas, niveles y superficies de removilización con fósiles reelaborados y resedimentados, etc. Entre las estructuras de mayor escala se encuentran los mencionados montículos arrecifales bioconstruidos por esponjas, que suelen contener un núcleo masivo constituido por fragmentos de espongiarios o espongiarios que no suelen estar en posición de vida, y facies de flanco constituidas por calizas packstone a wackestone, estratificadas, con abundantes fragmentos de espongiarios.

La unidad suele estar compuesta por una sucesión de secuencias de somerización (fig. 1.4 18 a-g-i) en las que puede distinguirse en ocasiones un término inferior margoso, un término intermedio de calizas mudstone a wackestone, wackestone y wackestone a packstone bioclásticas, con frecuencia nodulosas o con los planos de estratificación irregulares, bioturbadas; y un término superior constituido por niveles o superficies de removilización con fósiles reelaborados y/o resedimentarios, bioturbación intensa, indicaciones de cementación temprana (*hard-grounds*), perforaciones biogénicas y costras ferruginosas así como glauconita y fosfatización. Este tipo de secuencias, junto con las de tipo caliza-marga y marga-caliza, pueden encontrarse representadas en secciones distribuidas en toda la Hoja y, localmente, en las áreas ocupadas por altos paleogeográficos, virtualmente cada capa representa una secuencia de este tipo. En algunas otras áreas, como en Tordellejo y El Pedregal (sureste de la hoja), la parte superior de las secuencias puede llegar



### LEYENDA

~	Cuerpos canalizados	⚡	Bioturbación ligera	(Pi)	Nodulos piríticos
⌒	Barras, dunas ó mega-ripples	⚡⚡	Bioturbación moderada	⌒Pi	Tubos piríticos
⌒	Laminación cruzada de surco	⚡⚡⚡	Bioturbación intensa	Gl	Glauconita
⌒	Laminación cruzada planar	J	Superficie perforada	Ph	Fosfato
⌒	Laminación cruzada de pequeño escala	☄	Zoophycos	●	Nodulos de sílex
⌒	Ripples de oleaje	▼	Secuencia granocreciente	⌒	Espongiaros
~	Estratificación ondulada	[6]	Concentración de fósiles	⌒	Microfilamentos
○	Estratificación nodulosa	RS	Fósiles resedimentados	M	Mudstone
⌒Fe	Superficie ferruginosa	RE	Fósiles reelaborados	W	Wackestone
				P	Packstone
				G	Grainstone

FIG 14-18 —Secuencias tipo de la «parte media» de la Formación Carbonatada de Chelva



a estar representada por dolomías (FERNÁNDEZ-LÓPEZ, 1985).

La sedimentación del grupo de facies micríticas de la «parte media» de la Formación Chelva se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma externa submareal somera, de aguas claras y salinidad normal, y con tasas de subsidencia y sedimentación variables. Las condiciones hidrodinámicas de la plataforma externa fueron generalmente de baja energía, aunque con numerosos episodios de energía más elevada, ligada probablemente en algunos casos a la acción de las tempestades, capaces de arrastrar conchas de organismos neotónicos, producir el retrabajamiento del sedimento y la removilización de su contenido fósil.

La escasa profundidad del medio junto con los relieves del fondo creados por la tectónica, y localmente por las bioconstrucciones y los cuerpos sedimentarios durante el Aalenense-Bajociense inferior, hacen que se generen áreas de acusado confinamiento con importantes variaciones de temperatura local y ocasionalmente de temperatura y salinidad, que hicieran posible su población por ammonites inmi-grantes (FERNÁNDEZ-LÓPEZ, 1985).

Hacia la parte media-superior de la unidad (Bajociense superior-Calloviense) se registra una mayor estabilidad ambiental, con un notable aumento de la tasa de subsidencia respecto a la de sedimentación, y los conjuntos de elementos fósiles registrados indican una mayor comunicación con el mar abierto.

#### Grupo de facies oolíticas

El grupo de facies oolíticas está constituido por calizas *grainstone* y *grainstone* no totalmente lavados a *packstone* con oolitos y/o bioclastos, de color gris claro a blanquecino, aunque también pueden encontrarse intercalaciones de calizas *mudstone* y *wackestone*. El conjunto suele estar estratificado en bancos gruesos, que pueden superar 1,5 m de espesor y suelen dar un marcado resalte en el relieve, tomando a veces cierto aspecto masivo.

Facies de este tipo se encuentran comúnmente intercaladas hacia la mitad superior entre las facies micríticas como en las secciones de Aguatón, Rambla del Salto, Arroyo de los Anchos, Carretera a Galve, El Pedregal-Pozuel, Obón.

Entre los macrofósiles se encuentran, entre otros, crinoides que pueden llegar a ser los fósiles predominantes, briozoarios, bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, espongiarios, algas, ostrácodos y foraminíferos. Los ammonites son escasos en este tipo de facies. En la sección de El Pedregal-Pozuel,

FERNÁNDEZ-LÓPEZ (1985) encuentra en la base de las calizas biotriticas *Cadomites*, *Sphaeroceras*, *Parkinsonia*, *Prosrifphictes*, *Bigotites* y *Oxicerites* del Bajociense superior (Biozona Parkinsoni) y a unos 2,5 m por encima *Morphoceras*, *Siemiradzka* y *Limoxites* del Bathoniense inferior. Este mismo autor encuentra en las facies micríticas situadas inmediatamente bajo los carbonatos en facies de *grainstone* oolítico en Obón, *Oranicerias* del Bathoniense inferior, por lo que la edad de este tramo con facies oolíticas debe de ser referida al Bathoniense. Esta misma edad se le asigna a la unidad de *grainstone* oolíticos en las secciones de Aguatón y Rambla del Salto (FERNÁNDEZ-LÓPEZ et al., 1985).

Los microfósiles en esta unidad son relativamente abundantes; cabe destacar la presencia de *Trocholina alpina* (LEUP), *T. elongata* (LEUP.), *Protopeneroplis striata* (WEYNS), *Eothrix cf. alpina* (LOMB.), *Pseudocyclammia sp.*, *Saracenaria sp.*, y *Astacolus sp.*, entre otros.

Las estructuras sedimentarias son bastante abundantes, encontrándose cuerpos de *grainstone* a *packstone* con bases erosivas, canalizadas, así como cuerpos con morfología de barras, dunas o *mega-ripples*. Con frecuencia, la estructura interna se encuentra conservada, pudiendo observarse laminación a estratificación cruzada planar y laminación cruzada de surco. En menor proporción se encuentran estructuras de pequeña escala, tales como laminación cruzada, generalmente debida a *ripples* de oleaje. La bioturbación puede estar presente a lo largo de todo el tramo, aunque sólo localmente llega a ser intensa.

En estas facies pueden distinguirse dos tipos principales de secuencias: secuencias positivas, de granulometría decreciente (fig. 1.4.18 k) y secuencias negativas (fig. 1.4.18 l). Las primeras parecen corresponder a depósitos de relleno de canal, con migración de barras a lo largo de él y la segunda a migración de barras sobre depósitos más finos situados entre las barras. No obstante, lo más frecuente es que estos depósitos se dispongan amalgamados, encontrándose una sucesión de depósitos de *grainstone* oolítico y/o bioclastico prácticamente ininterrumpido.

El grupo de facies oolíticas se ha depositado en un ambiente de plataforma de alta energía y de aguas claras, con influencia del oleaje y posiblemente con cierto retoque en ocasiones de las mareas, con fondos someros y bien oxigenados. Este conjunto de facies constituye un cinturón de barras y canales que prograda durante el Bajociense superior (Biozona de Garantiana) y Bathoniense sobre parte de los depósitos de rampa externa constituido por las calizas *muds-*

*tone* y *wackestone* con microfilamentos (facies micríticas), a los que llega a cubrir en una amplia zona.

El cinturón de barras y canales se ve nuevamente cubierto, transgresivamente, por las facies micríticas del Calloviense inferior y en ocasiones medio, depositadas en un ambiente de plataforma externa de baja energía que tiende a igualar los relieves residuales dejados por el cinturón de barras y canales. Ello, junto con la geometría resultante de la actividad tectónica (LARDIES et al., 1988), condiciona cierta irregularidad en cuanto a la distribución de sus espesores, pudiendo desde no estar presente sobre las facies oolíticas (Arroyo de los Anchos, Carretera a Galve) a registrarse espesores relativamente importantes (El Pedregal-Pozuel, Anquela del Pedregal, Alustante). Sin embargo, este tramo se ha encontrado con mayor o menor desarrollo en todas las localidades, donde se apoya sobre el Batoniense en facies micríticas (Aguilón, Cascán).

La paleogeografía del Jurásico medio, representado en su mayor parte por la unidad informal «parte media» de la Fm. Chelva, representa un cambio notable respecto a la configuración encontrada en el Jurásico inferior, del que se encuentra separado por una importante discontinuidad. La etapa de reestructuración principal comienza en el Toarciense superior-Aalenense y puede afectar al Bajociense inferior, rompiéndose la plataforma en una serie de bloques que condicionan la presencia de una plataforma somera adosada a la Meseta, situada fuera de la Hoja, y una rampa externa, entre las que se encuentran zonas más subsidentes y bloques elevados, tales como el Alto de Montalbán, situado en el sureste de la Hoja, donde los espesores totales de la unidad oscilan entre poco menos de 15 m a unos 30 m (Barranco del Moro, Carretera a Galve, Arroyo de los Anchos, La Cañadilla), mientras que hacia el oeste y suroeste de este elemento paleogeográfico (fig. 1.4.19) se registran espesores de 140 m (Aguatón, Rambla del Salto), a 280 m (El Pedregal-Pozuel) y hacia el norte espesores de 60 m (Cascán), 90 m (Aguilón) y más de 118 m (Bocafoz).

En esta rampa externa, articulada en una serie de bloques limitados por fallas, se depositan carbonatos *mudstone* y *wackestone*, localmente *packstone*, bajo un ambiente por lo general de baja energía en la que se observan etapas de sedimentación seguidas de etapas con marcada disminución de ésta, y generación de secuencias de somerización que dan lugar a la presencia de numerosas discontinuidades, visibles por la presencia de superficies con costras ferruginosas, costras galuconíticas, «*hard-grounds*», niveles con perforaciones orgánicas, niveles de removilización con fósiles reelaborados, re-sedimentados, niveles con oolitos ferruginosos y/o

fosfáticos, etc. Al menos en la parte noreste se registran crecimientos de pequeñas bioconstrucciones de tipo montículo arrecifal de fango, en los que los organismos que juegan el principal papel como bioconstructores son los espongiarios.

Por el contrario, en el área ocupada por el Alto de Ejulve o Montalbán se depositan calizas *packstone*, *grainstone* no totalmente lavados y *grainstone* en ocasiones con intraclastos, *pellets*, oolitos y oncolitos, organizados en secuencias de somerización que se suceden continuamente (Arroyo de los Anchos) y localmente en cuerpos con barras y canales (Carretera a Galve, La Cañadilla).

Probablemente debido a una caída del nivel del mar y/o a la casi colmatación de la plataforma, se produce la progradación del sistema de barras y canales que constituyen el cinturón de alta energía, y que llegan a cubrir aproximadamente la mitad meridional de la Hoja durante el Bajociense más alto (Biozona Parkinsoni) en la parte oeste y durante el Bathoniense. La parte norte, quizá debido a su mayor profundidad durante este tiempo, no se ve cubierta por las facies de alta energía, continuando la sedimentación en facies micríticas de baja a moderada energía (Aguilón, Cascán).

Debido a la compartimentación de la plataforma en bloques y/o al relieve residual dejado por el sistema de barras y canales de la etapa anterior, se encuentran una serie de altos paleogeográficos, tales como el Alto de Montalbán, donde las facies micríticas ligadas a los ambientes de plataforma externa tienen un espesor extremadamente reducido o están virtualmente ausentes (Belchite, Moneva, Ariño, etc.) y en las que el Calloviense superior no aparece representado y el Calloviense inferior y medio están muy reducidos o representados por niveles de removilización con oolitos ferruginosos. Por el contrario, en las zonas de surco se encuentra representación de todo el Calloviense (LARDIES et al., 1988), predominando las facies de calizas y margas con carbonatos hacia la parte superior (Aguilón).

La tasa de sedimentación va siendo progresivamente menor, observándose una disminución progresiva de los espesores hacia la parte superior, de forma que el Calloviense inferior suele ser más espeso que el Calloviense medio y éste a su vez de mayor espesor que el Calloviense superior, aumentando la proporción de niveles de removilización. Esta tendencia culmina con la aparición a techo de esta unidad de un nivel de removilización con abundantes fósiles reelaborados, cementación temprana, perforaciones biogénicas, retrabajamiento y costras ferruginosas generalmente muy desarrolladas sobre la que se apoyan las calizas con oolitos ferruginosos de la Capa de Arroyofrío.

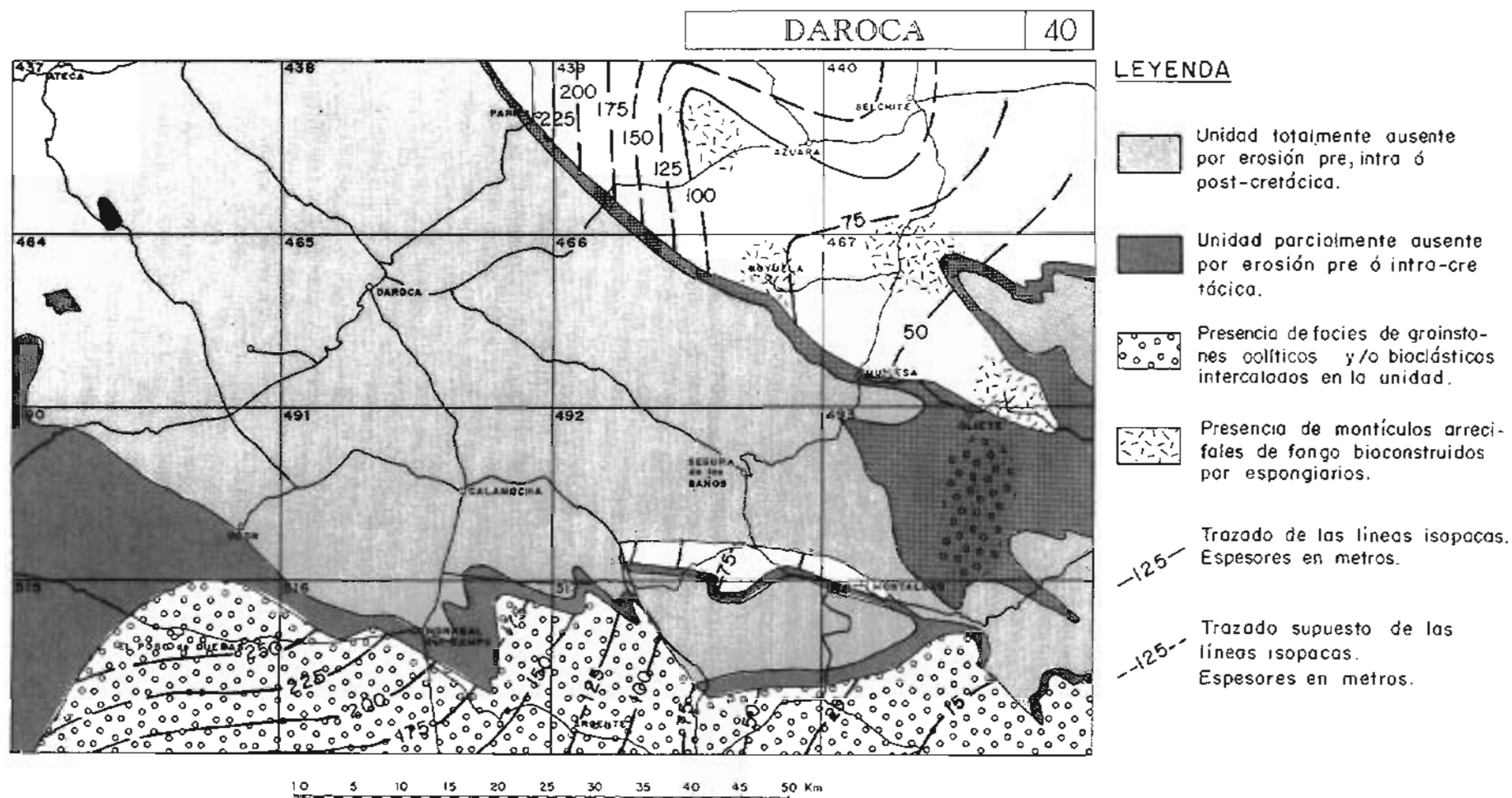


FIG. 1 4.19.—Mapa de isopacas de la «parte media» (unidad informal) de la Formación Carbonatada de Cheva

### C) Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío.

A pesar de su pequeño espesor (no suele sobrepasar un metro), esta unidad constituye un nivel guía estratigráfico en la mayor parte de la Cordillera Ibérica, ya que sus facies características la hacen fácilmente reconocible, y en relación con él se sitúa el límite entre el Jurásico medio y el Jurásico superior.

Esta unidad se apoya generalmente sobre una costra ferruginosa bien desarrollada, con frecuencia perforada por organismos y con abundantes signos de removilización. Está constituida por calizas *wackestone*, localmente *packstone*, con oolitos ferruginosos generalmente dispersos en la matriz, muy localmente concentrados, cuyo diámetro suele oscilar entre 0,5 a 5 mm. En ocasiones, y en base al color, tamaño medio, abundancia relativa de oolitos ferruginosos, su contenido fósil, etc., dentro de esta unidad pueden distinguirse varios niveles separados con frecuencia por costras ferruginosas, generalmente bien desarrolladas y más o menos irregulares, y ocasionalmente por tramos de calizas sin oolitos ferruginosos. En muchos casos, tanto los niveles que se pueden distinguir como las costras que los delimitan son discontinuos a escala de unos metros a unos pocos kilómetros, mientras que otros parecen tener una cierta continuidad a escala de kilómetros. La unidad está ausente en algunas de las secciones situadas en el sureste, en parte del área ocupada por el Alto de Ejulve o Montalbán (secciones de La Canadilla, carretera a Galve).

Toda la unidad presenta claras evidencias de resedimentación y de reelaboración del contenido fósil. Los oolitos se encuentran a veces fragmentados y en ocasiones estos fragmentos solos o agrupados con otros fragmentos u otros oolitos no fragmentados, constituyen el núcleo de otros oolitos. También pueden encontrarse litoclastos de carbonatos a veces previamente litificados; gran parte de los fósiles suelen estar fragmentados en mayor o menor grado, a veces redondeados, fosfatizados, truncados, perforados y recubiertos por superficies ferruginosas y/o fosfáticas más o menos desarrolladas; pueden tener varias generaciones de relleno de su concha, y pueden encontrarse niveles con mezcla de fósiles de diferentes Biozonas.

El contenido fósil de la Capa de Arroyofrío suele ser muy abundante, encontrándose entre otros: belemnites, braquiópodos, equinodermos, bivalvos, en determinados casos espongiarios, foraminíferos y ammonites. La abundancia relativa de estos últimos y el interés estratigráfico de esta unidad ha llevado a varios autores a efectuar estudios específicos de esta unidad sobre amplias áreas de la Cordillera Ibérica

(GEYER et al., 1974; BULARD et al., 1974; GÓMEZ, 1979; MELÉNDEZ et al., 1983; MELÉNDEZ, 1984) o sobre áreas más restringidas dentro de esta Hoja (BULARD, 1971, 1972; MARÍN y TOULOUSE, 1972; MELÉNDEZ, 1978; SEQUEIROS y MELÉNDEZ, 1979; GOY et al., 1979; BENKE, 1981; MELÉNDEZ et al., 1983; SEQUEIROS et al., 1984; MELÉNDEZ, 1984; FERNÁNDEZ-LÓPEZ et al., 1985). Basándose en los datos disponibles acerca de las secciones de Ventas de San Pedro, Aguilón, Anquela del Pedregal y Sierra Palomera, puede observarse que la Capa de Arroyofrío se apoya sobre materiales del Calloviense inferior, estando representadas las Biozonas *Macrocephalus* y *Gracilis* en algunas localidades (Ventas de San Pedro, Anquela del Pedregal) o sobre materiales del Calloviense medio o superior.

La parte inferior de la unidad con oolitos ferruginosos puede tener una edad Calloviense inferior, Biozona *Gracilis* (parte) en algunas localidades (Ventas de San Pedro) o posiblemente Calloviense medio (Anquela del Pedregal) representado por la presencia de *Reinckeidos* (*Rehmania*), *Hecticoceratidos*, junto con la presencia de fragmentos de *Macrocephalites*; o Calloviense superior, Biozona *Athleta* (Aguilón, Sierra Palomera), caracterizado por la presencia de *Peltoceras*, *Hecticoceras* (*Putealicerias*), *H. (Orbignyeras)*, *Choffatia* (*Choffatia*). Aunque al parecer en niveles discontinuos o limitados a cuerpos discontinuos, que son descritos como «cavidades de corrosión» (MELÉNDEZ et al., 1983), se encuentra registro de la parte alta del Oxfordiense inferior, Biozona *Claramontanus* (equivalente a la Biozona *Cordatum*) en todas las secciones citadas, caracterizado por la presencia de varias especies de *Prorsosphinctes*, *Passendorferia* (*Enaytes*), *Neocampylites*, *Parawedekindia*, *Paraspidoceras* y *Peltoceratoides*. Asimismo se encuentra registro del Oxfordiense medio, Biozona *Plicatilis*, caracterizada por la presencia de varias especies de *Perisphinctes* (*Otosphinctes*), *P. (Kranaosphinctes)*, *P. (Arisphinctes)*, *P. (Dichotomosphinctes)*, *Euaspidoceras* y al menos localmente parte de la Biozona *Transversarium* (Venta de San Pedro), con *P. (Arisphinctes)*. En ninguna de las secciones se ha encontrado registro de la Biozona *Lamberti*, del Calloviense superior ni de la Biozona *Mariae*, del Oxfordiense inferior, que parecen estar ausentes. Localmente también pueden encontrarse lagunas estratigráficas que pueden afectar a parte del Calloviense y/o del Oxfordiense.

Las estructuras sedimentarias están virtualmente ausentes en esta unidad, que suele encontrarse intensamente bioturbada y con frecuencia taladrada por organismos perforantes, a veces realizadas en sedimento litificado o al menos semilitificado y cuyas paredes pueden estar encostradas por superficies ferruginosas.

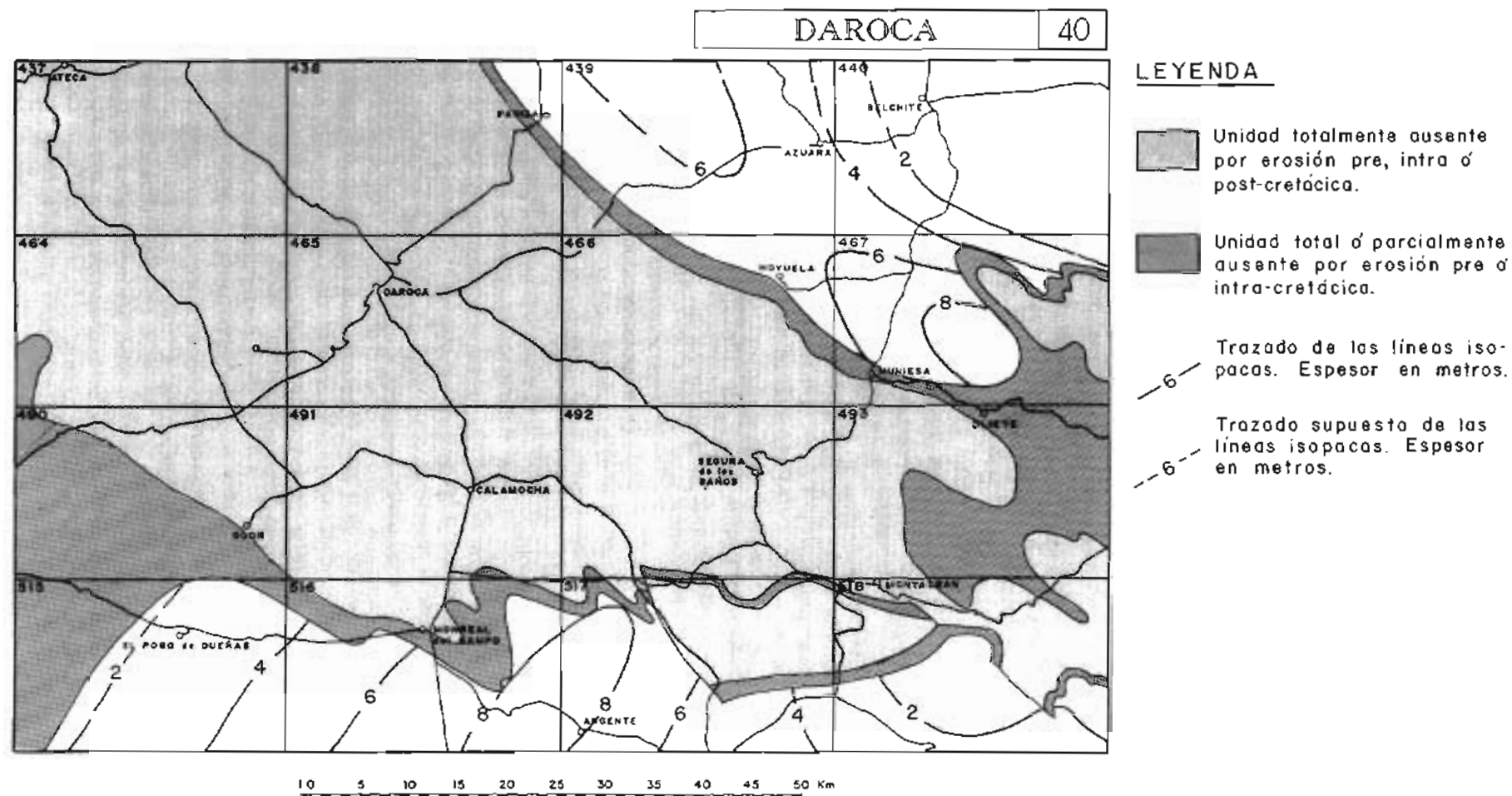


FIG. 1.4.20.—Mapa de isopacas del Miembro Calizas con esponjas de Yatova de la Formación Carbonatada de Chelva

La sedimentación de la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma marina externa somera y bien oxigenada, con salinidad normal, y bajo condiciones de energía hidrodinámica generalmente baja, pero con episodios o etapas de alta energía.

La tasa neta de sedimentación de carbonatos es baja a muy baja e incluso nula local y ocasionalmente. Durante las etapas de baja a nula velocidad de sedimentación, el escaso sedimento acumulado se ha visto sometido a procesos de cementación temprana, formación de costras, mineralizaciones, etc., y procesos de removilización provocados por los organismos (bioturbación, perforación, bioerosión, etc.), generalmente intensa, que es capaz de remover gran parte del sedimento, colonizar conchas y substratos con diferente grado de endurecimiento por cementación temprana y/o mineralización, y es capaz de producir retoques en cuanto a la morfología del fondo del mar. Simultánea y/o alternativamente, los escasos sedimentos depositados se han visto sujetos, repetidas veces, a la acción circunstancial de eventos de alta energía hidrodinámica que han provocado la reelaboración de los fósiles repetidas veces, dando lugar a todas las evidencias de removilización encontradas y al retrabajamiento del sedimento que han provocado la presencia de oolitos ferruginosos que reflejan una historia compleja: fragmentación de fósiles, diferentes etapas de relleno en éstos, mezcla de fósiles correspondientes a diferentes biozonas, litoclastos y el resto de los procesos mencionados.

#### D) Miembro Calizas con esponjas de Yátova.

Constituyendo la unidad superior de la Fm. Carbonatada de Chelva, el Mb. Calizas con esponjas de Yátova está compuesto por calizas *wackestone* a *packstone* de bioclastos, intraclastos y *pellets*, de colores grises, con tonos beige a amarillentos, que se disponen en capas de 10 a 70 cm de espesor con planos de estratificación irregulares a ondulados y discontinuos, tomando en ocasiones aspecto noduloso. Pueden intercalarse niveles margosos, más frecuentes hacia la parte superior de la unidad, y localmente pueden contener glauconita dispersa relativamente abundante (Barranco del Moro, Barranco de las Suertes). Entre las secciones medidas el espesor oscila entre valores de alrededor de 10 m (Aguilón, Ventas de San Pedro, Barranco del Moro, Aguatón) y 0,35 m (Arroyo de los Anchos).

El componente fósil más abundante de esta unidad son los espongiarios, a veces de considerable talla, que suelen disponerse en equilibrio mecánico máximo y localmente en posición de vida, y que pueden dar lugar a bioconstrucciones de pequeña talla

(Aguilón) del tipo montículos arrecifales de fango, en los que pueden distinguirse las facies de núcleo, masivas, y las facies de flanco, estratificadas, volumétricamente mucho más importantes que las facies de núcleo, constituidas por abundantes fragmentos de espongiarios. En menor proporción se encuentran restos de crinoideos, braquiópodos, bivalvos, belemnites, ammonites, serpulidos, ostrácos, foraminíferos, corales y briozoarios.

La relativa abundancia de ammonites ha permitido realizar la biozonación de esta unidad en varias secciones de esta Hoja (BULARD, 1972; MELÉNDEZ, 1978; GOY et al., 1979; SEQUEIROS y MELÉNDEZ, 1979; MELÉNDEZ, 1984; FERNÁNDEZ-LÓPEZ et al., 1985). El Oxfordiense medio está caracterizado por la presencia de varias especies de *Perisphinctes*: *P. (Otosphinctes)*, *P. (Arisphinctes)*, *P. (Dichotomosphinctes)*, *Lithacoceras (Larcheria)*, *Gregoriceras*, *Euaspidoceras*, *Trimarginites*, *G. (Coryceras)*, *Sowerbyceras*, *Ochetoceras*, *Taramelliceras* y *Glochiceras*, entre otros. El Oxfordiense superior se encuentra representado en la Sección de Sierra Palomera por la presencia de varias especies de *Euaspidoceras*, *Ochetoceras* y *Glochiceras*, y en Ventas de San Pedro por varias especies de *Epipeltoceras*, *P. (Orthosphinctes)*, *Progeroria*, *Decipia*, *Idoceras*, *Ochetoceras*, *Taramelliceras* y *Glochiceras*. En Aguilón esta unidad tiene una edad Oxfordiense medio, Biozona Transversarium (SEQUEIROS y MELÉNDEZ, 1979); en Ventas de San Pedro tiene una edad Oxfordiense medio y superior (MELÉNDEZ, 1979), en Anquela del Pedregal, Alustante y Pozuel es Oxfordiense medio, (GOY et al., 1979), y en Sierra Palomera se encuentran fósiles del Oxfordiense medio, Biozonas Transversarium y Bifurcatus, y Oxfordiense superior, Biozonas Bimammatum y Planula (FERNÁNDEZ-LÓPEZ et al., 1985). En la sección Ojos Negros hemos encontrado, en un tramo de areniscas calcáreas con oolitos ferruginosos, un ejemplar reelaborado de *Ortosphinctes* cf. *delgadoi* (CHOFFAT) (determinación de G. MELÉNDEZ), correspondiente al techo de la Biozona Bimammatum-Base de la Biozona Planula. El techo de la unidad en la sección de Sierra Palomera, donde se encuentra una superficie ferruginosa, y en Ventas de San Pedro, coincide aproximadamente con el límite entre el Oxfordiense y el Kimmeridgiense (FERNÁNDEZ-LÓPEZ et al., 1985; MELÉNDEZ, 1978).

Entre los microfósiles se encuentran *Protoglobigerina* cf. *oxfordiana* (GRIGELIS), *Epistomina*, *Dentalina*, *Astacolus* y *Ophthalioides*.

Las estructuras sedimentarias en esta unidad son relativamente escasas. Aparte de los mencionados montículos arrecifales edificadas fundamentalmente por espongiarios, no se han podido observar, qui-



zá debido en parte a limitaciones de afloramiento, otras estructuras de mediana a gran escala. La bioturbación es abundante y en general intensa a moderada, encontrándose con cierta frecuencia superficies ferruginosas con diferentes grados de desarrollo, en algunas localidades marcando el techo de la unidad (Sierra Palomera) y/o superficies perforadas y encostradas por mineral de hierro hacia la parte superior (Barranco de las Suertes) y glauconita generalmente dispersa (Barranco del Moro, Barranco de las Suertes, Ventas de San Pedro, etc.).

La unidad se organiza en secuencias de tipo caliza-marga y marga-caliza, y en secuencias de somerización, como las representadas en la figura 1.4.21 a, b, c.

La sedimentación del Mb. Yátova se ha llevado a cabo en una plataforma de extensión en la que se llevaba a cabo la producción y sedimentación de fangos de carbonatos, únicamente inhibida por la llegada de materiales clásticos finos (margas y areniscas) que se derivan de la erosión de los macizos emergidos situados al oeste (Meseta) y posiblemente al norte-noreste (Macizo del Ebro). Estos aportes condicionan que la sedimentación de carbonatos no sobrepase el Oxfordiense medio en el oeste (Anquela de Pedregal, Pozuel, Tordellego, Ojos Negros) y en el norte (Aguilón), donde además la parte superior de la unidad presenta frecuentes intercalaciones margosas. En la parte central y este, la llegada de los materiales terrígenos se produce más tarde, debido a su mayor lejanía a las áreas fuente (Aguatón, Sierra Palomera), permitiendo persistir la sedimentación de carbonatos hasta el Oxfordiense superior, o no llega a registrarse (Ventas de San Pedro, La Cañadilla, Carretera de Galve).

Los fondos de la plataforma de expansión de carbonatos parecen estar situados a relativamente poca profundidad, pero por debajo del nivel del oleaje, se encontraban aceptablemente oxigenados a juzgar por la variedad de organismos bentónicos, y con salinidad normal. Sin embargo, al menos local y ocasionalmente, podrían producirse ambientes con cierta restricción. Los fondos podrían presentar cierto relieve causado por la presencia de los montículos arrecifales bioconstruidos por los espongiarios, los cuales eran generalmente destruidos en las etapas de elevada energía, probablemente inducidas por las tempestades, y que podrían redistribuir los sedimentos de la extensa rampa, a lo largo de la cual se llevaba a cabo el atenuamiento del oleaje. Los reconocimientos realizados en esta zona no han permitido la observación de estructuras de gran escala debido a limitaciones en la amplitud de afloramientos. En otras áreas de la Cordillera Ibérica se han podido reconocer estructuras asimilables a cuerpos de tipo *hummocky* que sugieren que esta plataforma de ex-

tensión podría estar al menos parcialmente dominada por las tempestades.

Entre eventos de mayor energía que provocan la redistribución del sedimento pudieron producirse etapas de baja tasa de sedimentación, al menos localmente, que permitieron la formación de *hardgrounds* por cementación temprana del sedimento, la colonización de sustratos, a veces ya endurecidos, el encostramiento por minerales ferruginosos, la formación de glauconita autógena, etc., en general más abundante hacia la parte superior de la unidad, encontrándose en general con esta misma polaridad, una tendencia a la disminución en la tasa de sedimentación.

#### 1.4.5. Formaciones Margas de Sot de Chera y Ritmita calcárea de Loriguilla (35). Oxfordiense medio-Kimmeridgiense inferior.

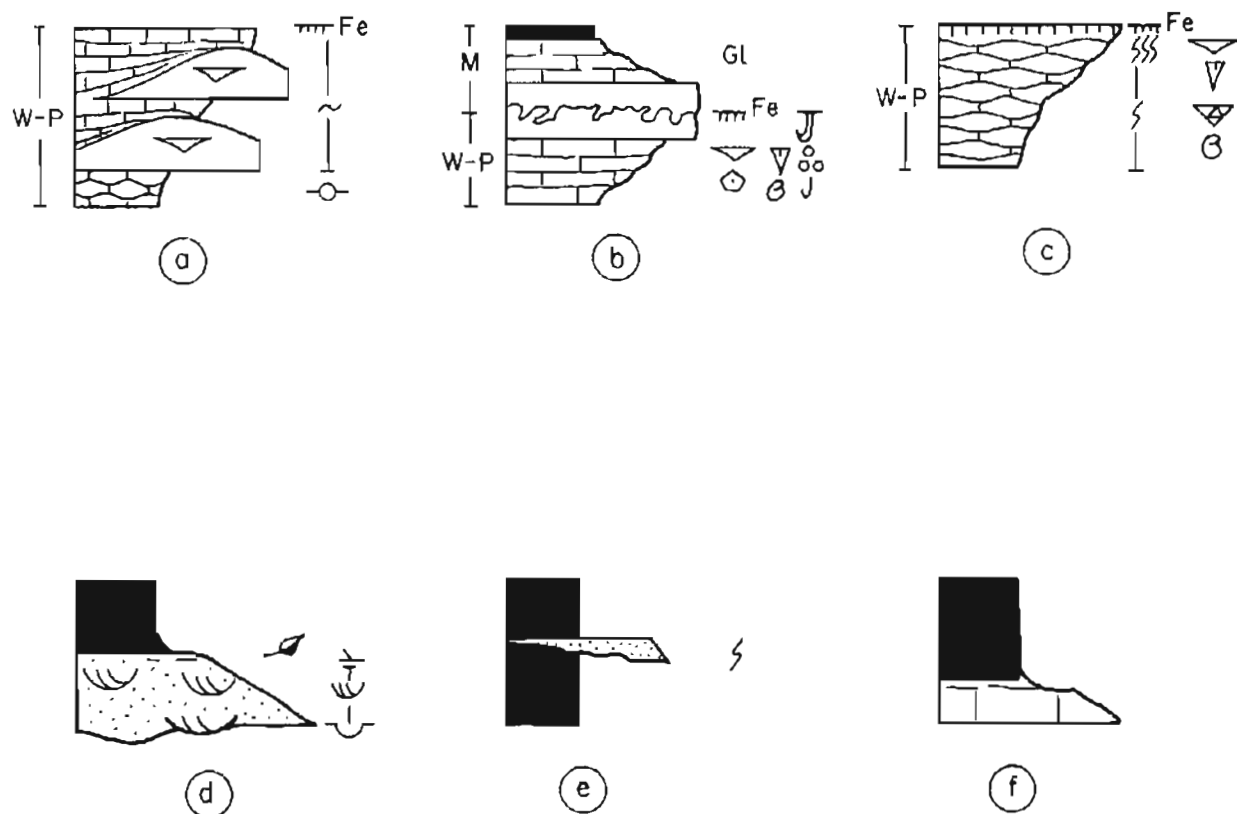
En esta unidad se han agrupado dos formaciones, la Formación Margas de Sot de Chera y la Formación Ritmita calcárea de Loriguilla. Ambas unidades, en parte equivalente lateral una de otra, pueden ocupar la mayoría e incluso la práctica totalidad de la unidad cartográfica, y una y otra pueden llegar a estar ausentes, por no sedimentación, dependiendo de la posición paleogeográfica.

##### A) Formación Margas de Sot de Chera.

Está constituida por una sucesión de margas grises algo limosas, micáceas, lamosas u hojosas, a veces con tonos azulados, beige y pardogrisáceos a gris amarillentos en superficie. Pueden contener nódulos y tubos piríticos y con frecuencia se intercalan niveles de calizas margosas en capas de 10 a 30 cm de espesor. En las secciones situadas en el sur y suroeste (Aguatón, Ojos Negros, Pozuel, Tordellego) se encuentran intercalaciones de areniscas y calizas arenosas a limosas, de color beige, amarillento o gris claro, muy micáceas y algo ferruginosas, a veces con restos vegetales, que se disponen en capas cuyo espesor suele oscilar entre 0,15 y 0,5 m. Localmente (Ojos Negros), además de las areniscas, pueden encontrarse intercalaciones de calizas *packstone*.

El espesor de esta unidad es bastante variable, desde algo más de 60 m en Aguatón a 0,2 m en Arroyo de los Anchos, a estar ausente en varias localidades (Carretera a Galve, La Cañadilla, Ventas de San Pedro).

Aunque el contenido en macrofósiles de esta unidad no suele ser muy abundante, en algunas secciones de esta región se ha podido realizar su biozona-



### LEYENDA

	Cuerpos canalizados		Bioturbación ligera		Crinoides
	Laminación cruzada de surco		Bioturbación moderada		Ostrácodos
	Laminación cruzada de pequeña escala		Bioturbación intensa		Foraminíferos
	Estratificación ondulada		Ammonites		Restos vegetales
	Estratificación nodulosa		Belemnites		Glauconita
	Superficie ferruginosa		Braquiópodos		Wackestone
	Superficie perforada		Espongiarios		Packstone

FIG. 1 4 21 —Secuencias tipo del Miembro Calizas con esponjas de Yátova (a, b, c) y de la Formación Margas de Sol de Chera (d, e, f).



ción en base al contenido en Ammonites. En Aguilón, SEQUEIROS y MELÉNDEZ (1979) encuentra en los 10,4 m inferiores de esta unidad varias especies de *Glochiceras* (*Glochiceras*), *G* (*Goryceras*), *G* (*Lingulaticeras*), *Ochetoceras*, *P* (*Dichotomoceras*), *Orthosphinctes*, *Lithacoceras* (*Discosphinctes*), *Epipeltoceras*, *Idoceras*, *Taramelliceras*, *Decipia* y *Progeronia*, que permiten asignar a estos materiales una edad Oxfordiense superior, Biozonas Bimammatum y posiblemente la parte superior a la Biozona Planula. Al suroeste, en las secciones de Pozuel y Tordellego, GOY et al. (1979) describen la presencia de varias especies de *Glochiceras* (*Coryceras*), *Ochetoceras*, *P* (*Dichotomoceras*), *Idoceras*, *Orthosphinctes*, *Epipeltoceras* y *Clambites*, entre otros, que permiten datar a esta unidad como Oxfordiense medio, Biozona Transversarium y Oxfordiense superior, Biozona de Bimammatum, no descartándose la posibilidad de que se encontrara representada la base de la Biozona Planula. En el sur, secciones de Aguatón-Sierra Palomera, FERNÁNDEZ-LÓPEZ et al. (1985) describen la presencia, en la parte inferior de la unidad, de *Orthosphinctes* (*Ardescia*) y *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*) cf. *evolutum* (QUENSTEDT) que pueden pertenecer a la Biozona Platynota del Kimmeridgiense inferior.

Además de los mencionados Ammonites, esta unidad puede contener en aquellas localidades y partes de la sección en que tiene edad Oxfordiense: gasterópodos, bivalvos, restos vegetales carbonizados, espongiarios, crinoides, braquiópodos, corales ahermatípicos, icnofósiles (CALVO et al., 1987), y es bastante característica la presencia en algunas localidades de ammonites piritosos de pequeña talla. Por el contrario, en aquellas localidades y partes de la sección en que la unidad tiene edad Kimmeridgiense el contenido fósil es, en general, extremadamente bajo.

Los microfósiles son relativamente abundantes, como fue señalado por EL KHOUDARY (1974). En esta unidad se han encontrado: *Epistomina* aff. *tenuicostata* (DART y BLAND), *E. reticulata* (REUSS), *Dentalina guembeli* (SCHWAG), *Bairdina hilda* (JONES), *Astacolus tricarina* (REUSS), *Protopeneroplis striata* (WEYNS), *P. cribans* (WEYNS), *Coniospirillina basiliensis* (MOHL), *Citharina flabelloides* (TERQ.), *Saracenaria phaedra* (TAPP.), *Planularia anceps* (TERQ.), *Cytherella index* (OERTLI), *Astacolus radiata* (TERQ.), *Cytherella suprajurassica* (OERTLI), entre otros.

Las estructuras sedimentarias en esta unidad están restringidas a las intercalaciones de areniscas presentes en la parte sur y suroeste de la Hoja. Estos cuerpos arenosos se encuentran a veces canalizados, mostrando base erosiva con marcas de corrien-

te (*flute cast*), pudiendo observarse en ocasiones su estructura interna, correspondiente a estructuras tractivas, tales como laminación cruzada de surco y laminación cruzada de pequeña escala debida a *ripples* de corriente, así como laminación paralela. En ocasiones, sin embargo, la estructura interna no es observable debido, al menos en algunos casos, a la bioturbación. Estas estructuras se ordenan en secuencias granodecrecientes, como las que aparecen en la figura 1.4.21 d, e.

La sedimentación de los materiales que constituyen la Fm. Margas de Sot de Chera es la consecuencia de la reactivación, levantamiento y erosión de las masas continentales (Meseta y Macizo del Ebro) situadas próximas a la Cuenca Ibérica, que provocan la consiguiente llegada de materiales clásticos (arcillas y arenas) durante el Oxfordiense medio y superior y durante el Kimmeridgiense. Estos aportes producen una cuña de sedimentos presente en la parte oeste, centro y norte, y ausente en la parte sureste, debido a su avance desde el oeste y norte, donde la unidad es más antigua, hacia el sur, donde la unidad es más moderna, y hacia el sureste, donde la unidad se encuentra muy adelgazada o no llegó a depositarse.

Esta situación queda reflejada en el mapa de isopacas de la figura 1.4.22, donde puede observarse cómo la Fm. Sot de Chera alcanza sus máximos espesores en la parte oeste de la Hoja (El Pedregal-Pozuel, Tordellego), tendiendo a disminuir paulatinamente hacia el este hasta desaparecer por no sedimentación en la parte este de la hoja (Carretera a Galve, La Canadilla). Siguiendo esta misma polaridad, y a grandes rasgos, las intercalaciones de sedimentos clásticos de tamaño arena tienden a disminuir su proporción desde el oeste hacia el este, dibujando las líneas isopacas la forma y tamaño de la mencionada cuña clástica que representa esta unidad. Localmente se ha señalado la posible presencia de movimientos distensivos de la Falla del Jiloca en el área de Aguatón (AURELL y MELÉNDEZ, 1988).

Por correlación de los materiales margosos y calcáreos, basada en los datos bioestratigráficos disponibles hasta el momento (SEQUEIROS y MELÉNDEZ, 1979; GOY et al., 1979; FERNÁNDEZ LÓPEZ et al., 1985), se deduce que, durante el Oxfordiense, la unidad margosa se depositó en una rampa de extensión ocupada principalmente, a lo largo de la mayor parte de su superficie, por las facies de espongiarios correspondientes al Mb. Calizas con esponjas de Yátova, descrito anteriormente. Durante este tiempo las zonas marginales de la plataforma, donde se estaban depositando las margas de la Fm. Sot de Chera, mantenían todavía cierta comunicación, encontrándose una comunidad biológica

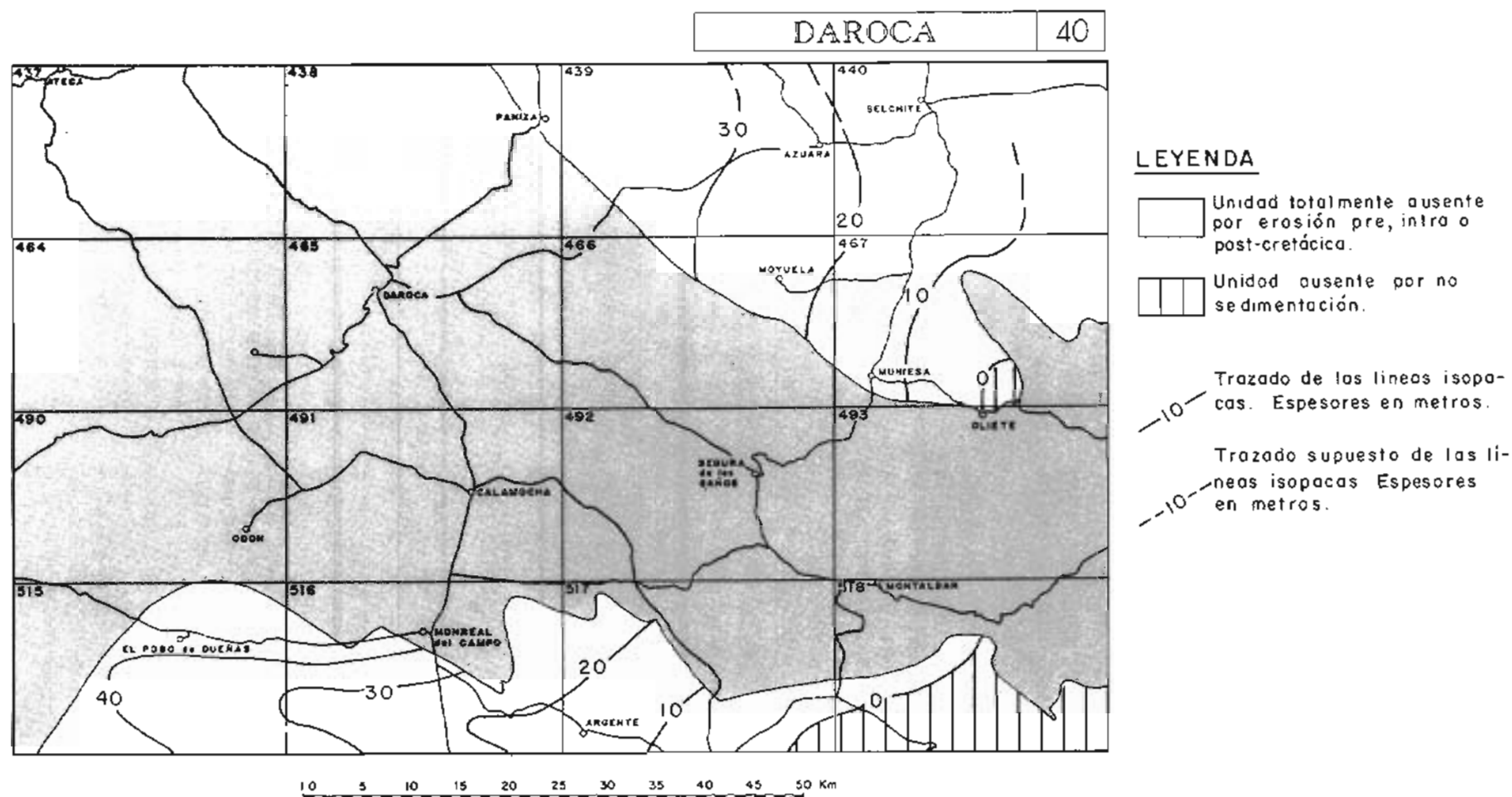


FIG 1 4.22.—Mapa de isopacas de la Formación Margas de Sot de Chera.

relativamente variada, aunque con indicaciones de cierta restricción en el medio y presencia de ambientes reductores. Esta restricción se hace mucho más acusada durante el Kimmeridgiense, quedando la comunidad biológica drásticamente reducida a escasas formas de bivalvos y gasterópodos en un ambiente muy reductor, marcado por la presencia de nódulos y tubos piríticos, ammonites piritosos de pequeña talla, pirita framboidal, materia orgánica, restos vegetales preservados, etc.

A pesar de la extrema escasez de organismos neotónicos típicos de ambientes de mar abierto, y que los pocos que se encuentran son probablemente el resultado de necroclinesis regional y/o inmigración local, pero sin evidencias de colonización, esta unidad margosa ha sido interpretada como depósitos de plataforma externa (GINER y BARNOLAS, 1979; MARTÍN y FERNÁNDEZ, 1985; AURELL y MELÉNDEZ, in litt).

En las áreas más alejadas de los macizos emergidos, suministradores de los materiales terrígenos, la Fm. Sot de Chera se ve sustituida, en parte, por cambio lateral de facies, por una unidad calcárea, la Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla, que va cubriendo progresivamente a la cuña clástica, excepto en las áreas más próximas a la Meseta, donde la unidad calcárea está ausente, y los depósitos clásticos ocupan la mayor parte del Kimmeridgiense.

#### B) Formación Ritmita calcárea de Loriguilla.

Esta unidad está constituida por una alternancia rítmica de calizas *mudstone*, algo limosas grises y amarillentas en superficie, y margocalizas lajas, dispuestas en ritmos cuyo espesor suele oscilar entre 10 y 30 cm. La unidad suele ser muy monótona, conservando su aspecto típico en todas las localidades donde está presente. Las únicas variaciones apreciables se encuentran en su base. En Aguatón es destacable la presencia de calizas *grainstone* oolíticas con oncolitos formando cuerpos con morfología y estructura interna de dunas o con morfología de canales. En otras localidades la base está constituida por un tramo de margocalizas nodulosas beige a grises, a veces con intercalaciones de calizas margosas en capas de 10 a 20 cm (Barranco de las Suertes, Aguilón), cuya apariencia es bastante común dentro de la Cordillera Ibérica, y que se encuentra marcando el tránsito entre la unidad margosa (Fm. Sot de Chera) y la unidad de carbonatos (Fm. Loriguilla).

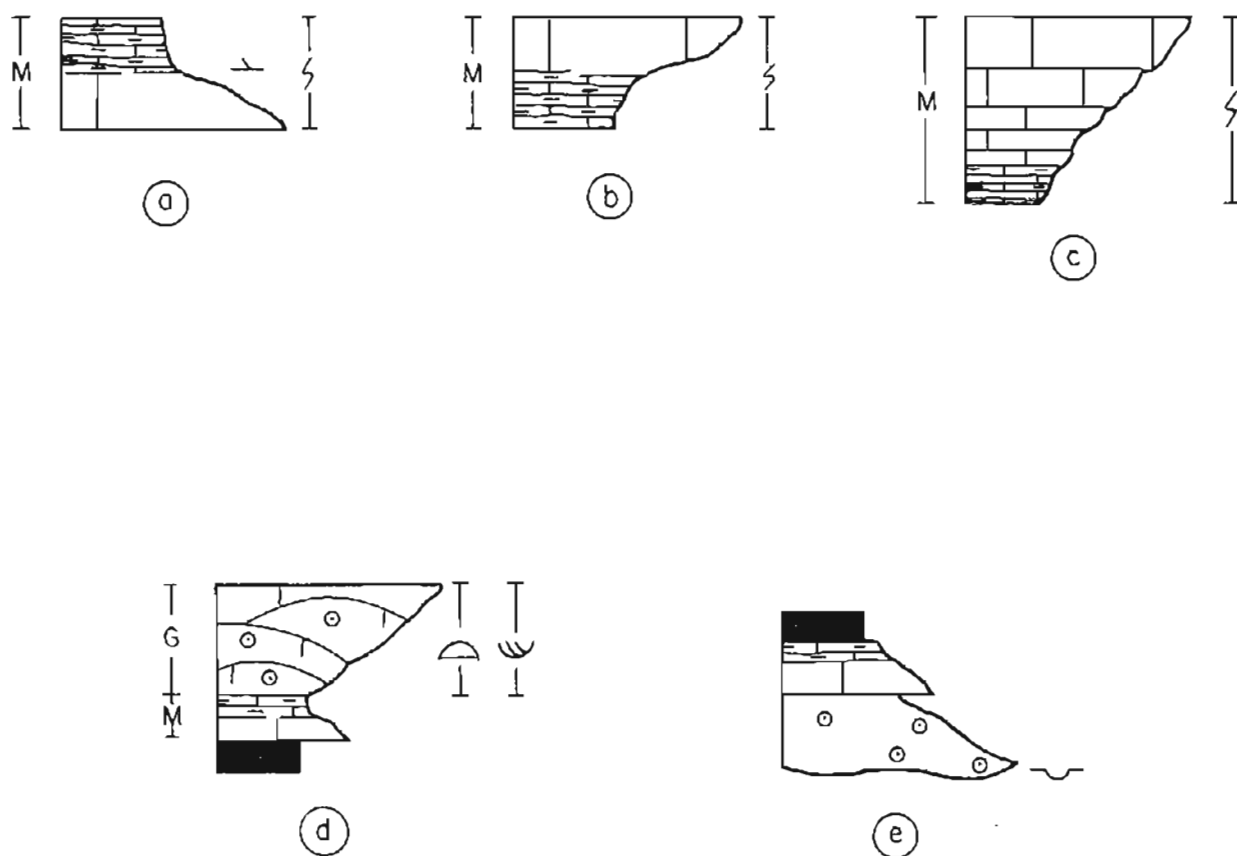
Los mayores espesores de esta unidad se han medido en las secciones situadas al sureste y al norte (106 m en la Carretera a Galve, 107 m en Aguilón), mientras que los menores espesores se sitúan hacia el oeste (15 m en Pozuel, 12 m en Anquela del

Pedregal) hasta llegar a desaparecer virtualmente. En algunas localidades la unidad termina con una superficie ferruginosa, intensamente bioturbada y taladrada por organismos perforantes.

Los fósiles en esta unidad suelen ser escasos. Únicamente en la sección de Pozuel, GOY et al. (1979) citan la presencia de *Idoceras*, *Orthosphinctes*, *Decipia*, *Physodoceras*, *Glochiceras* y *Ochetoceras* que hacen atribuible esta unidad al Oxfordiense superior, posiblemente Biozona Bimammatum (parte superior) y Biozona Planula. En el resto del área se han encontrado durante el desarrollo de este trabajo escasos ammonites (La Cañadilla, Arroyo de los Anchos) que no han podido ser determinados específicamente, pero que podrían tratarse de Ataxiocerátidos del Kimmeridgiense inferior. En la sección de Ventas de San Pedro, MELÉNDEZ (1978) atribuye a la base de estos materiales una edad Kimmeridgiense inferior, Biozona Platynota. BULARD (1972) describe la presencia de *Ataxioceras* en esta unidad al oeste de Ariño, en la sección del Barranco de los Degollados (área de Ejulve), junto con ejemplares de *Physodoceras* y *Lithacoceras*, así como en las secciones de río Guadalupe, Los Molinos, Torre de los Moros, Ventas de San Pedro, Barranco de Peñisquera, etc., por lo que atribuye a esta unidad una edad Kimmeridgiense.

Los microfósiles son también generalmente escasos. Únicamente se han encontrado, con relativa abundancia, asociados a las barras y canales oolíticos con oncolitos que se encuentran en la base de la unidad en la sección de Aguatón y en los últimos metros de esta unidad en la sección de Aguilón. En Aguatón se han determinado: *Conicospirillina* cf. *basiliensis* (MOHLER), *Everticyclammina virguliana* (KOECH.), *Salpingoporella annulata* (CAROZZI) y *Nautiloculina oolithica* (MOHL.). En Aguilón se han reconocido: *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT.), *Pseudocyclammina lituus* (YOKOY.) y *Everticyclammina* cf. *virguliana* (KOECH.).

Las estructuras sedimentarias son muy escasas en esta unidad cuando ésta se encuentra en su facies habitual de *mudstone*, únicamente pueden reconocerse, ocasionalmente, laminación cruzada de muy pequeña escala, debida a *ripples*, y muy ocasionalmente pequeños *rills*. Se reconocen texturas y más raramente estructuras de bioturbación, a veces tubos piríticos, y superficies ferruginosas, en general pobremente desarrolladas, en el techo de algunos estratos. Esta facies se organiza generalmente en secuencias caliza-margocaliza y más raramente en secuencias margocaliza-caliza (fig. 1.4.23 a, b), observándose ocasionalmente la presencia de secuencias constituidas por ritmos estratocrecientes (fig. 1.4.23 c).



### LEYENDA

- |   |  |   |                     |
|---|--|---|---------------------|
| ~ | Cuerpos canalizados                            | ~ | Bioturbación ligera |
| △ | Barras, dunas ó mega-ripples                   | M | Mudstone            |
| ~ | Laminación cruzada de surco                    | G | Grainstone          |
| ~ | Laminación cruzada de pequeña escala (ripples) |   |                     |

FIG 1 4 23 —Secuencias tipo de la Formación Ritmita calcárea de Loriguilla

Por el contrario, en las facies de *grainstones* situadas en la base de esta unidad en Aguatón pueden encontrarse cuerpos con geometría de barras y estructura interna de laminación cruzada de surco, y cuerpos canalizados, construyendo secuencias como las que aparecen en la figura 1.4.23 d, e.

La sedimentación de esta unidad se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma restringida donde tenía lugar una intensa producción y sedimentación de carbonatos en aquellas partes de la plataforma donde ésta no quedaba inhibida por la llegada de materiales clásticos provenientes de la erosión de los macizos emergidos situados al oeste (Meseta). Es notoria la extrema escasez de fósiles, provocada posiblemente por la escasa oxigenación de los fondos que permitan la colonización de escasos organismos bentónicos debido al ambiente reductor derivado de la severa restricción a que se veía sometida la plataforma. Únicamente aparecen fósiles relativamente abundantes en aquellas partes de la sección que, según los datos bioestratigráficos disponibles tienen edad Oxfordiense (Pozuel), mientras que en las partes de la sección de edad Kimmeridgiense sólo aparecen esporádicamente algunas conchas de ammonites posiblemente flotadas, en líneas muy generales más abundantes hacia el este.

Partes muy localizadas de la plataforma quedaban dentro del rango de profundidad en que puede verse sometido a la acción del oleaje, bien por encontrarse en una posición más somera (más elevada) de la plataforma o en lugares menos protegidos por la barrera de extensión. Únicamente en estas zonas batidas por el oleaje se generan cuerpos de alta energía, como las barras y los canales de *grainstones* encontrados en la base de la unidad en Aguatón.

El mapa de distribución de espesores de la Fm. Loriguilla (fig. 1.4.24) muestra una imagen prácticamente inversa respecto a los de la Fm. Sot de Chera. En esta última los espesores tienden a aumentar hacia el oeste, al tiempo que la proporción de arena tiende a aumentar, mientras que en la Fm. Loriguilla los espesores tienden a disminuir en este sentido hasta estar ausente, alcanzando sus máximos espesores al norte (Aguilón), con ejes despositacionales que tienden a describir orientaciones noroeste; y al sur (Carretera a Galve), donde las líneas isopacas tienden a formar orientaciones noreste.

#### 1.4.6. Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas (37). Kimmeridgiense-Portlandiense.

Esta unidad cartográfica está constituida por una única unidad litoestratigráfica con el rango de for-

mación, la Fm. Calizas con oncolitos de Higuieruelas, que constituye el tramo más superior del Jurásico en facies de carbonatos.

Esta unidad, que ha quedado preservada de la erosión preintracretácica en el ángulo noreste y a lo largo del borde sur de la Hoja (ver fig. 1.4.7), presenta una marcada diversidad de grupos de facies, entre los que pueden distinguirse, a grandes rasgos: facies de baja energía, facies de alta energía, facies de montículos arrecifales de fango y facies mixtas clástico-carbonatadas.

Las facies de baja energía están constituidas por calizas *mudstone* a *wackestone* bioclásticas y de *pellets*, de color gris a beige, a veces blanquecino, que pueden contener pequeñas intercalaciones margosas. Se disponen en capas generalmente gruesas a bancos, y localmente en capas medias a finas en cuyo caso pueden tener aspecto noduloso. Los oncolitos en este tipo de facies pueden disponerse concentrados o dispersos, tanto en la base como en el techo, o a lo largo de todo el espesor de las capas.

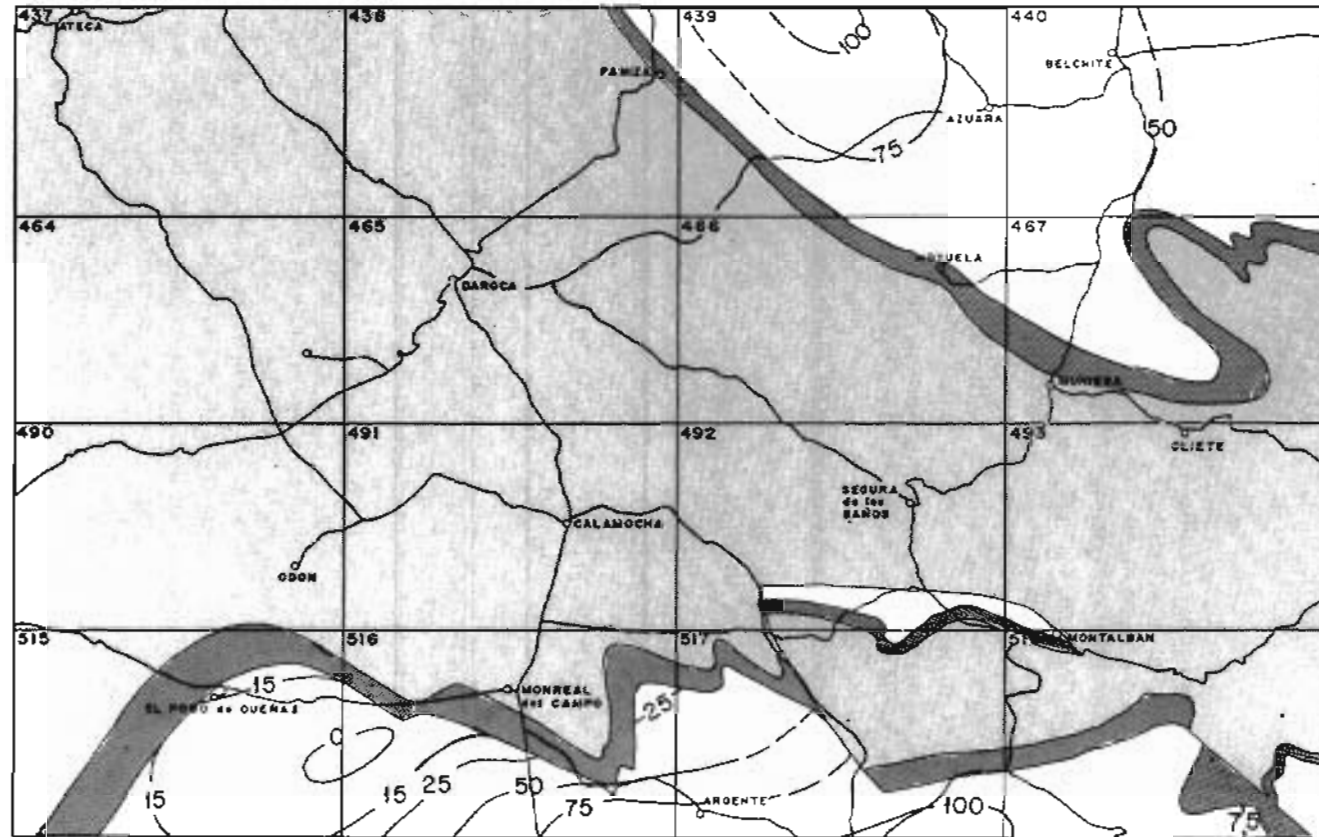
Las facies de alta energía están caracterizadas por la presencia de calizas *grainstone* a *packstone* oolíticas, generalmente con oncolitos en mayor o menor proporción, a veces bioclásticas, de color gris, gris claro a blanquecino y beiges, que se disponen generalmente en capas gruesas a bancos de más de 1 m de espesor, y ocasionalmente en capas medias a finas.

Las facies de montículos arrecifales de fango, pueden encontrarse en varias localidades (Aguilón, Cruces, Ojos Negros), y están constituidas por cuerpos lenticulares, masivos, de calizas *wackestone* a *mudstone* de color gris con abundantes corales ramosos, algunos en posición de crecimiento, y algas que pueden disponerse en tramos de hasta 15-20 m de espesor, y que constituyen las facies de núcleo del montículo arrecifal. Asociados a éstos se encuentran calizas *wackestone* a *mudstone* bioclásticas bien estratificadas, con fragmentos de corales y algas, que constituyen las facies de flanco de los montículos arrecifales.


Por último, las facies mixtas clástico-carbonatadas se encuentran en la parte suroeste de la Hoja (Ojos Negros) y están compuestas por areniscas generalmente de grano medio a fino de colores blancos, amarillentos a pardos, a veces con restos vegetales, limos con granos gruesos de cuarzo dispersos y arcillas y arcillas limosas grises a verdosas, que se intercalan entre los carbonatos, generalmente en facies de alta energía, similares a las descritas anteriormente. En la litofacies de arenas pueden encontrarse cantos de cuarcita redondeados de hasta 4 cm de


DAROCA


40



# LEYENDA

 Unidad totalmente ausente por erosión pre, intra ó post-cretácica.

 Unidad parcialmente ausente por erosión pre ó intra cretácica.

 Trazado de las líneas isopacas. Espesor en metros.


 Trazado supuesto de las líneas isopacas. Espesor en m.

FIG 1.4 24.—Mapa de isopacas de la Formación Ritmita calcárea de Languilla

eje mayor, que a veces se disponen alineados, y cantos blandos de arcillas y margas. Asimismo en la litofacies de carbonatos *grainstone* a *packstone* también pueden encontrarse cantos redondeados de cuarzo y cuarcita de hasta 3 cm de eje máximo.

Existen pocas secciones en la Hoja donde pueda medirse el espesor total de esta unidad, debido a que sobre ella pueden apoyarse diferentes unidades del Cretácico inferior. El máximo espesor se ha medido en la sección de la Carretera a Galve, 94 m, seguido de Cruz, donde la unidad mide más de 73 m, tomando los espesores máximos de los núcleos de los montículos arrecifales, y en Aguilón se han medido poco más de 54 m. En el resto de las secciones únicamente ha podido medirse el espesor preservado antes de la sedimentación de los materiales clásticos de la Fm. Arenas de Utrillas (y/o Fm. Escucha) o de las facies Weald.

El contenido fósil en esta unidad suele ser muy abundante. Los oncolitos suelen estar presentes en todas las localidades y junto a ellos se reconocen secciones y/o fragmentos de bivalvos, gasterópodos, ostreidos, algas, equinodermos, corales, crinoideos, serpulidos, ostrácodos, foraminíferos, etc. Los microfósiles suelen ser muy abundantes, especialmente en las facies de alta energía, habiéndose determinado entre otros: *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT.), *Everticyclammina* cf. *virgulliana* (KOECHL.), *Conicospirillina bastliensis* (MOHL.), *Barcinella irregularis* (RADOICIC), *Protopeneroplis striata* (WEYASCH), *Pseudocyclammina* cf. *lituus* (YOKOY.), *Rectocyclammina* cf. *chouverti* (HOTT.), *Salpingoporella* cf. *annulata* (CAROZZI), *Nautiloculina oolithica* (MOHLER), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Cayeuxia* cf. *piae* (FROLLD), *Cladocoropsis mirabilis* (FÉLIX), *Pseudocyclammina* gr. *parvula-mulenchensis* (HOTT.), *Trocholina alpina* (LEUPOLD) y *Permocalculus inopinatus* (ELLIOT), en base a los cuales se ha atribuido a esta unidad una edad Kimmeridgiense.

Las estructuras sedimentarias son relativamente escasas en las facies de baja energía, donde se encuentran laminación cruzada de *ripples*, generalmente *ripples* de oleaje, bioturbación desde ligera a intensa, *rills*, superficies ferruginosas y superficies perforadas. Se ordenan en secuencias generalmente de ralentización como las mostradas en la figura 1.4.25 a, b, c. Dentro de las facies de alta energía pueden encontrarse estructuras sedimentarias de gran escala, tales como laminación y estratificación cruzada planar y laminación cruzada de surco, que se encuentran asociadas a cuerpos con geometría de canal y cuerpos con geometría de barras, dunas o *megaripples*. Se organizan en secuencias de relleno de canal, secuencias de pro-

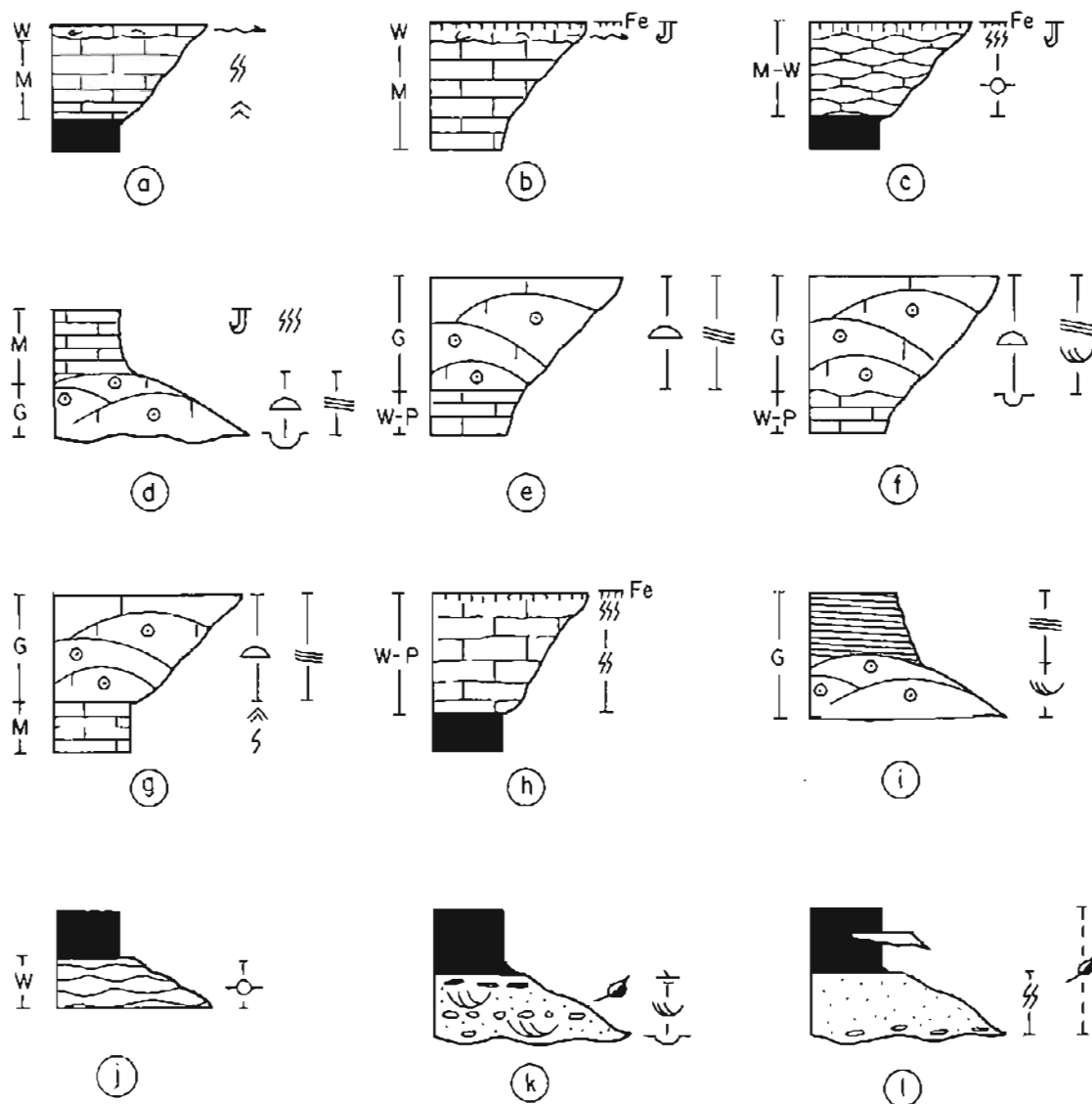
gradación de barras y secuencias de playa como las mostradas en la figura 1.4.25 d, g. También se encuentran estructuras de gran escala asociadas a las secuencias de relleno de canal de las facies clásticas localizadas en el suroeste de la Hoja. Las secuencias de estas facies están representadas por un término inferior arenoso de base erosiva, con cantos cuarcíticos y cantos blandos hacia la parte superior, en la que puede observarse laminación cruzada de surco y laminación de *ripples* y un término superior compuesto por arcillas y arcillas limosas, del tipo de las representadas en la figura 1.4.25 k, l.

La Fm. Calizas con oncolitos de Higuieruelas se apoya normalmente sobre la Fm. Sot de Chera (Ojos Negros), presentando un drástico cambio entre ambas, tanto en el ambiente de sedimentación como en la configuración paleogeográfica, indicando la presencia de una discontinuidad entre estas unidades, en ocasiones materializada por la presencia de superficies ferruginosas con diverso grado de desarrollo y a veces por superficies perforadas.

Dentro de esta unidad se pueden distinguir los diferentes subambientes de una plataforma somera de carbonatos, de aguas limpias, de gran extensión, con fondos generalmente oxigenados y salinidad normal, en la cual se lleva a cabo una intensa producción y sedimentación de carbonatos. Únicamente la porción suroeste, situada más próxima a la Meseta, continúa recibiendo influjos clásticos provenientes de la erosión de este macizo.

Las facies de *lagoon* están representadas por las facies descritas como de baja energía, constituidas por calizas wackestone a mudstone con fósiles y las facies de montículos arrecifales de fango edificadas principalmente por corales ramosos y algas, que han sido capaces de ejercer un efecto pantalla (*baffling*) acumulando y aglutinando el fango de carbonatos transportado por las corrientes de distribución existentes dentro del *lagoon*, hasta edificar montículos de varios metros de altura y flancos de pendiente relativamente escarpada.

El *lagoon*, de escasa profundidad (dentro de la zona fótica) y de elevada tasa de producción y sedimentación, se encuentra protegido por un sistema de barras y canales constituido por las facies de *grainstones* y *packstones* que forman cinturones de alta energía, de trazado más o menos discontinuo, probablemente ligados a accidentes tectónicos, y que son capaces de absorber la energía provocada por el oleaje. Localmente el sistema de barras ha llegado a emerger, generando sistemas de isla barrera a cuyo frente se instala un ambiente de playa barrera. Los cinturones de barras se en-



### LEYENDA

	Cuerpos canalizados		Rills		Bioturbación interna
	Barras, dunas ó mega-ripples		Estratificación nodulosa		Restos vegetales
	Laminación cruzada de surco		Superficie ferruginosa		M Mudstone
	Laminación cruzada planar		Superficie perforada		W Wackestone
	Ripples de oleaje		Bioturbación ligera		P Packstone
	Laminación cruzada de pequeña escala (ripples)		Bioturbación moderada		G Grainstone

FIG 1 4.25 —Secuencias tipo de la Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas.



cuentran interrumpidos por canales que se rellenan generalmente por facies *grainstone*, los cuales pueden gradar a veces a facies con mayor contenido de fango, de tipo *packstone* y *wackestone* a *mudstone*, constituyendo secuencias granodecrecientes. El sistema de barras e islas barrera puede quedar eventualmente sobrepasado, en épocas de energía excepcionalmente alta, inducidas probablemente por las tempestades, produciendo la destrucción de parte de éste, y dando lugar a depósitos de abanicos de *washover*, constituidos por calizas *grainstone* a *packstone* que se depositan sobre los depósitos finos de *lagoon*, y a la presencia de algunos *rills* bioclásticos en las partes más protegidas de éste. La migración del sistema de barras de *grainstone* oolítico con oncolitos hace que se generen las secuencias granocrecientes observadas, al situarse las barras sobre las facies más finas de *lagoon* o de los surcos situados entre las barras.

La erosión de los macizos emergidos situados al oeste provoca la llegada de materiales clásticos de tamaño arena, arcilla y grava, que suelen disponerse como cuerpos canalizados, con base más o menos erosiva, y que son introducidos en la plataforma somera de carbonatos por corrientes tractivas, junto con frecuentes fragmentos vegetales. La presencia de ciertas estructuras, tales como alineaciones de cantos, permiten pensar en la presencia de cierto retoque efectuado en estos materiales por las corrientes de marea.

#### 1.4.7. Arenas y arcillas (39). Facies Purbeck.

La presencia de esta unidad dentro de la Hoja se reduce al borde S (Hoja E. 1:50.000, número 517, Argente) donde forma una extensa planicie cultivada. Las condiciones de afloramiento son muy deficientes y no han permitido su estudio detallado.

Ha sido descrita en detalle por HERNÁNDEZ et al. (1985) en la Memoria de la Hoja E. 1:200.000 de Teruel, donde las condiciones de exposición son mucho mejores. En dicho texto se denomina a la unidad Fm. Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo. Dentro de la Hoja de Daroca no afloran los términos carbonatados pertenecientes a los tramos altos de la serie. En cambio, si están presentes las areniscas y arcillas que constituyen los términos inferiores de la unidad y que se superponen concordantemente a la Fm. Calizas con oncolitos de Higuieruelas.

Las areniscas son micáceas, de colores gris-verdosos y están estratificadas en bancos decimétricos. Las arcillas se intercalan entre las areniscas, son de color rojo granate y su espesor varía entre decimétrico y métrico.

HERNÁNDEZ et al. (op. cit.) reseñan, para las areniscas, estructuras de acreción, bases erosivas, depósitos de *lag*, *megaripples* de crestas sinuosas, *ripples* de corriente y laminación horizontal de baja energía. La interpretación sedimentológica apunta a medios fluviales que desembocan en el *lagoon* de la unidad subyacente, desarrollando aparatos deltaicos modificados por el oleaje y las mareas.

Su contenido faunístico es abundante en Foraminíferos: *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER), *Feurtilia frequens* (MAYN.), *Nautiloculina oolithica* (MOHL), *Kurnubia jurassica*, trocholinas, miliólidos y algas (*Clypeina* sp., *Actinoporella podolica* (ALTHM.), *Salpingoporella annula* (CAR.), *Camphelliella striata* (CAR.), *Macroporella espiche-lensis* (DELOF) y (RAM.), *Salpingoporella annulat* (CAR.), que caracterizan el Portlandiense.

### 1.5. CRETÁCICO INFERIOR.

#### 1.5.1. Surco Ibérico Suroccidental.

El Surco Ibérico Suroccidental constituye una de las tres cuencas del Cretácico inferior que están incluidas en la Hoja E. 1:200.000 de Daroca. Está separado de las otras dos (Cuencas de Aliaga y de Oliete que se describen más adelante) por el umbral del Javalambre (fig. 1.5.1).

Los materiales depositados en esta cuenca han sido estudiados por diversos autores. Dentro de los trabajos recientes destacan los de VIALARD (1973), MELÉNDEZ et al. (1974), RAMÍREZ DEL POZO et al. (1974), GARCÍA (1974), MAS (1981), VILAS et al. (1981), MELÉNDEZ (1982) y MAS et al. (1981, 1982).

#### 1.5.1.1. Formación Calizas de la Huérquina. Arcillas, calizas y areniscas (40). Hauteriviense-Barremiense inferior.

En el ámbito de la Hoja únicamente está representada una de las formaciones en que se ha subdividido el Cretácico inferior del Surco Ibérico Suroccidental: la Formación Calizas de la Huérquina. La pequeña extensión ocupada por la misma es el ápice de otros afloramientos más extensos que se prolongan hacia el sur por la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Aflora en el borde sur de la Hoja 1:50.000, número 515 (El Pobo de Dueñas). En este punto se apoya discordantemente sobre el Jurásico (Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas).

Su litofacies, que regionalmente se caracteriza por el alto contenido en calizas, es más terrígena que lo normal debido a la posición marginal que ocupa dentro de la cuenca. Consta de cuatro tramos litoló-

gicos: el inferior, de unos 15 m de espesor, se compone de margas gris-amarillentas con nódulos calcáreos e intercalaciones de areniscas silíceas de grano grueso. El segundo tiene 8 m de potencia y su litología es de calizas (*mudstone-wackstone*) blanco-amarillentas masivas, con abundante bioturbación. El tercero, de carácter detrítico, es un conjunto de 10 m de areniscas de grano grueso, silíceas, con canales de conglomerados. Por último, hay 5 m de calizas gris-blanquecinas (*mudstone*) bien estratificadas y bioturbadas.

En ningún momento se han apreciado las facies oncolíticas existentes en el resto de la cuenca.

Su ambiente deposicional se interpreta, MAS et al. (1982), como un medio de marismas mixtas terrígeno-carbonatadas que estarían surcadas por canales distribuidores de los aportes continentales. Hacia el techo se pasaría a unas llanuras costeras con lagos carbonatados en los que esporádicamente irrumpiría algún canal portador de materiales siliciclásticos.

El espesor en el dominio de la Hoja alcanza los 40 m. Regionalmente hacia el S, llega hasta 500 m.

Paleontológicamente presenta una gran cantidad de carofitas, a las que se asocian gasterópodos y ostrácodos. Entre las primeras se han clasificado *Atopochara trivolis triquetra* (GRAMBAST), *Flabellochara harrisi* (PECH) y *Clavatorites* sp.

La edad se define a nivel regional como Hauteriviense superior-Barremiense.

#### 1.5.2. SECTOR MAESTRAZGO (CUBETA DE OLLETE).

El Cretácico inferior presenta dos áreas de afloramiento correspondientes a la Cubeta de Oliete y a la Cubeta de Aliaga descritas por CANEROT (1974). Esta última se integra en la Cuenca de Mora de Rubielos que se extiende hacia el sur, fuera del contexto de esta Hoja y descrita igualmente por CANEROT (1974 y 1982). A ellas hay que añadir una pequeña zona en el borde SE de la Hoja que representa el ápice de afloramientos más extensos de Cretácico inferior del Surco Ibérico suroccidental, separado de las anteriores cuencas por el umbral de Javalambre, VILAS et al. (1982) y ya descritos en el apartado 1.5.1.

Los materiales del Cretácico inferior están bien representados en la mitad oriental de la Hoja de Daroca; de ellos, el conjunto inferior de origen continental (facies Weald) se encuentra presente en la mitad Este bajo facies terrígeno-carbonatadas, mientras que los materiales marinos (facies Urgon) quedan restringidos al tercio suoriental, bajo facies

fundamentalmente carbonatadas, pero con importantes episodios terrígenos.

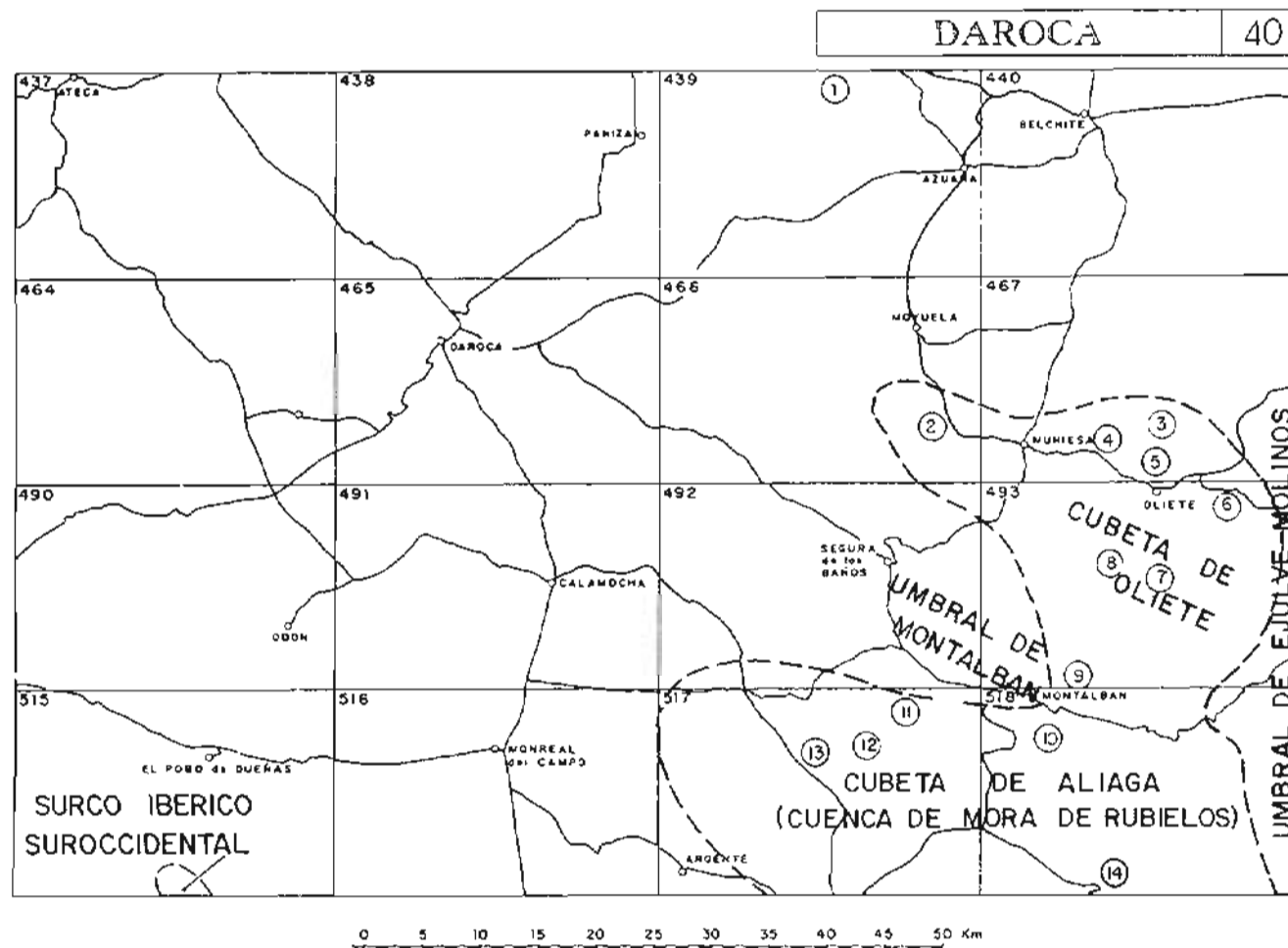
La sedimentación marina se realiza en las Cubetas de Oliete y Aliaga (Cuenca de Mora de Rubielos). Estas dos cubetas, situada la primera al norte de la segunda, están separadas por el Umbral de Montalbán (CANEROT, 1974) (op. cit.) de orientación ONO-ESE, y ambas se encuentran separadas de la Cuenca del Maestrazgo Central por el Umbral de Ejulve-Molinos de orientación sensiblemente N-S a NE-SO que ejerce una función de barrera que impide la libre comunicación entre las dos cubetas, puesta de manifiesto por la diferencia de facies en las distintas formaciones que caracterizan cada una de ellas.

Los trabajos realizados sobre el Cretácico inferior en esta región tienen sus orígenes en los trabajos antiguos de VERNEUIL et al. (1852-68), VILANOVA i PIERA (1859), CORTÁZAR (1885) y DEREIMS (1898). Posteriormente ALMELA (1959), BRINKMAN (1962), RIBA y RÍOS (1962) realizan estudios regionales, y más recientemente CANEROT (1968-1973) lleva a cabo numerosos trabajos que incluyen el Cretácico inferior de la Hoja de estudio. En su tesis doctoral, CANEROT (1974), se establecen las distintas cubetas y cuencas sedimentarias, así como las líneas estructurales que determinan su funcionamiento, aportes y las directrices sedimentarias. Este mismo autor (1979-80) y CANEROT et al. (1971, 1980, 1982) contribuyen con nuevos datos sobre los materiales del Cretácico inferior en las regiones de Oliete, Aliaga y Maestrazgo.

Más recientemente SALAS (1983-1986) realiza un exhaustivo y minucioso análisis estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico de la región RINCÓN et al. (1983) hacen una síntesis del Cretácico de España, y GARCÍA RAMOS (1985) realiza el estudio estratigráfico y sedimentológico del Cretácico inferior en el mapa E. 1:200.000 de Teruel, situado al sur del de Daroca.

Para llevar a cabo el presente estudio se han realizado 14 perfiles de detalle repartidos entre las 6 hojas 1:50.000, en las que aflora el Cretácico inferior y correspondientes tanto a los materiales en facies Weald como a los depósitos marinos pertenecientes a la Cubeta de Oliete y a la Cubeta de Aliaga (Cuenca de Mora de Rubielos). (Figura 1.5.1).

Las relaciones entre las formaciones correspondientes a las dos áreas paleogeográficas definidas por CANEROT et al. (1982), así como sus edades y las megasecuencias deposicionales que forman, se muestran en la figura 1.5.2.



- 1- Villanueva de Huerva
- 2- Blesa
- 3- La Boquera
- 4- Alacón
- 5- Balsa de Pulgarillas
- 6- B<sup>co</sup> del Moro
- 7- Alcaine
- 8- Cuesta de la Perdiz
- 9- Rio Ancho
- 10- El Saucar
- 11- Fuente de Perez
- 12- Mina Carmencita
- 13- B<sup>co</sup> de la Vega
- 14- Aliaga

Limite de extensión de los afloramientos de las cubetas de Oliete y Aliaga (modificado de Canerot, 1974)

FIG. 1.5.1.—Situación de las columnas estratigráficas y elementos paleogeográficos del Cretácico inferior.

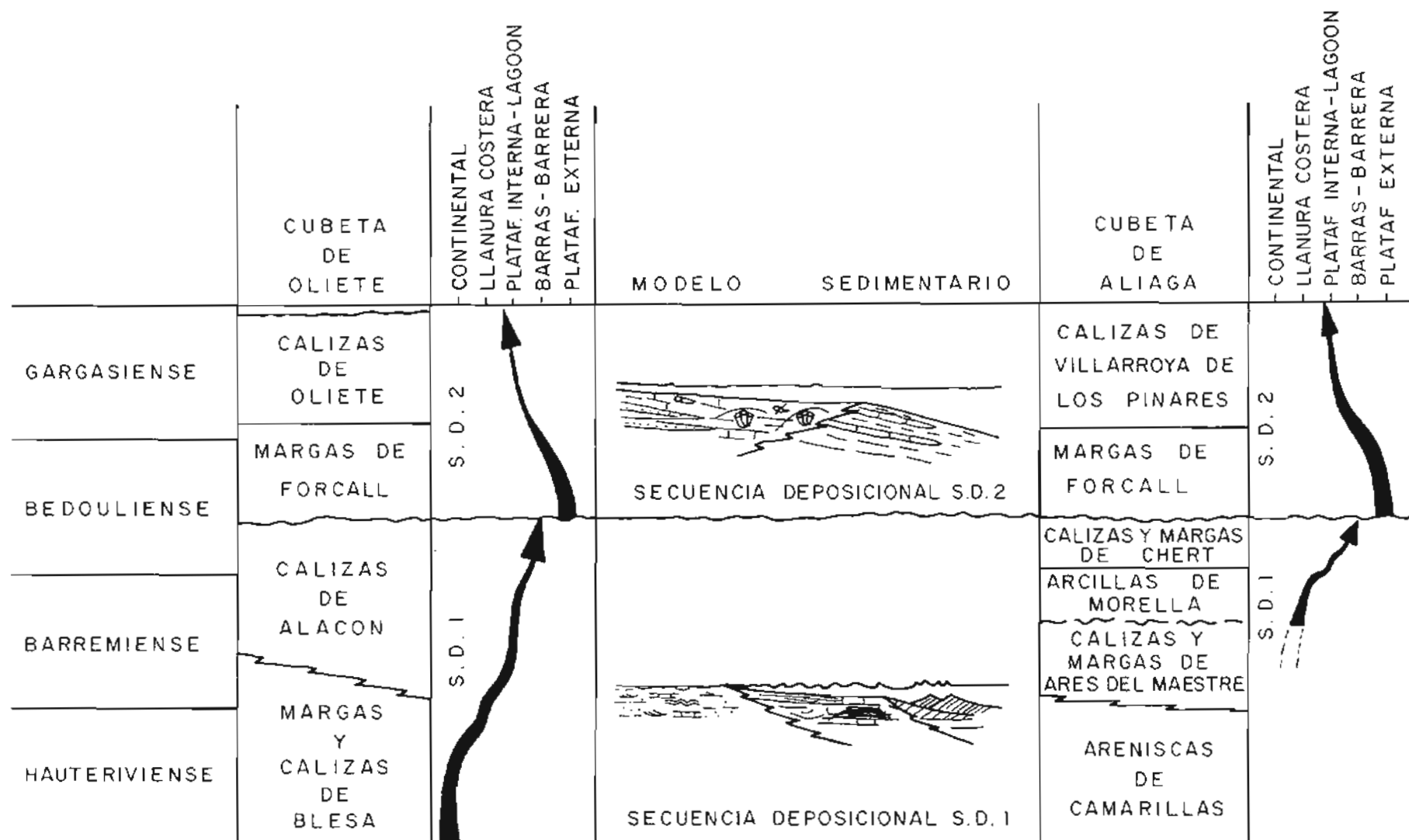


FIG. 1.5.2 — Unidades litoestratigráficas, megasecuencias deposicionales, evolución y modelo sedimentario del Cretácico inferior de las Cubetas de Oliete y Aliaga.

Para el área comprendida en esta Hoja se han identificado siete formaciones pertenecientes a las dos Cuencas sedimentarias individualizadas durante el Cretácico inferior y que fueron descritas por CANE-ROT et al. (1984).

En el cuadro 1.5.3 se establece la equivalencia entre las formaciones de la Cubeta de Aliaga y las unidades cartográficas utilizadas, tanto en la Hoja E. 1:200.000 de Daroca como en las distintas Hojas MAGNA en que están presentes.

#### 1.5.2.1. Formación Margas y calizas de Blesa (44). Hauteriviense superior-Barremiense.

Esta formación está representada en cuatro perfiles: Villanueva de Huerva, Blesa, La Boquera y Alcaine. En ellos se han identificado los tres miembros que la componen, si bien con desigual distribución e importantes cambios de facies y espesor. Este presenta un máximo de 270 m en el extremo NO del área (Villanueva de Huerva) y un mínimo de 20 m en Alcaine y río Ancho en el sur del área de afloramiento. Figuras 1.5.4 y 1.5.5.

Los miembros que componen esta formación son de base a techo:

El miembro Arcillas de Cabezo Gordo, está formado por materiales terrígenos, generalmente arcillas, que en ocasiones son difíciles de identificar por el recubrimiento de los afloramientos. Constituyen la base de los perfiles de La Boquera y Blesa, con escasa potencia y en forma de arcillas de tonos rojos a blancos. En el perfil de Villanueva esta unidad tiene 150 m de espesor, pero su litología muestra importantes cambios laterales, mostrando una sucesión alternante de areniscas y arcillas. Las areniscas aparecen en conjunto granodecrecientes, con bases erosivas y estratificación cruzada en surco y planar, así como abundante laminación cruzada y planar. Los tramos de lutitas son a veces algo arenosos con laminación paralela y huellas de raíces. No existen datos concretos que permitan asignar una edad a estos materiales, atribuyéndoles una edad Barremiense por correlación con otros sectores.

El miembro Calizas de Morenillo está constituido por una sucesión de micritas y biomicritas con frecuentes niveles margosos laminados y una potencia de 120 m en Villanueva de Huerva, que se reducen a unos 100 hacia el sur (Blesa). Hacia el oeste la potencia se reduce a 30 m en La Boquera. Los niveles calcáreos de esta unidad presentan frecuentes superficies basales erosivas, estructuras de corriente, bioturbación y señales de exposición subaérea, así como de actividad orgánica de algas y raíces.

Su contenido fósil comprende charáceas, ostrácodos y restos de bivalvos y gasterópodos. Dada su situación estratigráfica y por correlación con otros sectores se le atribuye una edad Barremiense.

Por último, el miembro Areniscas de Valdejunco está compuesto por un conjunto de areniscas y lutitas. Se ha reconocido en los perfiles de Blesa con 20 m de potencia, La Boquera con 12 a 15 m y Alcaine en donde se reduce a 5 m. Constituye secuencias granodecrecientes con areniscas de bases canalizadas y estratificación y laminación cruzada. Las lutitas presentan laminaciones y fisuración vertical por raíces. Su contenido paleontológico se reduce a escasas charáceas y ostrácodos. Su edad se establece por correlación como Barremiense superior.

El estudio sedimentológico de esta formación revela la presencia de varios tipos de facies de arenas, lutitas y calizas. Figura 1.5.6.

Facies de areniscas en conjuntos granodecrecientes, con bases erosivas y *lags* de cantos, con estratificación cruzada en surco y planar en las que se reconocen geometrías de barras y laminación cruzada debida a *ripples* de corriente y estratificación *flaser* acompañada por *ripples* de oscilación. Estas facies están generadas por corrientes tractivas canalizadas en las que migran dunas o *megaripples*, con áreas sometidas a flujo de oscilación con distribución de materiales finos.

Facies de arcillas y margas, masivas o con laminación paralela que pueden presentar estratificación lenticular. Se interpretan como depósitos de decantación con procesos de corrientes de distribución de arenas finas.

Facies de calizas, *mudstone* a *wackstone* con laminación paralela, superficies de *ripples* de oscilación, laminaciones algales y estromatolíticas, porosidad fenestral, grietas de desecación y superficies ferruginosas que contienen cantos negros, charáceas, ostrácodos y huellas de raíces. Se han depositado en áreas someras carbonatadas con presencia de débiles corrientes de distribución de material terrígeno fino, amplia colonización algal con procesos de colmatación y exposición subaérea, así como de colonización vegetal.

Estas facies están presentes en tres asociaciones o secuencias diferentes (fig. 1.5.7); la primera de ellas (fig. 1.5.7 a) caracteriza la parte proximal del miembro Arcillas de Cabezo Gordo y está constituida en su base por facies de areniscas granodecrecientes y estructuras de corriente, estratificación cruzada y laminación de *ripples*. La parte superior de la secuencia consta de arcillas de decantación. Se interpreta como generada en ambientes de flujo canalizado de ener-

EDAD		FORMACIONES		EVOLUCION SECUENCIAL		AZUARA	MOYUELA	MUNIESA	SEGURA DE LOS BAÑOS	OLIETE	DAROCA (200.000)		
				MARINO	CONT								
ALBIENSE		Arenas de Utrillas				Ausentes	45	Cu <sup>2</sup> <sub>153-16</sub>	C <sup>1-2</sup> <sub>C16</sub>	C <sub>16</sub>	41		
A P T I E N S E	CLANSAYEN.	Lignitos de Escucha					Ausentes		Ausentes		Ausentes	C <sub>15</sub> <sup>2</sup>	51
	GARGASIEN.	Calizas de Oliete						C <sub>15</sub> <sup>2</sup>					46
	BEDOULIEN.	Margas de Forcall						Cm <sup>1</sup> <sub>152</sub>					
			Calizas de Alacón					44	C <sup>2-1</sup> <sub>C14-15</sub>	C <sub>15</sub> <sup>1</sup>	C <sub>15</sub> <sup>1</sup>	45	
BARREMIENSE		Margas y Calizas de Blesa	Mb. Valde-juncó			23	43	C <sup>1-2</sup> <sub>W14</sub>	C <sub>14</sub> <sup>3</sup>	C <sub>W11-14</sub>	44		
			Mb. Morenillo				42	C <sub>W14</sub> <sup>2</sup>					
			Mb. Cabezo Gordo				Ausente	C <sub>W13-14</sub>					
HAUTERIVIENSE													

FIG. 1.5 3.—Equivalencia entre las formaciones y unidades cartográficas del Cretácico inferior de la Cubeta de Oliete

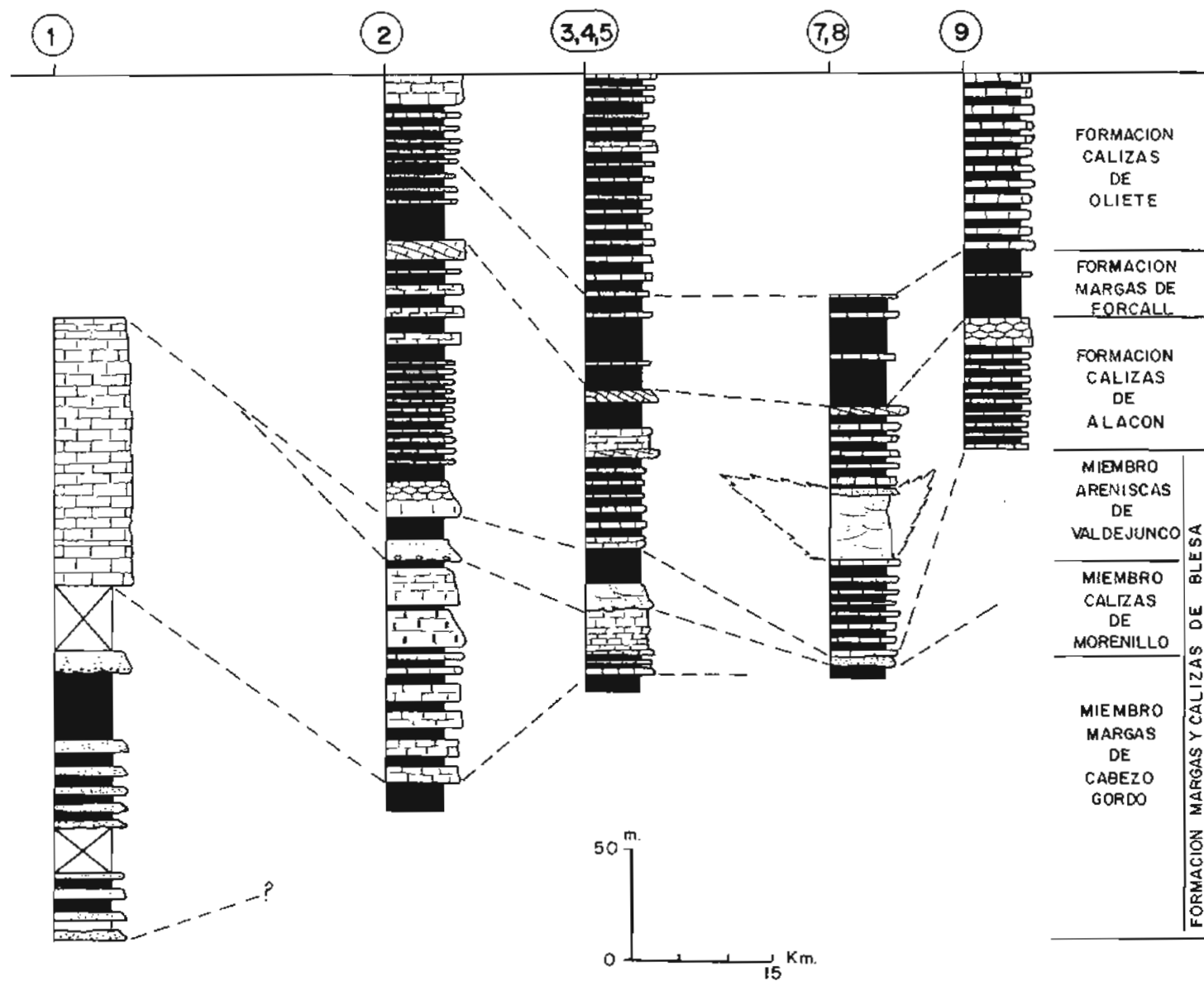


FIG. 1.5.4 —Gráfico de correlación litológica de las Formaciones del Cretácico inferior de la Cubeta de Oliete

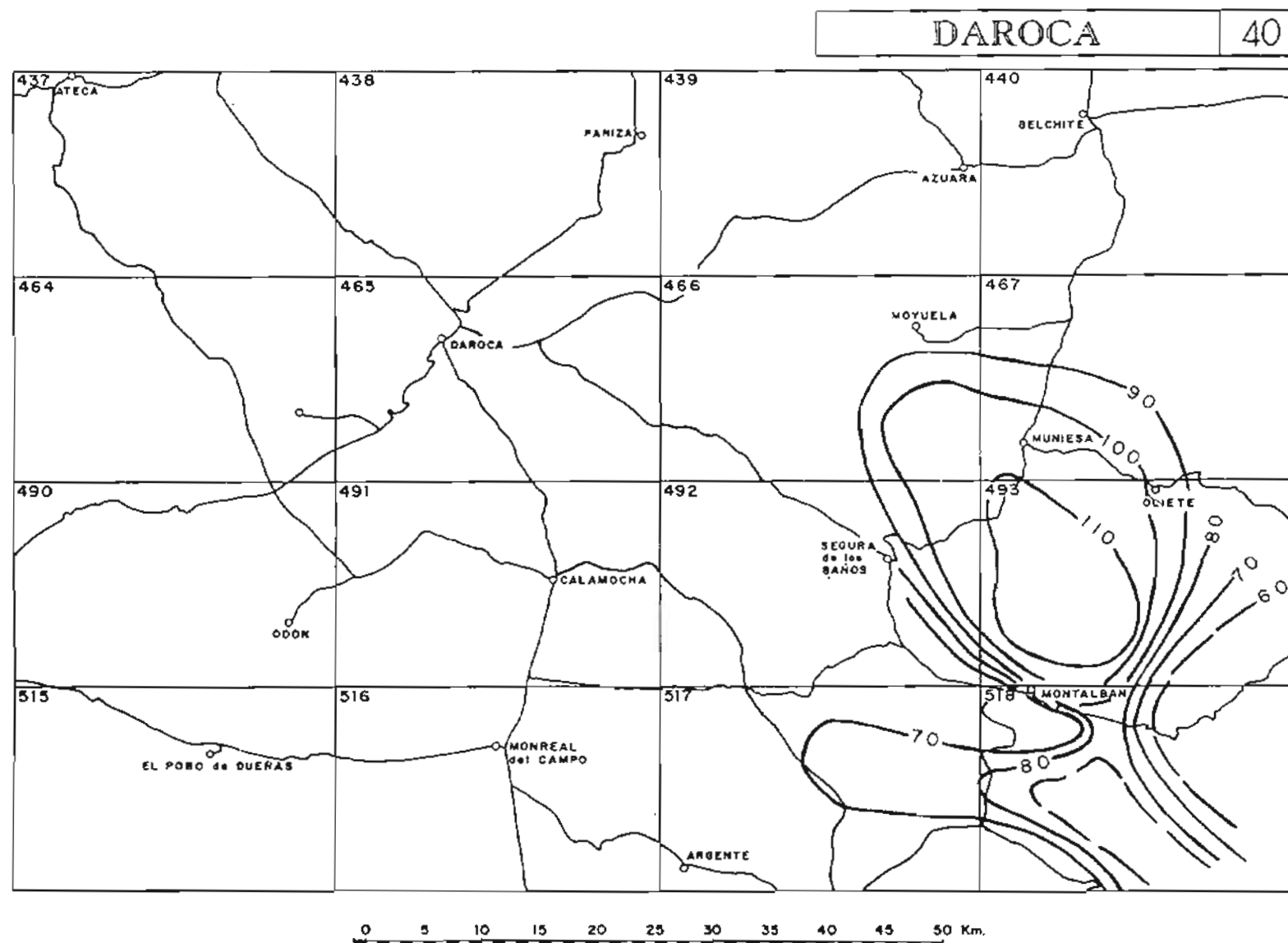


FIG. 1 5.5.—Mapa de isopacas de la secuencia deposicional de Cretácico inferior Formaciones Alacón, de la Cubeta de Oñete, y Ares del Maestre, Morella y Chert, de la Cubeta de Aitaga. (No se incluyen las F. Weald).



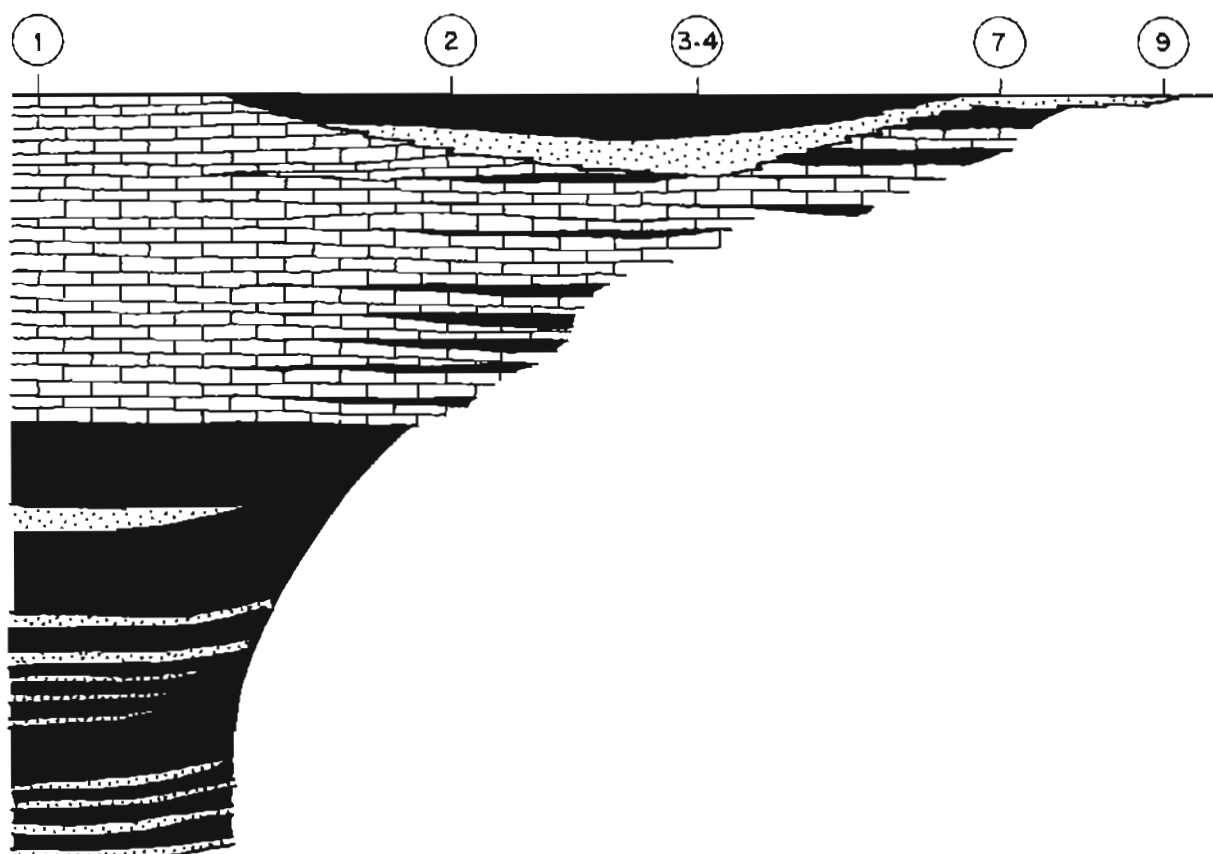


FIG. 1.5.6 —Gráfico de distribución de facies de la Formación Margas y calizas de Blesa.

gía decreciente, correspondiente a cursos fluviales y su área de inundación que drenarían el área conduciendo los aportes terrígenos hacia las áreas lacustres y de charcas representadas en otras secuencias.

La secuencia representada en la figura 1.5.7 c, muestra los depósitos carbonatados del miembro de Morenillo en forma de sucesión de *mudstones-wackstones* con la base ocasionalmente canalizada con cantos negros y estructuras de corriente como laminación paralela, pequeños *rills* bioclásticos y superficies de *ripples* de oscilación. Hacia el techo hay tapices de algas (*algal-mats*), estromatolitos, porosidad fenestral y grietas de desecación acompañadas de fisuración por raíces y con lutitas a techo. Ambos términos de la secuencia representan la dinámica de colmatación en áreas lacustres someras que evolucionan hacia techo a ambientes palustres con amplia exposición subaérea y depósitos de decantación de las llanuras de fangos.

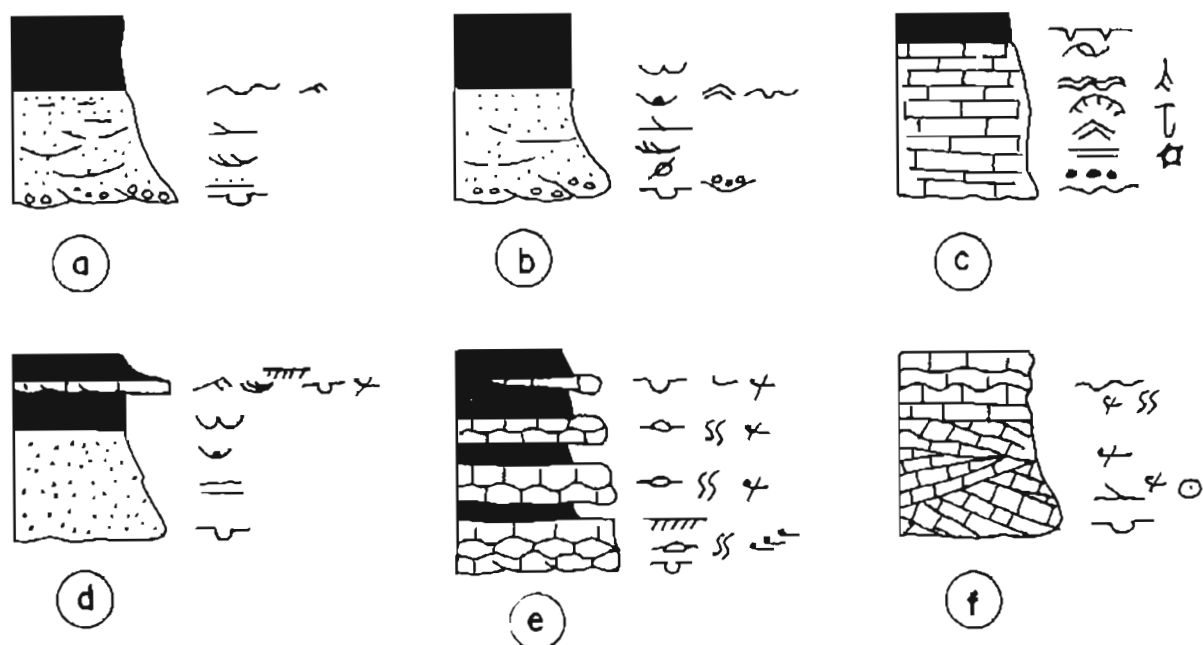
Por último y correspondiente al miembro de Valdejunco la secuencia de la figura 1.5.7 b, muestra dos términos: el inferior está constituido por areniscas con granoselección positiva, en cuerpos de bases erosivas, con cantos blandos y estratificación cruzada en surco y planar que hacia techo muestran estratificación *flaser* y *ripples* de oscilación. El término superior lutítico tiene estratificación lenticular y

laminación paralela. Esta asociación se interpreta como generada por la migración de dunas o *mega-ripples* en áreas que drenaban las zonas costeras con redistribución del material fino por las mareas hacia techo de la secuencia (*flaser*, *ripples* de oscilación, y estratificación lenticular).

#### 1.5.2.2. Formación Calizas de Alacón (45). Barremiense superior-Aptiense inferior.

Esta formación caracteriza la parte inferior de la «facies Urgon» en la Cubeta de Oliete.

Su litología es de calizas ocre bioclásticas (*wackstone-packstone*) con estratificación irregular a nodulosa con bases erosivas y abundantes estructuras de acumulación bioclástica. La bioturbación es moderada a intensa y entre las calizas se intercalan margas ocre y rojizas ocasionalmente laminadas que contienen ostreidos, a veces en lechos de acumulación canalizados. En Alacón se intercala un tramo arenoso-limoso en el que se observa laminación paralela y estructuras lenticular y *flaser*, así como laminación de *ripples*. Hacia el techo de la unidad hay un conjunto calcarenítico, oolítico y bioclástico con estratificación cruzada que constituye un nivel importante de referencia. Hacia el sur es sustituido por un tramo noduloso.



⚡ ⚡ ⚡ ⚡	Perturbación	⬠	Carofitas
== ≈	Laminación paralela, de algas	⌋	Raíces
∩	Estratificación cruzada en surco	⌋	Estromatolitos
⚡	Bioclastos	⌋	Ripples
∩	Base erosiva	∩	Estratificación lenticular
⊙	Lag de cantos	∩	Estratificación flaser
⊙	Textura grainstone	∩	Estratificación ondulada
⊙	Estratificación nodulosa	⌋	Hard Ground
⌋	Granoclasificación positiva	⌋	Perforaciones

FIG. 157 --Secuencias tipo de la Formación Margas y calizas de Blesa. a) Miembro Arcillas de Cabezo Gordo, b) Miembro Areniscas de Valdejunco, y c) Miembro Calizas de Morenillo. Secuencias tipo de la Formación Calizas de Alacón: d, e y f

Los espesores de esta unidad varían entre los 120 m de Blesa y los 60 m de río Ancho (figuras 1.5.4 y 1.5.5). Su límite inferior suele ser transicional a neto y el superior brusco a favor de una superficie ferruginosa o *hard-ground* de extensión regional con concentración de fauna y muy bioturbada.

Su contenido paleontológico es de serpulidos, ostreidos, gasterópodos, equinodermos, foraminíferos, algas dasicladáceas y ostrácodos. Entre otros se han clasificado *Bovenia hochstetteri* (TOULA), *Salpingoporella* sp., *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Choffatella decipiens* (SCHLUMB), *Pseudocyclammina* cf. *Hedbergeri* (MAYNC.), *Daxia cenomana* (CUV. y SZAK.), *Orbitolinopsis* sp., *Nezzazata* cf. *simplex* (OMARA.), *Lenticulina* sp. y dientes de peces. Esta unidad tiene en su conjunto una edad de Barremiense superior-Bedouliense inferior.

Dentro de ella se han identificado distintos tipos de facies (fig. 1.5.8), tanto terrígenas como carbonatadas, asociadas en las secuencias representadas en la figura 1.5.7 d, e y f.

Facies de arcillas y margas masivas y/o laminadas con bioturbación frecuente y que ocasionalmente presentan estratificación lenticular. Facies de arenas finas con laminación paralela y estructuras *flaser* generadas por corrientes y sometidas a procesos de redistribución de material fino. Facies de *packstone* en lechos canaliformes de bases erosivas con acumulación de bioclastos, estratificación cruzada y laminación cruzada debida a *ripples*. Se interpretan como depósitos ocasionales de marejada (tormentas). Facies de calizas *wackstones* bioclásticas, nodulosas y bioturbadas con frecuentes bivalvos y niveles lumacológicos. Se generan en áreas someras, tranquilas y colonizadas que reciben aportes de biotopos cercanos. Facies

de *packstone-framestone* de ostreidos con bases irregulares erosivas y grandes acumulaciones de ostreidos, a veces en posición de vida. Corresponden a depósitos generados por biotopos que pueden ser removidos por la acción de oleaje fuerte. Facies de *grainstone* bioclástico a veces oolítico con estratificación cruzada multidireccional y morfología de barras. Se interpretan como depósitos de acumulación de bioclastos en áreas de alta energía.

El medio sedimentario de esta unidad parece corresponder a una plataforma interna en la que se identifican diversos cinturones de facies, que muestran una importante entrada de terrígenos:

- Llanura fangosa y llanura arenosa, donde la distribución se realiza por corrientes de marea.
- Fondos colonizados, biotopos de ostreidos y fondos protegidos, bajo acción directa del oleaje y tormentas.
- Arenas distales de alta energía, con acumulaciones bioclásticas, que dibujarían el conjunto de barras que limitan esta plataforma.

### 1.5.2.3. Formaciones Margas de Forcall y Calizas de Oliete (46). Aptiense inferior-Aptiense medio.

#### A) Formación Margas de Forcall.

Esta unidad es característica, tanto de la Cubeta de Oliete, en donde está muy bien representada, como de la Cuenca de Mora de Rubielos y de la Cuenca del Maestrazgo Central.

Está representada en la totalidad de la Cubeta de Oliete, habiéndose reconocido en los perfiles de

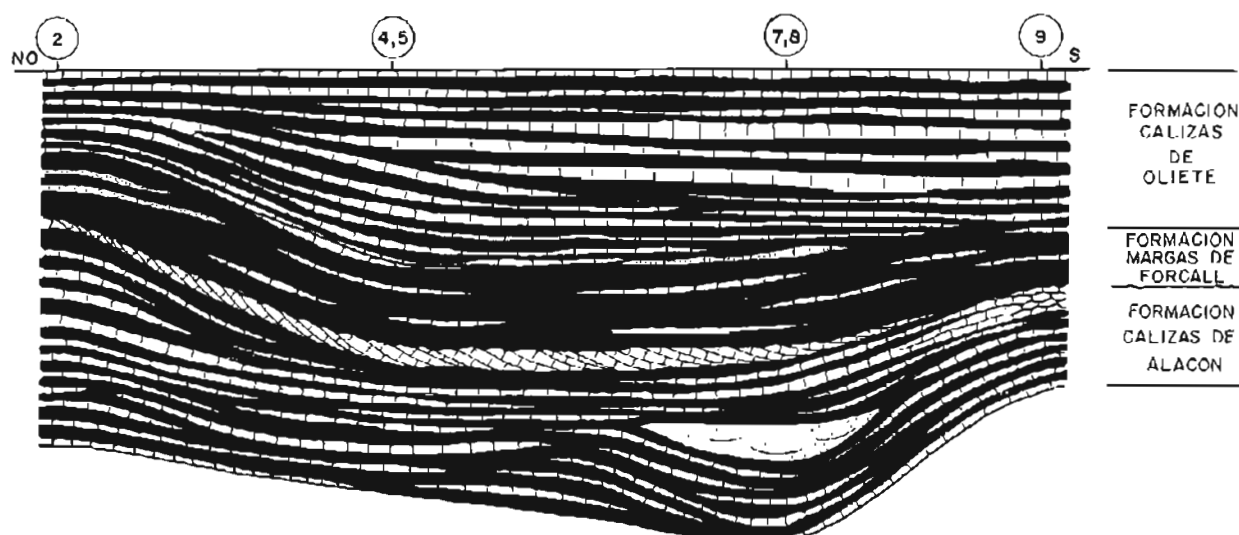


FIG. 1.5.8.—Gráfico de distribución de facies de las Formaciones del Cretácico inferior (excepto Faes Weald) de la Cubeta de Oliete.

Blesa, Alraíne, Cuesta de la Perdiz, Barranco del Moro, Balsa de Pulgarillas y río Ancho. Se caracteriza por una sucesión de margas verdes con tonalidades grises y beige, en las que se intercalan delgados niveles de calizas irregulares o nodulosas con abundante fauna y niveles de acumulación bioclástica y bioturbación intensa. Los techos de los niveles calcáreos (*wackstone-packstone*) presentan superficies ferruginosas. En algún caso estos niveles contienen una importante fracción terrígena de arenas finas con laminación cruzada y *ripples* de oleaje. También son característicos los niveles erosivos canalizados con restos bioclásticos.

Los límites de esta unidad son netos, tanto el inferior, constituido por la aparición brusca de las margas sobre un *hard-ground* regional, como el superior, marcado por la aparición de una sucesión de bancos de calizas con abundante fauna.

Las facies son bastante constantes, así como las potencias que varían entre 30 y 50 m, tendiendo a disminuir hacia el borde E de la Cubeta. (Figuras 1.5.4 y 1.5.12).

Su contenido paleontológico es variado, habiéndose identificado corales, serpulidos, bivalvos (ostreidos, pectinidos) ostrácodos y gasterópodos, así como restos vegetales. Los orbitolínidos son muy característicos llegando a constituir lumaquelas. Entre otras se han clasificado: *Paleorbitolina lenticularis*, *Choffatella decipiens*, *Neotrocholina aff friburgensis* (GUILL. y REICH.), *Lenticulina* sp., *Cythereis bartensteini* (OERTLI), *Neocythereis mertenii* (OERTLI), *Schuleridea jonesiana* (BOSQUET), asociación que caracteriza una edad de Bedouliense superior.

En esta formación se identifican las siguientes facies:

Facies de margas grises y verdosas, masivas, con bioturbación débil y algunas pistas.

Facies de *wackstone* a *packstone* noduloso, con bioturbación y fragmentos resedimentados bioclásticos, orbitolinas y corales solitarios. Presentan bases irregulares y erosivas y superficies ferruginosas a techo.

Facies de arenas con bases canalizadas, estratificación cruzada y laminación de *ripples*.

La asociación de estas facies se realiza en una secuencia general marga-caliza bien representada en toda el área (fig. 1.5.9 a). El término inferior corresponde a una potente sucesión margosa, con pistas, bioturbación y fauna dispersa. El término superior lo constituyen las facies de *wackstone-packstone* no-

duloso, con superficie ferruginosa a techo. La secuencia de la figura 1.5.9 b está menos generalizada y aparece de forma local (perfil de Blesa). Está constituida por una sucesión granodecreciente de arenisca canalizada, con estructuras de corrientes y margas a techo.

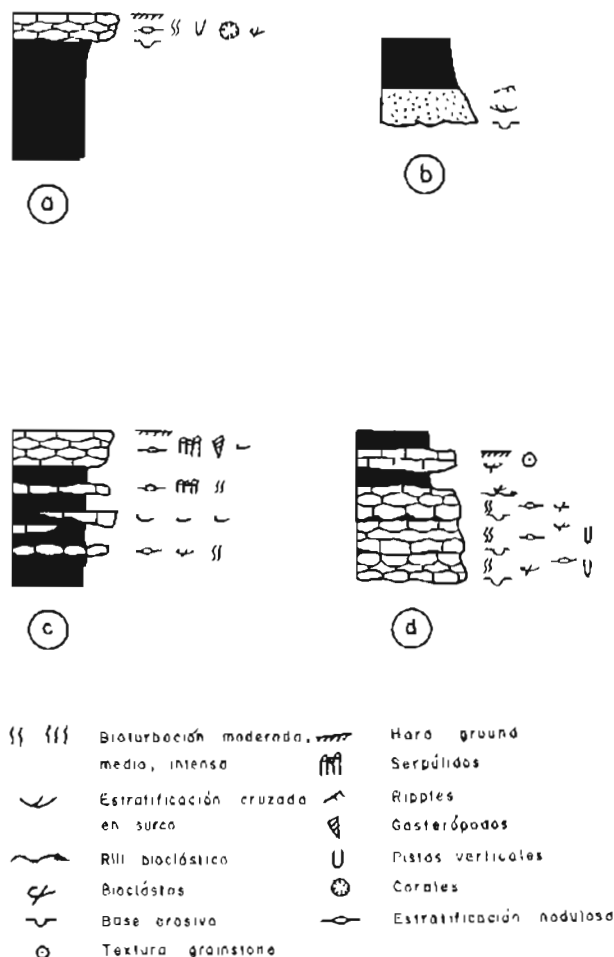


FIG. 1.5.9.—Secuencias tipo de la Formación Margas de Forcall (a y b) y de la Formación Calizas de Oliete (c y d)

El análisis de facies de esta unidad permite considerar el medio de depósito como una plataforma abierta, relativamente profunda, de amplia circulación, en la que tienen lugar momentos de inestabilidad que favorecen la resedimentación de materiales de áreas más proximales distribuidos por corrientes tractivas, que se intercalan entre los depósitos finos de plataforma.

#### B) Formación Calizas de Oliete

Esta unidad constituye la parte superior, o el tramo calcáreo superior de las «facies Urgon» en la Cubeta de Oliete. Sus tonos ocre y rojizo y sus importantes intercalaciones margosas alternantes con los niveles calcáreos son los rasgos que mejor definen el aspecto de campo de esta formación. Al igual que el resto de las unidades de esta área, pre-

senta gran extensión y continuidad lateral en la Cubeta de Oliete.

Su litología está constituida por una sucesión de margas y calizas; las primeras son dominantes en la base de la unidad, mientras que las calizas lo son hacia el techo. En algún caso aparecen niveles arenosos o de calizas arenosas (Balsa de Pulgarillas) de escasa continuidad lateral. Las margas son de tonos ocres, laminadas, bioturbadas y contienen fauna de bivalvos. Las calizas son *wackstone* y *packstone* con estratificación irregular o nodulosa y contienen abundantes restos fósiles fundamentalmente de ostreidos que llegan a ser de gran tamaño hacia el techo de la unidad (perfil de río Ancho). La bioturbación de todos los tramos es generalmente intensa.

Las potencias muestran algunas variaciones, siendo menores en los extremos (Blesa, Barranco del Moro) y máximas en la región de Alacón-Josa. Oscilan entre 40 y 100 m. (Figuras 1.5.4 y 1.5.12).

Su contenido paleontológico es abundante y variado. Se han reconocido: serpulidos, bivalvos (ostreidos, pectínidos, Trigonía, Pholadomia, Rudistas...), gasterópodos ammonites, equinodermos, ostrácos, briozoos, algas dasycladaceas y foraminíferos. Entre otros se han clasificado: *Everticyclammina* cf. Greigi, *Ammobaculites* sp., *Acroporella* sp., *Cyprione? oblonga* (ROEMER). Esta asociación paleontológica permite asignar a esta formación una edad Gargasiense.

Se distinguen diversos tipos de facies margosas y carbonatadas: facies de margas con bioturbación, nodulosas y/o masivas, a veces con laminación paralela que pueden contener fauna de ostreidos y gasterópodos. Facies de *wackstone* noduloso bioturbado, con frecuentes colonias de serpulidos, pistas, bioclastos de ostreidos, fauna de bivalvos y gasterópodos. Facies de *wackstones* con estratificación ondulada y cruzada, laminación de *ripples* y tapices algales con una superficie ferruginosa de lavado en su techo. Facies de *packstones* con estratificación plano-paralela, bioclastos, oolitos, ostreidos orientados, colonias de serpulidos y bioturbación moderada. Facies de *packstone-frames-tone* de ostreidos, constituidos por cuerpos canaliformes, lenticulares, con abundantes ostreidos orientados en posición de vida y serpulidos en pequeñas colonias.

Estas facies se asocian según dos secuencias complejas representadas en la figura 1.5.9. La primera de ellas (fig. 1.5.9 c) está constituida por un término basal con niveles de margas en las que se intercalan niveles de *wackstones* nodulosos y de *packstone-frames-tone* de ostreidos. Hacia techo se

desarrolla un paquete de *wackstone* noduloso y *packstone-frames-tone* de ostreidos, sobre el que se desarrolla un paquete de *wackstone* noduloso bioturbado y de *wackstone* con laminación de algas. Esta secuencia representa la progresiva implantación sobre áreas submareales tranquilas, con importante aporte de material terrígeno fino, de los depósitos carbonatados, correspondientes a áreas más agitadas y la colonización de zonas canalizadas. La parte superior con *wackstones* nodulosos y laminados muestra la somerización por progradación de los depósitos más someros y agitados con influencia de oleaje y tapices algales. La secuencia representada en la figura 1.5.9 d, está constituida en su parte inferior por una amalgamación de facies de *wackstones* nodulosos, bioclásticos y bioturbados, con bases erosivas o canalizadas, entre las que pueden quedar restos intercalados de las margas. El término superior lo forman las margas entre las que se intercalan niveles de *packstones* con oolitos y bioclastos. Esta asociación de facies constituye una secuencia que representa los procesos que tienen lugar en el seno de una plataforma submareal con fuerte influencia terrígena fina y corrientes de fondo que generan pequeños canales que son colmatados por facies bioclásticas, ampliamente bioturbadas. Las etapas de decantación alternan con otras en las que se produce acumulación bioclástica debida al fuerte oleaje y tormentas.

El conjunto de la unidad se puede interpretar como el depósito en una plataforma interna somera, con importante entrada de terrígenos finos y sometida a la acción del oleaje. A favor de las corrientes se desarrollan importantes bioconstrucciones que colonizan y fijan los fondos.

### 1.5.3. SECTOR MAESTRAZGO (CUBETA DE ALIAGA).

La sedimentación durante el Cretácico inferior se realiza dentro del ámbito de la Hoja en dos cubetas: la de Oliete y la de Aliaga, pertenecientes ambas a la gran Cuenca del Maestrazgo. Las relaciones entre ambas cubetas se han tratado en el apartado 1.5.2, por lo que no se reiteran aquí.

Dentro de la Cubeta de Aliaga se han identificado las Formaciones de: Camarillas, Ares del Maestre, Morella, Chert, Forcall y Villarroja de los Pinares, definidas para la Cuenca de Mora de Rubielos. En esta región se han realizado cinco perfiles de detalle (fig. 1.5.1). Barranco de la Vega, Mina Carmencita y Fuente de Pérez en el sector más central y en los que se pone de manifiesto la fuerte influencia terrígena en este borde de la Cubeta. El perfil del Saucar se sitúa en la región de Utrillas-Escucha y en él es posible observar algunos importantes episodios terrígenos,

y, por último, el perfil de Aliaga realizado entre esta localidad y la barriada de Santa Bárbara que corresponde al más completo y de mayor potencia y que sirve de referencia para esta región.

En el cuadro de la figura 1.5.10 se relacionan las formaciones con las unidades cartográficas utilizadas en el mapa 1:200.000 de Daroca y en los mapas 1:50.000 MAGNA en los que afloran.

#### 1.5.3.1. Areniscas de Camarillas. Areniscas y arcillas (47). Hauteriviense superior-Barremiense.

Esta unidad, que constituye la clásica facies Weald, es difícilmente observable dentro de la Hoja debido a que sus afloramientos están muy recubiertos y no han permitido el levantamiento de columnas para su estudio estratigráfico y sedimentológico. En cambio, está bien definida en sectores situados al S y SE, fuera de la superficie ocupada por la Hoja.

Cartográficamente se distribuye por la esquina SE del mapa, dentro de las hojas geológicas E. 1:50.000 de Argente (517) y Montalbán (518).

Su litología es de una gran variabilidad. En las partes centrales de la cuenca tiende a formar dos conjuntos: uno inferior heterolítico en el que hay arcillas, margas, calizas y areniscas, y otro superior predominantemente terrígeno con arcillas, areniscas y conglomerados. Sin embargo, dentro del ámbito de la Hoja no es posible confirmar esta tendencia, debido en parte a la penuria de afloramientos y a que su posición marginal con respecto a la cuenca hace que la formación sea menos potente y de facies más variables. A todo ello hay que añadir la erosión pre-Fm. Utrillas que desmanteló en gran medida los afloramientos de esta Formación.

En la Hoja de Argente (517) es un conjunto de margas ricas en ostrácodos y caráceas que ocasionalmente intercalan un conglomerado de bolos subredondeados de calizas jurásicas. Sobre él se apoyan areniscas y arcillas de colores rojizos y en algunas áreas calizas grises con caráceas.

En la Hoja de Montalbán (518) está formada por arcillas, margas y areniscas de colores vivos con oógonos de caráceas.

El espesor de la Formación oscila entre 30 y 100 m.

Su edad se atribuye al Hauteriviense-Barremiense, determinada por correlación con la hoja E. 1:200.000 de Teruel, donde la Formación está muy bien representada.

El ambiente de depósito es, según GARCÍA (1983), una llanura litoral fangosa cruzada ocasionalmente por cauces meandriformes. En las áreas cercanas a la costa se desarrollarían marismas salobres eventualmente invadidas por agua marina. Hacia la parte alta de la unidad se produce un cambio en las condiciones de depósito que dan paso a una amplia llanura aluvial surcada por canales meandriformes.

#### 1.5.3.2. Formaciones Calizas y margas de Ares del Maestre, Arcillas de Morella y Calizas y margas de Chert (48). Barremiense-Aptiense inferior.

Esta unidad cartográfica agrupa las tres formaciones basales de las cinco que constituyen lo que clásicamente se ha venido denominando facies «Urgon» (figura 1.5.10).

Afloran en el ángulo SE de la Hoja y descansan concordantemente sobre las facies «Weald» (Fm. Areniscas de Camarillas), aunque en algunos puntos son extensivas sobre las mismas y, cuando esto sucede, se disponen discordantes sobre el sustrato Jurásico.

##### A) Formación Calizas y margas de Ares del Maestre.

No se ha identificado en las columnas levantadas, aunque está presente en la cartografía. Sus afloramientos son pobres y su composición es más terrígena que en el área tipo, fuera de la Hoja, donde forma una sucesión calco-margosa de 100 m de potencia. Esta sufre una reducción muy rápida en sentido N y NE, es decir, hacia el ámbito de la Hoja. (Figura 1.5.5).

Las referencias bibliográficas dan para esta Formación, HERNÁNDEZ et al. (1985), una composición para el miembro inferior de limolitas, arcillas y margas con intercalaciones de calizas arenosas con frecuencia bioclásticas y areniscas de base erosiva. El miembro superior es predominantemente carbonatado, aunque hacia el área de afloramiento en la Hoja se hace muy terrígeno. Aquí, los autores holandeses no la individualizan como Formación y la han incluido, junto con la facies Weald en la Formación que han denominado Las Parras.

Su edad es Barremiense y viene determinada por la siguiente asociación paleontológica (HERNÁNDEZ et al. (op. cit.): Foraminíferos bentónicos: *Orbitolinopsis kiliani* (PREVER), *Choffatella decipiens* (SCHLUMB.), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Nautiloculina cretacea* (PEYB.), *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Pseudocyclammina hedbergi* (MAYNC.), *Debarina hahounerensis* (FOURC., RAOULT y VILA). Algas Dasycladáceas, *Cylindroporella sudgeni* (ELLIOT), *Macroporella praturloni* (DRAG.),

EOD		FORMACIONES	EVOLUCIÓN SECUENCIAL MARINO CONT.	ARGENTE	MONTALBAN	DAROCA (200.000)		
ALBIENSE		Arenas de Utrillas		C <sub>16</sub>	C <sub>16</sub>	41		
A P T I E N S E	CLANSAYEN.	Lignitos de Escucha		C <sub>15-16</sub>	C <sub>15-16</sub> <sup>2-0</sup>	51		
		Capas de Benasal						
	GARGASIEN.	Calizas de Villarroya de Los Pinares		C <sub>14-15</sub>	C <sub>15</sub> <sup>2</sup>	49	50	
		Margas de Forcall						C <sub>15</sub> <sup>1</sup>
	BEDOULIEN.	Calizas y Margas de Chert			C <sub>14-15</sub> <sup>0-1</sup>	48		
		Arcillas de Morella						
BARREMIENSE		Calizas y Margas de Ares del Maestre		C <sub>W 11-14</sub>	C <sub>W 11-14</sub>	47		
		Areniscas de Camarillas						
HAUTERIVIENSE								

Cuadro 1.5.10 —Equivalencia entre las formaciones y unidades cartográficas del Cretácico inferior de la Cubeta de Aliaga (Cuenca de Mora de Rubielos).

*Salpingoporella annulata* (CAR.), *S. dinarica* (ROD.), *Heteroporella cylindrica* (SOK. y NIK.) y *Munieria bacónica* (DEECKE) y ostrácodos marinos como *Clitocytheridea aff. brevis* (CORN.), *Cytherella pyri-formis* (CORN.), *Macrocypris horatiana* (JONES y SHERB.), *Centrocythere bordeti* (DAM. y GROSD.).

#### B) Formación Arcillas de Morella.

Esta Formación está representada en el perfil de Aliaga y posiblemente en la base del perfil del Saucar, no habiéndose reconocido en el sector más occidental. Está constituida por un conjunto lutítico en el que se intercalan delgados niveles que a veces corresponden a lechos canalizados de areniscas o calizas arenosas (*packstone*) y que hacia techo pierden parcialmente su contenido en arenas. La extensión e importancia de esta unidad es mayor hacia el Sur y Este, fuera del mapa E. 1:200.000 de Daroca.

Litológicamente está constituida por arcillas y limos, a veces margosos de tonos grises a verdosos, rojos y violáceos, de aspecto masivo o con laminación paralela ocasional. Las areniscas y calizas arenosas presentan sus bases erosivas y cuerpos canalizados con estratificación cruzada y con algunos restos fósiles y frecuentes bioclastos. Las calizas son *wackstone* a *packstone*, a veces nodulosas, y con bioturbación

moderada. Su potencia en el perfil de Aliaga es de 60 m. (Figura 1.5.5).

Su contenido fósil comprende charáceas, ostrácodos, orbitolinas, ostreidos, equinodermos, gasterópodos, algas dasycladaceas y foraminíferos. Se han clasificado *Choffatella decipiens* (SCHLUMB.), *Everticyclammia cf. greigi* (HENSON.), *Palorbitolina?* sp., *Clithorocytheridea brevis* (CORN.), *Cypridea propunctata* (SYLV. BRAD.), *Cypridea aff. tumescens* (AND.), *Darwinula* sp., *Paracypris* sp., *Flabellochara* sp., *Globator trochiliscoides* (GRAMB.), *Asciidiella Ibérica* (GRAMB.) y *Atopochara* sp. que permiten asignar una edad Barremiense medio-Barremiense superior a esta Formación.

Se han diferenciado tres facies correspondientes a materiales terrígenos y carbonatados:

Facies de arcillas grises y rojas, masivas y/o bioturbadas.

Facies de areniscas, en cuerpos generalmente canalizados con *lags* de cantos y niveles de acumulación de bioclastos.

Facies de *mudstones* a *wackstones* nodulosos y bioturbados con bases canalizadas y *rills* bioclasticos. En ocasiones contienen gasterópodos, equinodermos y foraminíferos.

La asociación de estas facies se realiza en dos secuencias (fig. 1.5.11). La primera (fig. 1.5.11 a), es una sucesión marina somera, posiblemente supramareal fangosa, con episodios de mayor energía en relación con fuerte oleaje y tempestades. La segunda (fig. 1.5.11 b) presenta un término basal arenoso y un tramo superior lutítico. En ambos existen restos bioclásticos y se interpretan como depósitos de corrientes tractivas que distribuyen los materiales terrígenos hacia zonas de clara influencia marina, representadas por los bioclastos y por los niveles de tormenta (marejada). Corresponden a una llanura costera, posiblemente de tipo deltaico, surcada por canales distributarios que desembocan en una llanura supramareal fangosa con charcas y áreas de drenaje canalizadas, expuesta al fuerte oleaje o marejada, que deja pequeños depósitos de alta energía intercalados.

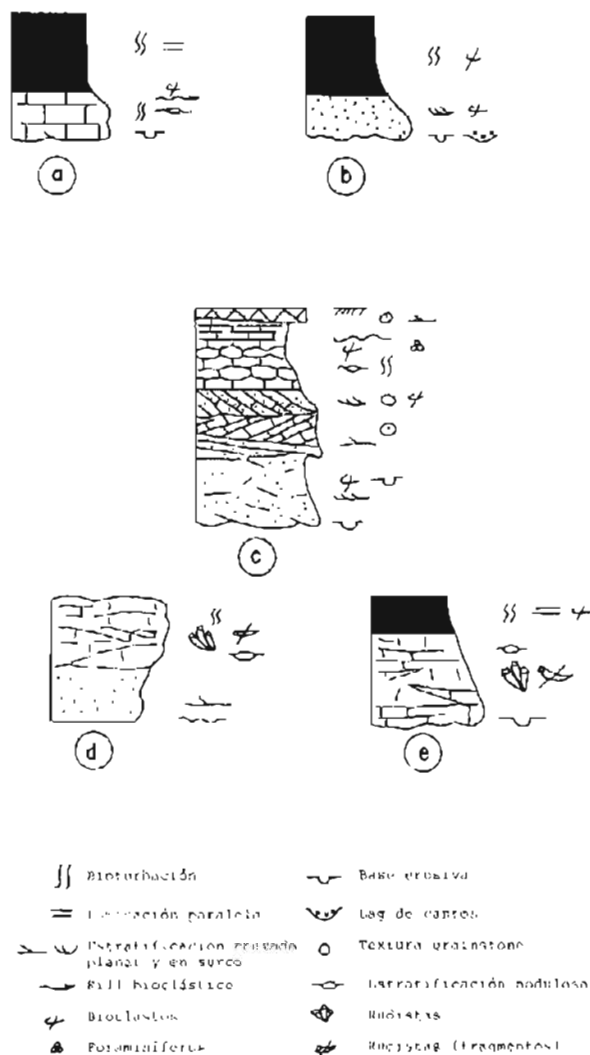


FIG. 1.5.11.—Secuencias tipo de las Formaciones Arcillas de Morella (a y b), Calizas y margas de Chert (c) y Calizas de Villarroya de los Pinares (d y e)

### C) Formación Calizas y margas de Chert.

Se ha identificado en la parte oriental de la Cubeta de Aliaga, donde aflora como una sucesión de calizas arenosas, areniscas, calizas bioclásticas y oolíticas, y calizas nodulosas con abundantes restos fósiles.

Las calizas arenosas de la base de la unidad son *packstones* arenosos con bioturbación y algún bioclasto. Las areniscas constituyen un importante resalte con superficies erosivas y estratificación cruzada. Las calcarenitas bioclásticas y oolíticas (*packstone-grainstone*) tienen estratificación cruzada y las calizas nodulosas fosilíferas son *wackstones* con orbitolinas y ostreidos.

El conjunto presenta frecuentes cambios laterales de facies. Su límite inferior es ligeramente transicional y el superior es un *hard-ground* con perforaciones y acumulación de fauna.

La potencia de 10 m en el Saucar y de 25 en Aliaga, parece disminuir hacia el Norte y Este. (Figura 1.5.5).

Su contenido fosilífero es abundante. Se han reconocido orbitolinas, lamelibránquios (ostreidos) gasterópodos, equinodermos, briozoos, serpulidos, algas dasycladáceas, ostrácodos y otros foraminíferos, entre los que cabe citar: *Orbitolinopsis* aff. *Kiliani* (PREVER.), *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC.), *Sebaudia minuta* (HOFKER), *Nautiloculina cretacea* (PEYB.), *Pseudocyclammina hedbergi* (MAYNC.), *Palorbitolina* cf. *lenticularis* (BLUMEN.), *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Cylidroporella* aff. *sudgeni* (ELLIOT), *Salpingoporella melitae* (RAD.) y *Salpingoporella dinarica* (RAD.) que caracterizan una edad Barremiense superior-Aptiense inferior (Bedouliense).

Incluye diversos tipos de facies terrígenas, carbonatadas y mixtas:

Facies de areniscas calcáreas y calizas arenosas, con bases erosivas, granoselección negativa, bioclastos dispersos, tubos y bioturbación.

Facies de arenas, con bases erosivas de geometría canaliforme, estratificación cruzada en surco y bioclastos dispersos; *grainstones* oolíticos y arenosos, con estratificación cruzada en surco y bioclastos dispersos, y *grainstone* oolítico, con estratificación cruzada planar.

Facies de *wackstones* nodulosos, bioclásticos, bioturbados.

Estas facies muestran una asociación única, correspondiente al conjunto de la unidad (fig. 1.5.11 c).



En esta sucesión la base está constituida por las facies de arenas canalizadas que representan un canal mareal, en donde se canalizan los flujos terrígenos hacia zonas distales, sobre ella progradan los *shoals* oolíticos del complejo de barras que actuarían de barrera, protegiendo parcialmente una plataforma interna (*lagoon*). Las facies de *grains-tones* oolíticos-arenosos, se interpretan como episodios de *wash-over*, que redistribuyen material arenoso y oolítico hacia las zonas internas. El *lagoon* está representado por las facies de *wackstone* nodulosos, que cubren los depósitos precedentes y que a su vez son recubiertos por nuevos episodios de migración de barras oolíticas en el techo de la sucesión.

La sedimentación tiene lugar en el contexto de una plataforma interna-*lagoon*, cerrada, al menos parcialmente, por un cinturón de *shoals* oolíticos que actuarían de barrera energética, y surcada por una red de canales de marea que canalizaría los flujos terrígenos procedentes del continente.

#### 1.5.3.3. Formaciones Margas de Forcall y Calizas de Villarroya de los Pinares (49). Bedouliense superior-Gargasiense.

##### A) Formación Margas de Forcall.

Esta unidad, descrita anteriormente entre las Formaciones de la Cubeta de Oliete, tiene gran continuidad lateral, apareciendo con características similares en la Cubeta de Aliaga. En esta región se ha identificado en los perfiles de Aliaga y el Saucar, correspondientes al sector centro-occidental, mientras que no se ha reconocido en el sector oriental. Sus características de sucesión litológica con irregulares intercalaciones margosas, le proporcionan un aspecto característico en campo sirviendo como nivel guía de referencia entre los distintos conjuntos carbonatados superior e inferior.

Está constituida por margas grises y verdosas o amarillentas, a veces laminadas o bioturbadas, con intercalaciones de niveles irregulares de calizas nodulosas (*wackstone*) con abundantes restos fósiles. Las calizas pueden aparecer como lechos canalizados o como acumulaciones en pequeños montículos de orbitolinas. Los niveles son muy discontinuos, lo que provoca, en función de la mayor o menor cantidad de niveles calcáreos intercalados, el que la unidad aparezca como más o menos litítica.

Los límites suelen ser bastante netos. El inferior está constituido por la superficie ferruginosa y colonizada del techo de la unidad infrayacente, por lo que la aparición de las margas es brusca. El techo es igualmente neto, debido a la aparición de los niveles de calizas bioconstruidos de la unidad suprayacente

(Aliaga) o de los tramos arenosos intercalados en la misma unidad (El Saucar).

Su potencia es bastante uniforme, aunque parece disminuir hacia el Norte y Oeste. Aparece con 30 m en Aliaga y 18-20 m en El Saucar. Las isopacas de esta Formación se muestran en la figura 1.5.12, unidas a las de la Formación Calizas de Villarroya de los Pinares, con la que compone una megasecuencia deposicional.

El contenido paleontológico es bastante abundante, sobre todo en los niveles calcáreos que acumulan abundantes restos y fragmentos. Se han reconocido lamelibranquios (ostreidos), gasterópodos, serpulidos, equinodermos, briozoos, algas calcáreas, orbitolinas y otros foraminíferos, tales como: *Choffatella decipiens* (SCHL.), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Pseudocyclammina* cf. *hedbergi* (MAYNC.), *Debarina hahounerensis* (FOUR RAOULT y VILA), *Nezzazata simplex* (OMARA), *Everticyclammina virguliana* (KOECHL.), *Neomeris pfenderae* (DKONIS y EPIS.), *Schuleridea* aff. *jonesiana* (BOSQUET.), *Palorbitolina lenticularis* (BLUM), *Boueina hochteteri* (TOULA), *Permocalculus inopinatus* (ELLIOT) y *Salpingoporella* sp., conjunto faunístico que permite asignar una edad Bedouliense a esta Formación.

##### B) Formación Calizas de Villarroya de los Pinares.

Es la formación de mayor extensión dentro de la Cubeta de Aliaga. Constituye el techo de la sedimentación marina del Cretácico inferior, formando un gran relieve calcáreo sobre las margas de Forcall subyacentes.

Se trata de calizas con estratificación irregular a nodulosa con abundante presencia de rudistas (*Toucasia*, *Pseudotoucasia*) bien en posición de vida, o en forma de restos bioclásticos, *packstone-boundstone* (*framestone*), que alternan con niveles de margas calcáreas.

En la base pueden aparecer areniscas en gruesos bancos con estratificación cruzada y superficies erosivas (El Saucar-Barranco de la Vega-Mina Carmencita), aunque a veces se intercalan entre los niveles calcáreos con rudistas (Barranco de la Vega-Fuente de Pérez). Esta sucesión litológica está afectada por importantes cambios laterales de facies. Entre éstos, los más importantes corresponden a los potentes tramos arenosos basales, de mayor desarrollo en el sector occidental y que se extienden hacia la parte central, desapareciendo hacia el Este y Sur. Por otro lado, los niveles arenosos intercalados entre los tramos calcáreos presentes hacia el Oeste, pasan lateralmente a lutitas bien patentes en la parte central y de menor desarrollo hacia el Sur. (Figura 1.5.13).

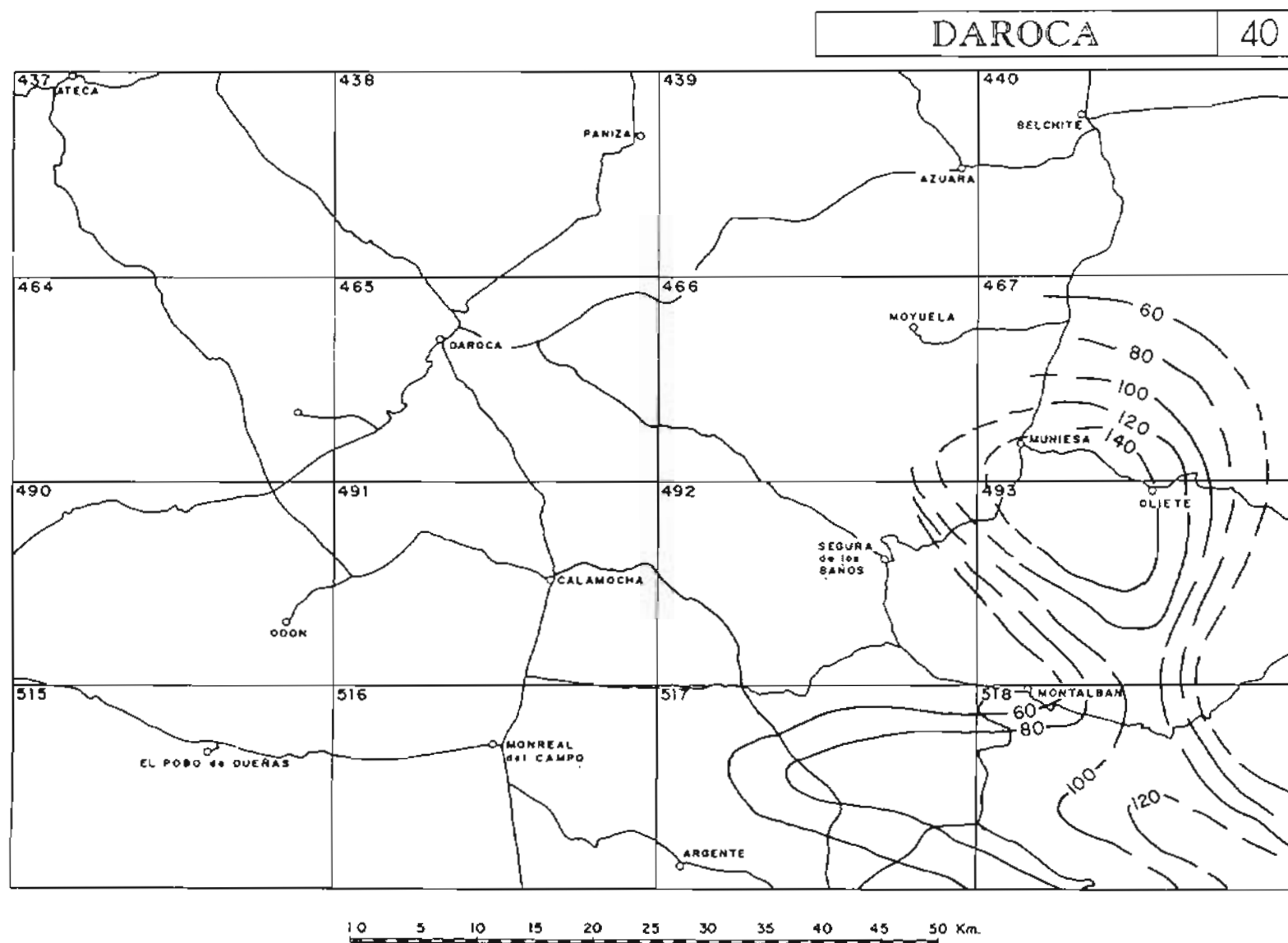


FIG. 1 5 12.—Mapa de isopacas de la secuencia deposicional 2 del Cretácico inferior. Formaciones Forcall y Oliete (Cubeta de Oliete) y Forcall y Villarroya de los Pinares (Cubeta de Aliaga).

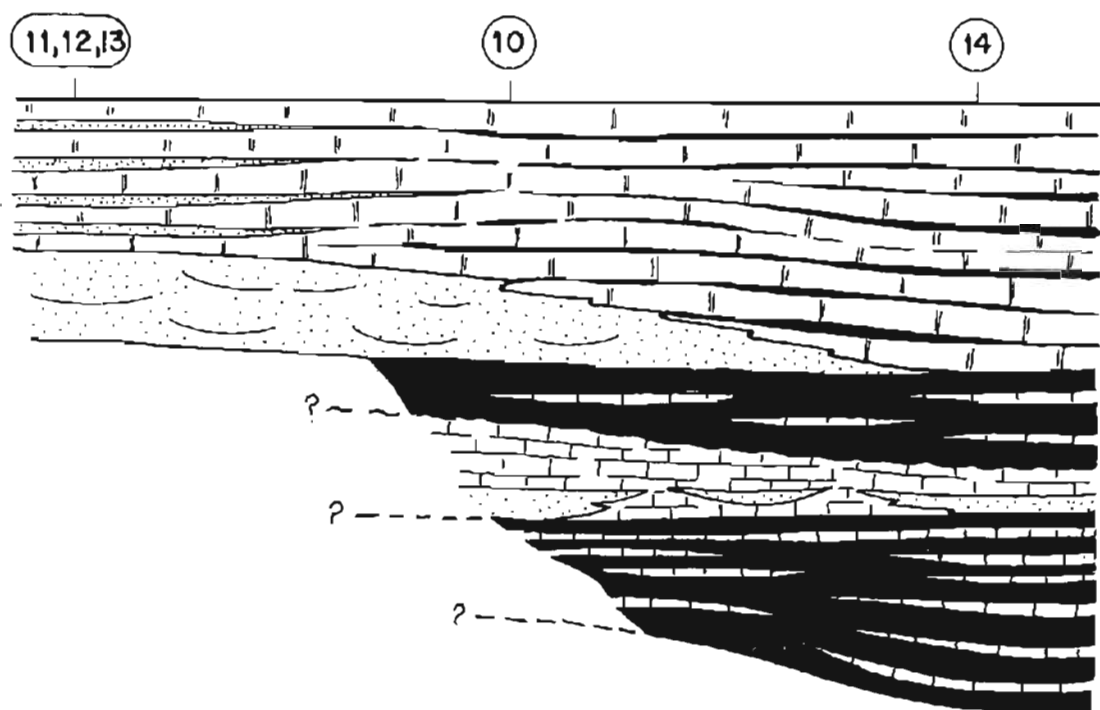


FIG. 1.5.13.—Gráfico de distribución de facies de la Formación Calizas de Villarroya de los Pinares

El límite inferior de esta unidad es neto sobre las margas de Forcall, mientras que el superior es transicional, aunque rápido, hacia los lignitos de Escucha en dirección Norte o a las calizas de Benasal hacia el Sur.

La potencia de esta unidad se mantiene entre 70 y 80 m. (Figura 1.5.12).

Su contenido paleontológico es rico y variado, y comprende: bivalvos (ostreidos, rudistas), gasterópodos, equinodermos, corales, briozoos, serpulidos, ostrácodos, algas calcáreas, orbitolinas y otros foraminíferos. Se han clasificado: *Palorbitolina lenticularis* (BLUM.), *Praeorbitolina* sp., *Permocalculus inopinatus* (ELL.), *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Pseudocyclammina hedbergi* (MAYNC.), *Debarina hahounerensis* (FOUR., RAOULT., VILA), *Nezzazata simplex*, *Sabaudia minuta*, *Choffatella decipiens* (a.) (SCHLUMB.), *Daxia cenomana* (CUV. y SZAK), *Cuneolina hensoni* (DALBIEZ), *Neotrocholina* cf. *friburgensis* (GUILL. y REICH.), *Lithocodium aggregatum* (ELLIOT), *Salpingoporella* cf. *muehlbergi* (PIA.), *Salpingoporella* sp., *Neocythere* sp., *Paracypris* cf. *jonesi* (BONNEMA) y *Doloccytheridea* aff. *bosquetiana* (JONES y HIND.).

La edad de esta Formación, mediante la asociación faunística citada, es de Bedouliense terminal a Gargasense.

Las facies diferenciadas en esta unidad son: areniscas con estratificación cruzada en surco y planar, en cuerpos tabulares o canalizados de bases irregula-

res. Margas más o menos calcáreas, generalmente bioturbadas y a veces laminadas. *Packstones* y *framestones* de rudistas, que constituyen *mounds* de talla pequeña a media, con individuos en posición de vida que atrapan fango (*bafflestones*) y sus facies bioclásticas de flanco con abundantes fragmentos.

La asociación de estas facies se realiza en dos tipos de secuencias, figura 1.5.11. En la primera de ellas, figura 1.5.11 d, se muestra el crecimiento de los organismos constructores sobre las facies arenosas, que se disponen en barras que al cesar su actividad permiten la colonización y el crecimiento de rudistas. Esta secuencia muestra localización marginal de influencia terrígena, alternando con episodios de expansión colonizadora. La secuencia de la figura 1.5.11 e, más generalizada y representativa de esta unidad, muestra los términos inferiores de bioconstrucción, con las facies bioclásticas de flanco y sobre ellas las margas que se depositan en las zonas de sombra entre los *patches* arrecifales.

El contexto en el que tienen lugar corresponde a una plataforma interna submareal protegida, favorable al desarrollo de colonias de rudistas, y una zona proximal con influencia terrígena importante. En la base de la unidad y en las áreas marginales, la influencia terrígena se manifiesta como sucesiones arenosas en conjuntos granocrecientes, con algunas cicatrices internas, estratificación cruzada, bioturbación y pistas, que pueden interpretarse como depósitos de llanura costeras o deltaicas sobre las que se produciría la invasión marina que caracteriza la unidad.

#### 1.5.4. SECTOR MAESTRAZGO.

##### 1.5.4.1. Formación Lignitos de Escucha (51). Arenas, arcillas y niveles de lignitos. Aptiense superior-Albiense inferior.

En 1971 AGUILAR et al. definen en el área tipo de Utrillas las Formaciones Lignitos de Escucha y Arenas de Utrillas. La primera, equivalente a las capas de Utrillas inferiores de HAHNE, alude al término litológico más característico, si bien no mayoritario, entre los que la integran. La segunda, equivalente a las capas de Utrillas superiores, conserva el significado del nombre generalizado por el uso. CERVERA et al. (1976) definen la Fm. Escucha y proponen su división en tres miembros. El inferior corresponde al estratotipo de la Fm. Escucha, de AGUILAR et al. (1971); el inferior más el medio a las capas de Benasal, de CANEROT (1974); mientras que los materiales que anteriormente habían sido dados como base de o transición a la Fm. Utrillas constituyen el miembro superior. PARDO y VILLENA (1979) y MARTÍN (1986) coinciden en atribuir a la F. Escucha un ambiente deltaico progradante con influencia mareal. Por último, PARDO et al. (1987) en el «Informe Sedimentológico de las Formaciones Utrillas y Escucha», efectuado como informe complementario a esta Memoria, analizan con detalle todos los aspectos litológicos, sedimentológicos y paleogeográficos de ambas formaciones.

La Fm. Escucha está constituida por tres miembros que forman un conjunto de materiales esencialmente detriticos, con facies heterogéneas, entre los que destacan por su interés económico los niveles de lignito. Para su estudio se han levantado las columnas que aparecen situadas en la figura 1.5.14.

El Miembro Inferior está constituido por lutitas grises y margas de color caqui con intercalaciones de areniscas rojizas a grises en cuerpos de tendencia tabular y potencia métrica.

Las margas y las lutitas engloban niveles lumaquéllicos de gasterópodos y lamelibranquios. Las últimas, además, presentan horizontes de calizas nodulosas blancas, nódulos de hierro y carbonatos, e incluyen capas de lignito de potencia centimétrica a métrica. La potencia de estos tramos blandos puede alcanzar los 50 m.

Las areniscas son de grano muy grueso a fino, ocasionalmente con cantos calizos, frecuentemente bioclásticas, con matriz arcillosa generalmente escasa y proporciones variables de cemento calizo y siderítico. Los bioclastos son fragmentos de ostreidos, briozoos, equínidos, foraminíferos y algas. Los gra-

nos terrígenos son cuarzo y feldespato potásico, en general poco rodados.

El análisis detallado de la sección tipo del Mb inferior en la cuenca de Aliaga-Utrillas (barriada sur de Utrillas; fig. 1.5.14) ha conducido a la identificación de varios ambientes sedimentarios que se suceden en la vertical. Los tramos inferiores se organizan según secuencias de tipo E-1 (fig. 1.5.15) y representan la implantación (¿ruptural?) de un medio continental que podría corresponder a una llanura aluvial costera. En los tramos superiores se reconocen tres asociaciones de facies: la E-1 ya mencionada y las E-2 y E-3 (figs. 1.5.15 y 1.5.16). E-2 se interpreta como el relleno de un *lagoon*, mientras que E-3 responde a una asociación de llanuras arenoso-lutíticas dominadas por el oleaje. Ambas culminan con ambiente de marismas.

En la cuenca de Estercuel-Ariño, donde la potencia del Miembro es sensiblemente menor, se reconocen estructuras generadas por la acción mareal (principalmente estratificación sigmoidal de pequeña a media escala), prácticamente ausentes en la sección descrita.

Paleontológicamente, el Miembro Inferior es rico, tanto en macro como en microfauna. Constituye niveles lumaquéllicos especialmente de ostreidos y gasterópodos turritelados (*Vicaria*, *Glaucania lujanii*). Se encuentran también *Trigonia*, *Nerinea*, erizos irregulares y corales solitarios.

En los niveles calizos y de areniscas bioclásticas se encuentran, además de fragmentos de macrofauna, miliólidos, orbitolínidos y otros foraminíferos. Por último, en los niveles margosos son abundantes los ostrácodos de ambientes oligo y mesohalinos: *Cypridea*, *Uvulilla*, *Darwinula* y *Bisulcocypis*; y de ambientes de salinidad fluctuante o marina normal: *Macrodentina*, *Macrocypris*, *Schuleridea*, *Bisulcocypis*, *Eocytheropteron*, *Cytherella*, *Cythereis* y *Doloccytheridea*; así como Foraminíferos de concha arenácea o aglutinada: *Ammobaculites*, *Verneuilina*, *Haplofhragmoides*, *Trochammina*, etc. En cuanto a la flora, son abundantes los fragmentos vegetales, impresiones de hojas en las lutitas grises, y characeas (*Atopochara trivolvris*) en los niveles calizos asociados a ellas. MENÉNDEZ y ESTERAS (1964) destacan la presencia de *Hystricosphaeridium ramuliferum*, típico de medios pantanosos litorales.

El Miembro Inferior puede datarse como Aptiense superior-Albiense inferior a partir de las determinaciones de AGUILAR et al. (1971) en su definición de la Fm. Escucha. Según tales determinaciones, corresponde al Aptiense superior la fauna de los tramos 1 a 5 del perfil de la barriada sur y al Albiense inferior la de los tramos 10 al 16 por la

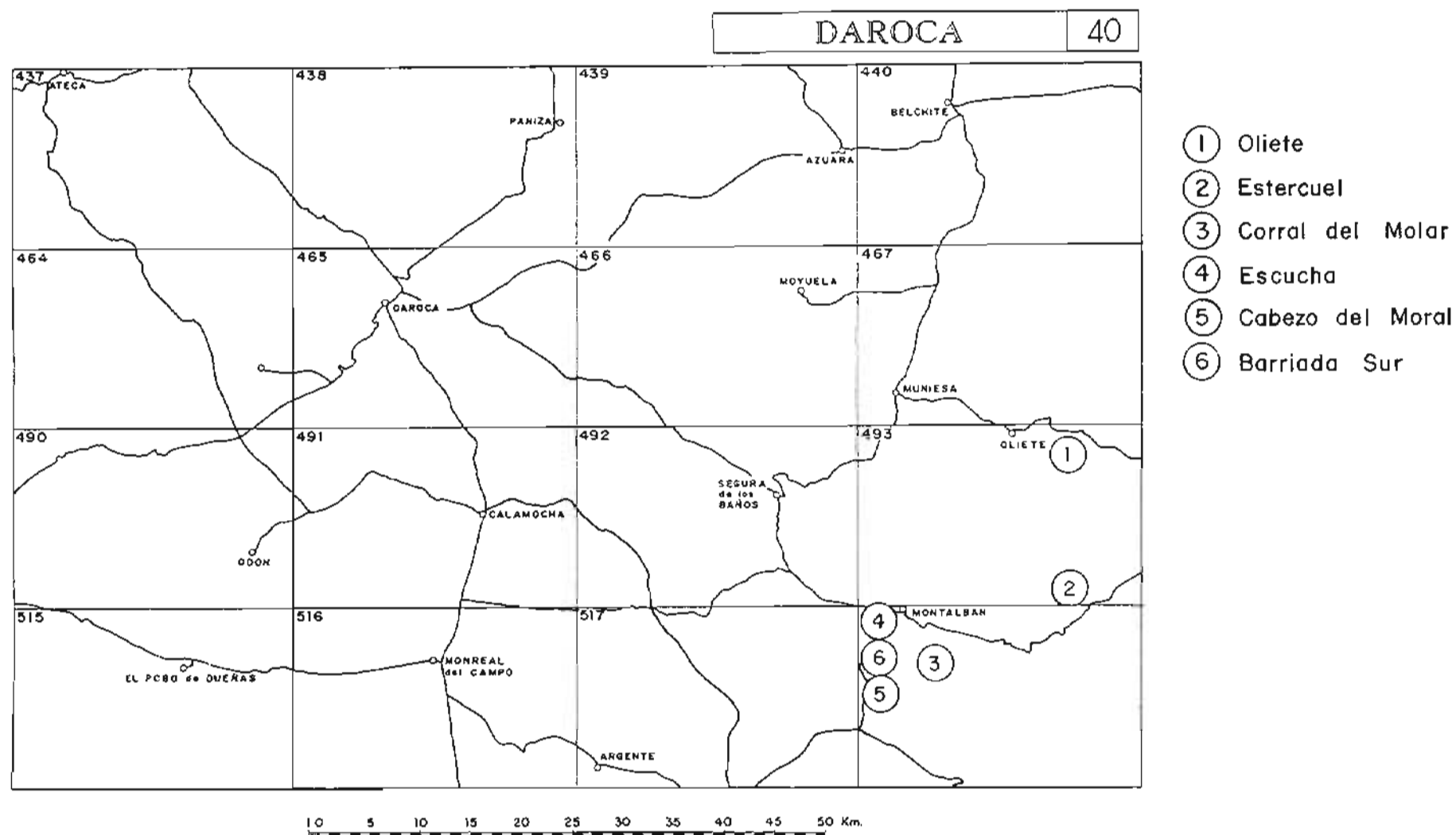
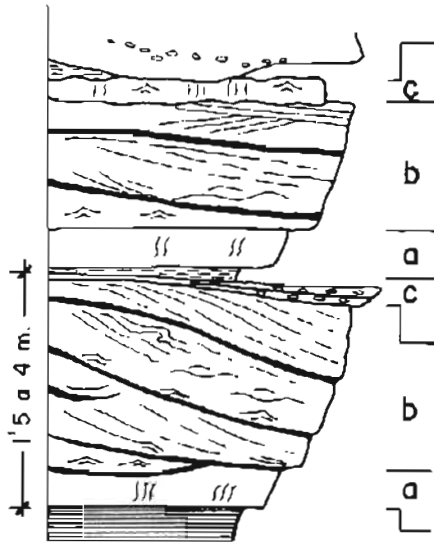


FIG 1 5.14.—Situación de las columnas estratigráficas levantadas en la Formación Escucha.

Cuerpo de areniscas bioclásticas de continuidad lateral de orden kilométrico pero con variaciones de espesor, con ordenación secuencial negativa formada por los siguientes términos:

## E-1

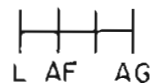


a. Areniscas masivas intensamente bioturbadas. Contacto basal neto o gradacional.

b. Areniscas con estratificación cruzada de gran escala y ángulo variable de alto a muy bajo según la sección observada. Las superficies de acreción lutítico-arenosas, centi a decimétricas delimitan barras de morfología sigmoidal (en el sentido clásico) de espesor decimétrico-métrico, con frecuencia amalgamadas. Internamente presentan laminación cruzada planar de granulometría variable, sin lutita, con alternancia de granos bioclásticos y terrígenos, con frecuencia convolucionada por escape de fluidos; truncaciones de tipo *swaley* y localmente laminación *hummocky*. Laminación de *ripples* de oscilación más frecuente en los intervalos pelítico-arenosos.

Contacto basal transicional.

c. Areniscas intensamente bioturbadas con *ripples* de oscilación con laminación de bajo ángulo y acumulación de restos orgánicos (fragmentos de conchas, fragmentos vegetales), con techo frecuentemente oxidado. Contacto basal irregular o neto.



Secuencia esencialmente lutítica, de potencia decamétrica, de continuidad lateral hectométrica a kilométrica, con ordenación secuencial de tendencia negativa formada por los siguientes términos:

a. Calizas margosas grises interestratificadas con margas pardas. Los estratos calcáreos son de potencia métrica y contienen foraminíferos de concha aglutinada. Contacto basal neto.

b. Arcillas margosas y limosas de colores oscuros, masivas o en láminas milimétricas con capas decimétricas a métricas de carbón autóctono (niveles de raíces) y fauna de gasterópodos (*Glauconia lujani*). Intercalaciones esporádicas de areniscas con estratificación sigmoidal y lumaquelas con fragmentos de ostreidos, ambos de potencia decimétrica y continuidad visible decamétrica a hectométrica. Paso gradual desde el término a.

## E-2

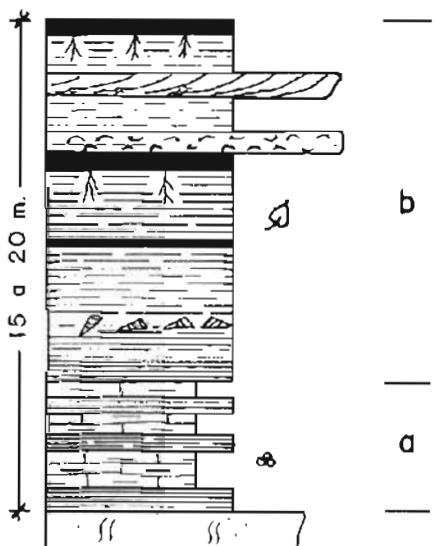
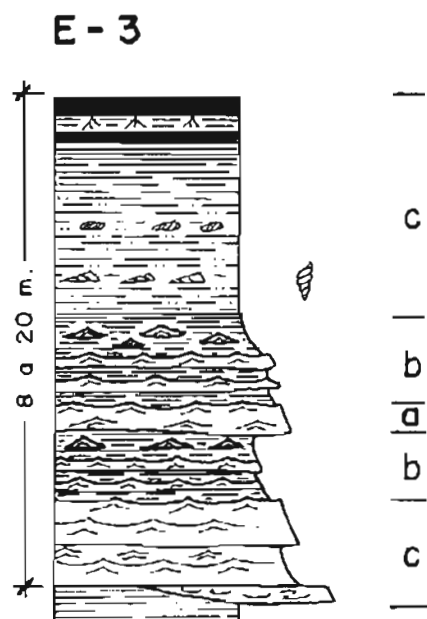


FIG. 15 15. Secuencias tipo del Miembro Inferior de la Formación Escucha.



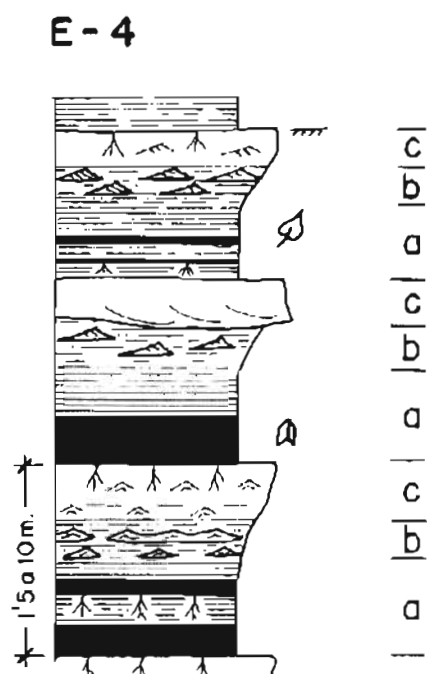
Cuerpo arenoso-lutítico de potencia métrica a decamétrica y continuidad lateral decamétrica a hectométrica a escala de afloramiento, con ordenación secuencial positiva formada por los siguientes términos:

- a. Areniscas bioturbadas y pobres en lutita, con laminación debida a *ripples* de oscilación. Base ligeramente canalizada, localmente con acumulación de ostreidos.
- b. Areniscas muy finas y limos con estratificación *flaser*, *wavy* y lenticular. Contacto inferior gradacional.
- c. Arcillas limosas con nódulos de Fe. Incluyen niveles lumaquéllicos de *Glauconia* hacia la base y capas decimétricas de lignito autóctono a techo. Contacto inferior gradacional.

Secuencia esencialmente lutítica de elevada continuidad lateral y potencia métrica, con ordenación secuencial negativa integrada por los siguientes términos:

- a. Arcillas carbonosas con restos vegetales, masivas o en láminas milimétricas a centimétricas. Incluyen capas de potencia centimétrica a métrica de lignito rico en sulfuros y yeso secundario, desarrollados sobre horizontes de raíces. Contacto basal neto.
- b. Limos arcillosos con láminas de limo grueso o arena fina y estratificación lenticular. Contacto gradacional.
- c. Limos arenosos y/o arenas de grano muy fino a fino con laminación debida a *ripples* de corriente o de oscilación. Techo con perforaciones debidas a raíces y, a veces, costra ferruginosa. La geometría de este término corresponde generalmente a láminas de amplia extensión lateral, con base gradacional al término subyacente. Más raramente corresponde a cuerpos canalizados de reducida potencia.

L AF AG



En los términos a y b pueden presentarse lumaquelas de *Glauconia* y niveles de calizas con estructuras *cone in cone*.

FIG. 1.5 16 —Secuencias tipo de los Miembros Inferior (E-3) y Medio (E-4) de la Formación Escucha

presencia de *Neocythere vanveeni*, *Cythereis reticulata*, *Platycythereis laminata* y *Orbitolina texana*.

Se reconocen algunas lumaquelas de gasterópodos (*Glaucania*) y lamelibranquios, especialmente en el sector noroccidental de la cuenca de Aliaga-Utrillas. Son abundantes los restos vegetales; BOULARD y CANEROT (1970) identifican una asociación esporopólinica con diversas especies de los géneros *Gleicheniidites*, *Converrucosisporites*, *Plicatella*, *Apendicisporites*, así como *Chomotribetes* y *Classopollis*, atribuyendo esta flora al límite Aptiense-Albiense.

El Miembro Medio, de mayor extensión que el infrayacente definido en el área tipo Utrillas-Escucha (serie Cabeza del Moral), supone un cambio gradual de facies que en la zona de Estercuel-Ariño es rápido y puede ir asociado a paleosuelos. El límite superior se modifica respecto al marcado por CERVERA et al. y se considera que la facies de limos barbados del techo del Miembro Medio sería en realidad de la base el Miembro Superior. Por tanto se redefine de la siguiente manera:

El Miembro Medio queda restringido a las lutitas con lignito que constituye los tramos basales de su definición original, mientras que las facies erosivas de limos barbados se incorporan a la parte basal del Miembro Superior.

Litológicamente está constituido por lutitas grises y negras, con niveles de lignito explotables, entre las que se intercalan cuerpos laminares de limos y arenas de grano fino, de espesor en general menor de 1 m, y más raramente cuerpos lenticulares de arenas de potencia métrica. Incluyen también calizas blancas con estructuras *cone in cone* formando capas decimétricas de gran continuidad lateral o niveles discontinuos elipsoidales. Este Miembro presenta una potencia habitual entre 56 y 70 m.

Sedimentológicamente se trata de una sucesión de secuencias del tipo E-4 (fig. 1.5.16), en la que se aprecian finos depositados por decantación y acumulación de restos vegetales, así como aportes crecientes de material detrítico. Estas asociaciones se interpretan como depósitos de colmatación de marismas.

Se reconocen algunas lumaquelas de gasterópodos (*Glaucania*) y lamelibranquios. BOULOUARD y CANEROT (1970) identifican una asociación esporopólinica con diversas especies de los géneros *Gleicheniidites*, *Converrucosisporites*, *Plicatella*, *Apendicisporites*, así como *Chomotritetes* y *Classopollis*, atribuyendo esta flora al límite Aptiense-Albiense.

El Miembro Superior tiene su estratotipo en el Barranco de Escucha donde presenta su máximo espesor (unos 170 m visibles). Como se ha señalado anteriormente, se incorporan al Mb. Superior, de CERVERA et al. (1971), las facies de limos barbados subyacentes que, en trabajos anteriores (CERVERA et al., 1976; PARDO, 1979; PARDO y VILLENA, 1979 a; PARDO et al., 1981) se situaban en el techo del Miembro Medio.

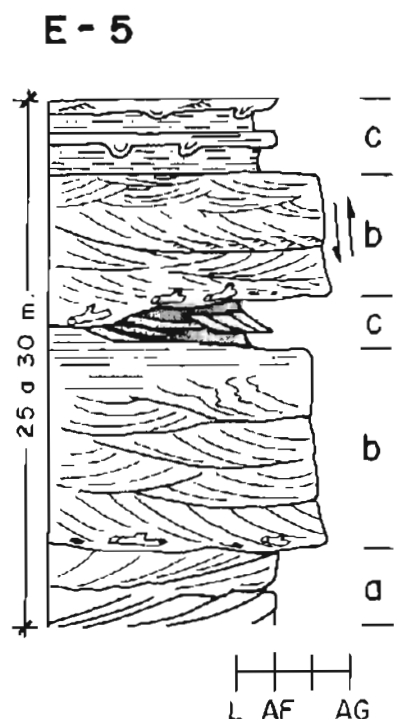
El Miembro Superior es extensivo sobre el Miembro Medio, apoyándose sobre un substrato de edad Bedouliense en el sector noroccidental de la cuenca de Estercuel-Ariño. El techo corresponde a la Fm. Arenas de Utrillas que ocasionalmente bisela dicho Miembro.

Está constituido por limos arcillosos de colores claros con intercalaciones de potentes niveles de arenas blancas y amarillentas. Hacia la base presenta limos oscuros ricos en fragmentos carbonosos, de característico aspecto barbado. Aleatoriamente, cada uno de estos términos litológicos puede ir acompañado por intercalaciones decimétricas a métricas de lutitas negras, muy carbonosas. Los limos incluyen horizontes de potencia decimétrica y gran continuidad lateral de limolitas calcáreas pardas con estructuras esferulíticas. Su fracción arcillosa está formada por caolinita e ilita. Las arenas son de grano fino a medio con matriz arcillosa. Presentan frecuentes depósitos residuales de cantos blandos, fragmentos vegetales carbonizados y silicificados y cantos dispersos de cuarzo, muy rodados, de 2 a 10 cm de diámetro.

Desde el punto de vista sedimentológico, tres son los tipos de secuencias básicas, se han reconocido en los sedimentos del Mb. Superior (fig. 1.5.17). Las secuencias E-5 y E-7 se hallan en una posición estratigráfica equivalente hacia la parte inferior y basal del Miembro. La asociación E-5 evidencia la relación erosiva entre cuerpos arenosos canaliformes y facies intermareales (*nearspring tide sequences*; BOERSMA y TERWINDT, 1981), por lo que «a priori», y aun a falta de correlaciones laterales detalladas debido a las condiciones de afloramiento, tales secuencias podrían ser interpretadas como de canales estuariños (MECKEL, 1975; MUTTI et al., 1985). La asociación E-7 es polémica: *gullies*, estratificación *swaley* y laminaciones onduladas de oscilación y *hummocky*, apuntan una génesis debida, al menos en parte, a un fuerte oleaje de tormentas (WALKER, 1984; McCRORY y WALKER, 1986; CHAN y DOTT, 1986).

Las secuencias del tipo E-6 por lo general se sitúan estratigráficamente en la parte superior del miembro, y representan canales de tendencia meandriforme, con influencia mareal, atravesando una llanura lutítica.

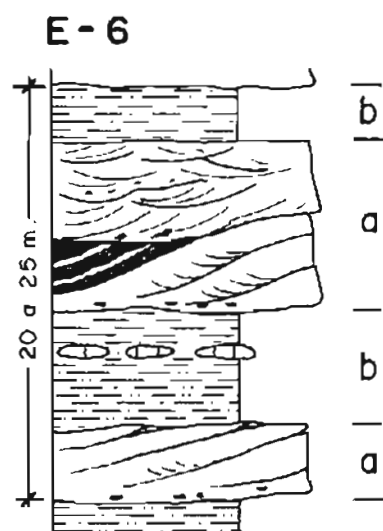




Cuerpo esencialmente arenoso de tendencia lenticular, potencia decamétrica y continuidad lateral hectométrica a escala de afloramiento, con ordenación secuencial positiva, constituido por los siguientes términos:

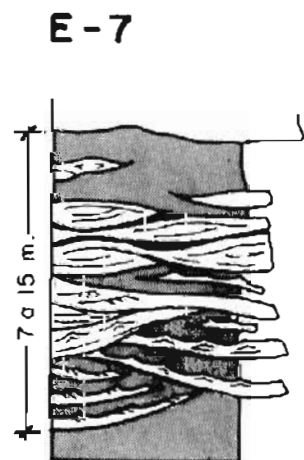
- Arenas de grano medio con estratificación sigmoidal de media a gran escala, constituyendo *tidal bundles*. Superficies de reactivación y *drapes* de lutita.
- Arenas de grano medio, de base canalizada, con depósito residual de fragmentos vegetales, estratificación cruzada en surco de media a gran escala, con láminas convolucionadas y ocasionales *ripples* de *back flow* y laminación plana. Algunas paleocorrientes de sentidos opuestos.
- Arenas y limos, a veces de aspecto barbado, alternando en estratos decimétricos. Laminación horizontal, laminación de *ripples* y estratificación sigmoidal de pequeña y media escala. Estructuras almohadilladas incipientes. Contacto neto o erosivo.

La superposición de secuencias del tipo E-5 puede dar lugar a macrosecuencias de tendencia negativa.



Secuencia arenoso-lutítica de continuidad lateral hectométrica, con ordenación secuencial positiva constituida por los siguientes términos:

- Cuerpo lenticular de arenas de base erosiva, con cicatrices internas a veces netamente canaliformes, jalonadas por cantos blancos. Presenta estratificación cruzada de media escala, ocasionalmente estratificación sigmoidal y superficies de acreción lateral que delimitan barras decimétricas a métricas con laminación buzando en sentido contrario a dichas superficies. Ocasionales inclusiones heterolíticas con estratificación *wavy*.
- Limos arcillosos de colores claros, a veces moteados, con posible bioturbación por raíces y niveles meganodulares de limolitas calcáreas pardas.



Complejo heterolítico de continuidad lateral muy elevada (hectométrica a escala de afloramiento, de orden kilométrico a partir de la correlación de perfiles), sin ordenación secuencial definida. Se desarrolla sobre superficies erosivas de sección canaliforme de dimensiones centimétricas a decamétricas tapizadas por arenas en capas discontinuas de potencia variable, lutitas grises y limos barbados con estratificación *swaley*. Se reconocen amalgamaciones de capas, estratificación *hummocky* y *ripples* de corriente y oscilación de pequeña a gran escala.

FIG 1 5 17 —Secuencias tipo del Miembro Superior de la Formación Escucha

Su contenido paleontológico se limita a abundantes fragmentos vegetales carbonizados y silicificados, y escasas impresiones de hojas.

Con respecto a las potencias acumuladas de los tres miembros de la Formación, el mapa de isopacas (fig. 1.5.18) evidencia dos áreas subsidentes (Aliaga-Utrillas y Estercuel-Ariño) orientadas NW-SE, separadas por el umbral de Montalbán-Ejule y con una fuerte inflexión del eje de la cuenca de Aliaga-Utrilla y otras menores.

## 1.6. CRETÁCICO INFERIOR-SUPERIOR.

### 1.6.1. Formación Arenas de Utrillas (41). Albiense inferior-Cenomaniense inferior.

La Formación Arenas de Utrillas presenta un marcado diacronismo a lo largo de la Cordillera Ibérica, abarcando edades entre el Albiense inferior y el Cenomaniense superior. Tal como fue definida por AGUILAR et al. (1971), recoge en su designación como unidad litoestratigráfica formal un conjunto detrítico reconocible, con facies homogéneas («facies Utrillas»: arenas caolínicas y lutitas versicolores), en una extensa área peninsular.

Respecto a su límite inferior, presenta problemas la separación de la Fm. Lignitos de Escucha, dada la similitud de facies entre el Miembro Superior de ésta y la Fm. Utrillas. Los datos que apoyan una ruptura entre ambas unidades son los siguientes. En primer lugar, la Fm. Utrillas sobrepasa los límites de la Fm. Escucha de forma que descansa directamente sobre un substrato de cualquier edad. PARDO (1979) señala la ausencia por erosión del Mb. Superior de Escucha en las áreas de Las Parras de Martín y Oncil. MARTÍN (1986) indica su desaparición junto con el Mb. Medio en el sector de Galve. Por otra parte, existe variación petrológica en cuanto al contenido en cuarzo entre ambas unidades. Además, los cuerpos arenosos del Mb. Superior son discontinuos, mientras que el nivel basal de la Fm. Utrillas cubre y sobrepasa el área de estudio, lo que implica un evento expansivo de sedimentación terrígena importante y generalizado.

La serie tipo fue definida por AGUILAR et al. (1971) en la vertiente septentrional de la Muela de San Just y para el estudio de la presente Hoja se han levantado las columnas que aparecen en la figura 1.6.1. En estas series la Fm. Arenas de Utrillas está constituida por arenas y areniscas de colores vivos alternando con lutitas abigarradas, más oscuras a techo de la Formación, donde pueden llegar a ser carbonosas.

Las arenas y areniscas corresponden mayoritariamente al tipo subarcosas, con feldespato potásico

en proporciones inferiores al 20 % de la fracción arena. El tamaño de grano varía de fino a muy grueso observándose una tendencia al aumento del centílo hacia el techo de la formación. Son frecuentes los cantos blandos constituyendo depósitos residuales. La matriz está compuesta por caolinita y cantidades bajas de illita, siendo la relación caolinita/illita creciente hacia techo de la Formación. Las areniscas están cementadas alguna vez por sílice, con cierta frecuencia por carbonatos y habitualmente por goethita y otros óxidos de hierro que debido a procesos de migración postsedimentaria, pueden dar lugar a estructuras secundarias como anillos de Liesegang, costras oquerosas, etc. Se presentan en capas de potencia y geometría variables: centimétricas, de geometría laminar, a métricas, tabulares o lenticulares, a veces acusadamente canaliformes.

Las lutitas son arcillas limosas y limos arcillosos. Pueden incluir nódulos de hierro hacia el techo de la Formación, restos vegetales, sulfuros y sulfatos secundarios, como la alunita; estos últimos pueden concentrarse en horizontes junto con otros minerales como hematites y caolinita. En el sector occidental de la Hoja pueden incluir también cantos dispersos de cuarzo. Constituyen niveles de espesor métrico o decamétrico; los más potentes se sitúan, en general, hacia el techo. En cuanto a su distribución por áreas, las lutitas representan una parte más importante de la Formación en la cuenca de Aliaga-Utrillas que en el resto de la Hoja.

La potencia total de la Formación Utrillas varía desde menos de 10 m en las márgenes de las Sierras de El Pobo y Ojos Negros, en el sector SW de la Hoja, a más de 200 m en el eje de las cuencas de Aliaga-Utrillas y Estercuel-Ariño. El mapa de isopacas de la figura 1.6.2 pone de manifiesto el carácter expansivo de la Formación Utrillas con respecto a la Formación Escucha, así como la tendencia a uniformizar las cuencas, aunque siguen reconociéndose algunos depocentros preexistentes y el Umbral de Montalbán.

Sedimentológicamente, las asociaciones de facies principales reconocidas en la Fm. Utrillas se describen en las figuras 1.6.3 y 1.6.4. Corresponden mayoritariamente a cuerpos canalizados o se relacionan lateralmente con ellos, y para las primeras su diferenciación es debida esencialmente al predominio de unas estructuras sedimentarias u otras y a la relación arenisca/lutita.

Las secuencias U-<sub>1</sub>, U-<sub>2</sub>, U-<sub>3</sub> y U-<sub>4</sub> aparecen localizadas en las partes inferior y media de la Formación, presentan estructuras y geometrías propias de ambientes fluviales y dan lugar a cuerpos arenosos compuestos de tendencia tabular y amplia extensión lateral, separados por intervalos lutíticos, inter-

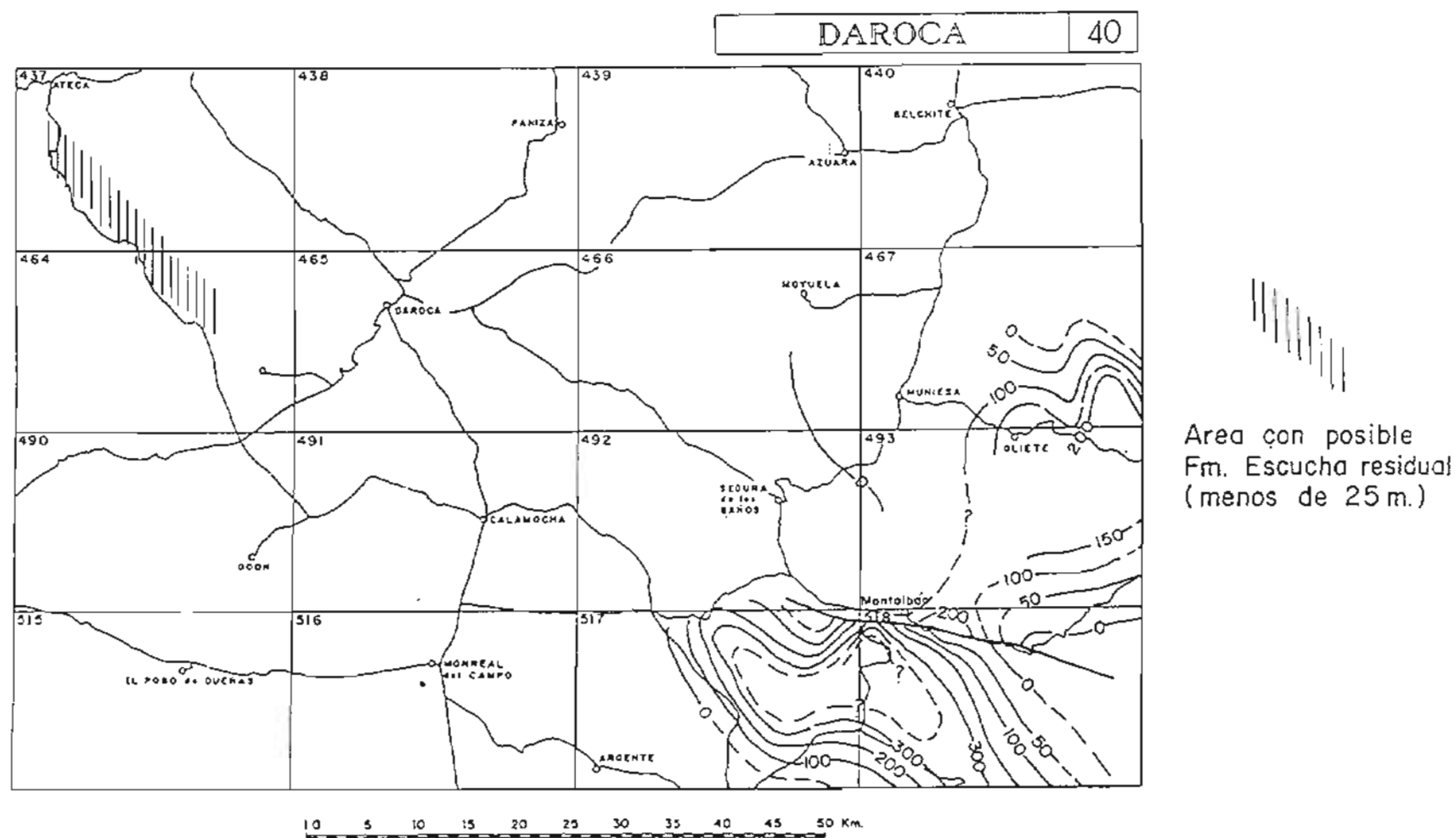


FIG 1.5.18.—Mapa isopacas de la Formación Escucha

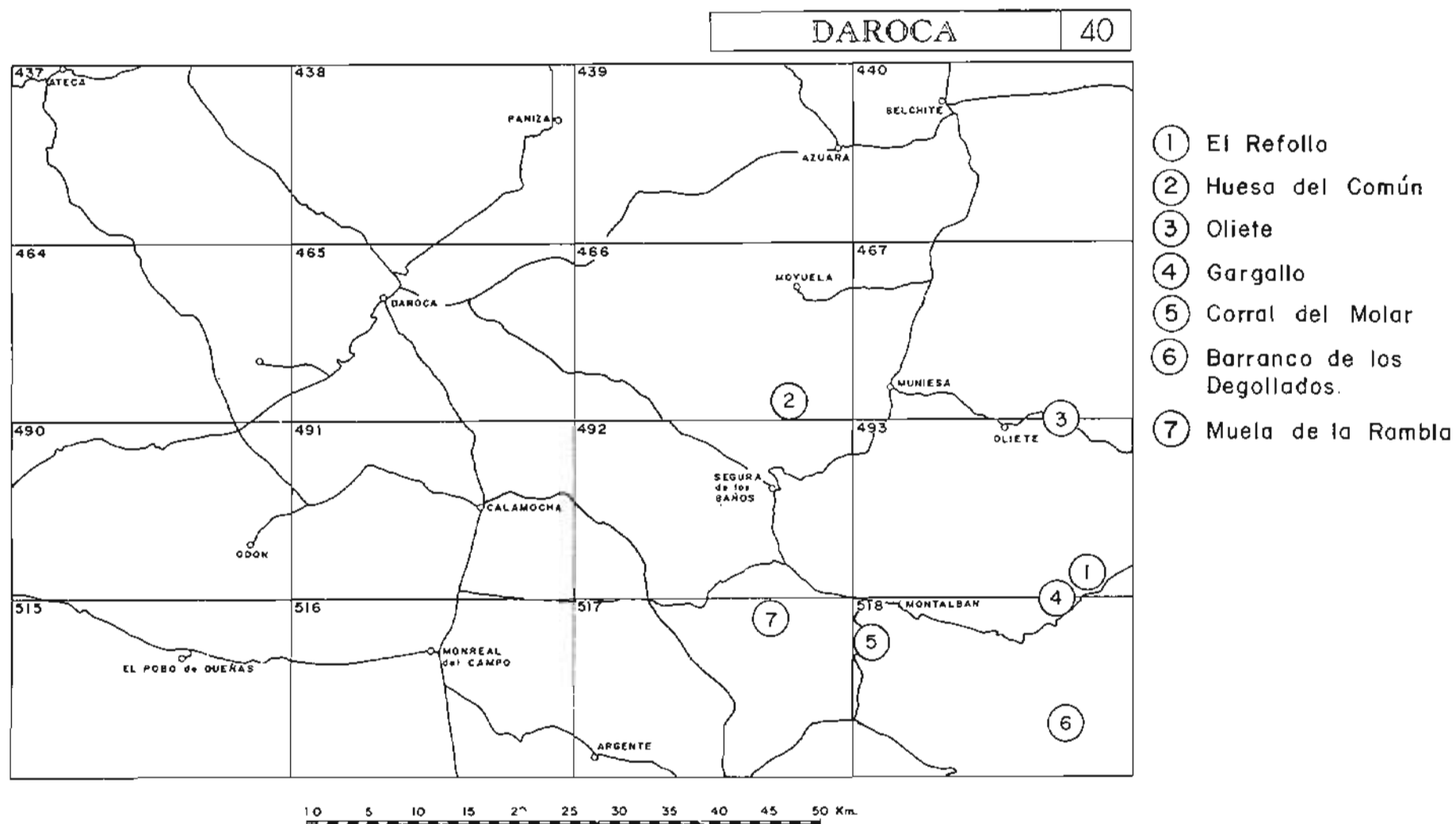


FIG. 1 6 1 —Situación de las columnas estratigráficas levantadas en la Formación Arenas de Utrillas.

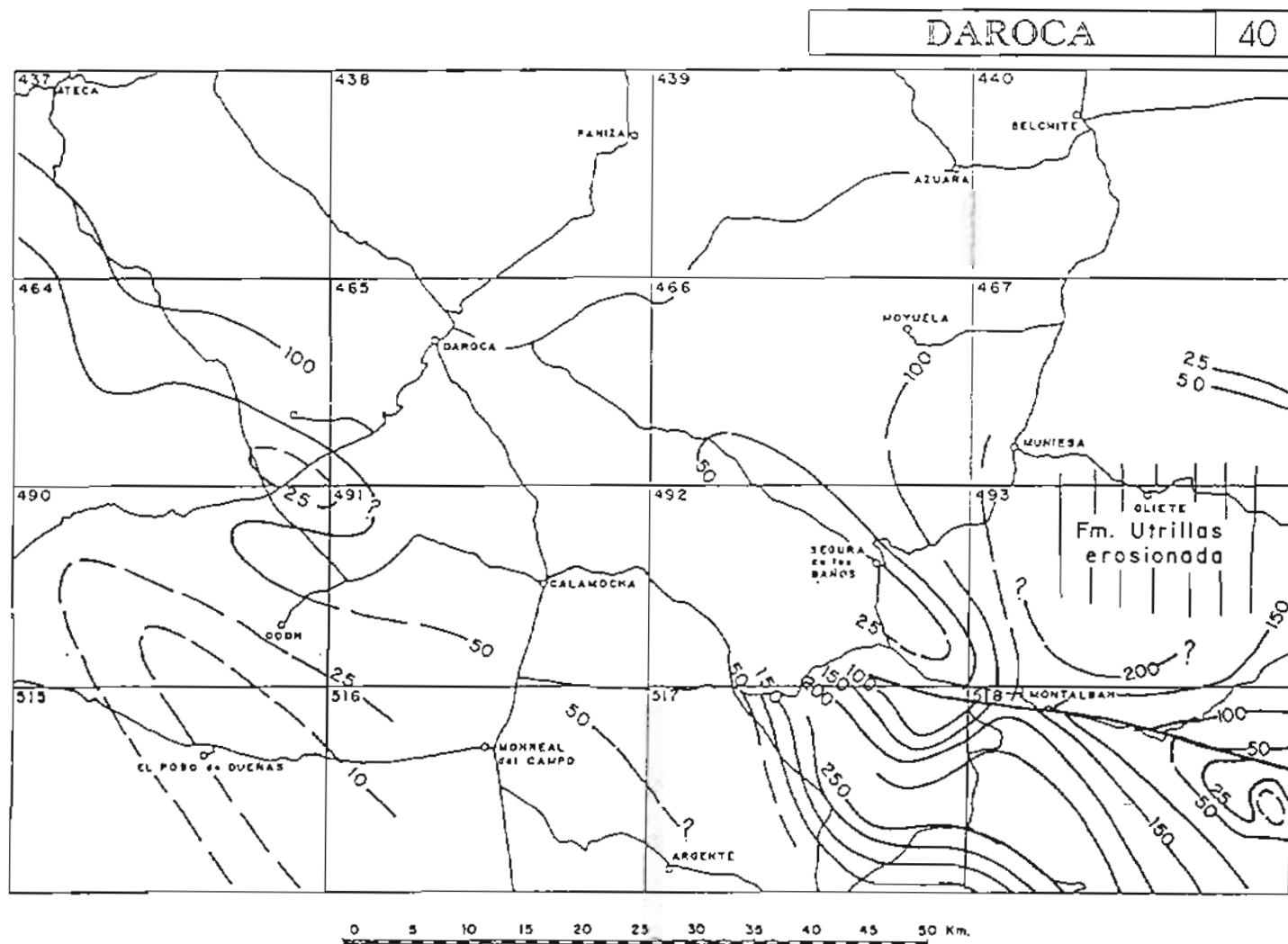
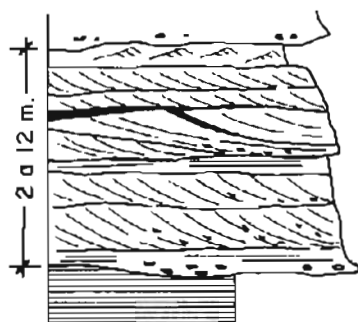


FIG 1 6.2.—Mapa de isopacas de la Formación Arenas de Utrillas.

## U-1

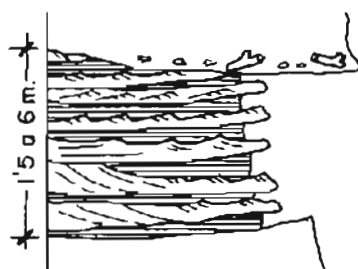


Cuerpo de areniscas de tendencia tabular y amplia continuidad lateral (hectométrica a kilométrica a escala de afloramiento), de potencia métrica a decamétrica, con ordenación secuencial de tendencia positiva. Base erosiva y cicatrices, internas de erosión jalonadas por depósitos residuales discontinuos de cantos blandos.

Internamente está formado por un conjunto de sets de estratificación cruzada planar, tabular o cuneiforme, de media a gran escala, con láminas asintónicas a la base de los sets, alguna superficie pelítica centimétrica discontinua y techos ondulados. Hacia la base, pueden encontrarse niveles centimétricos a decimétricos de laminación plana o de bajo ángulo, y a techo, laminación debida a *ripples*.

Secuencia pelítico-arenosa de tendencia lenticular a tabular, de continuidad lateral decamétrica a escala de afloramiento y potencia métrica, sin ordenación secuencial definida o con ligera tendencia positiva.

## U-2



Internamente está formada por una alternancia de capas de limos grises y areniscas de grano fino a muy fino, de potencia centimétrica a decimétrica, reconociéndose en sentido lateral un incremento de la relación lutita-arena en base a la disminución de potencia de los lechos arenosos que, paralelamente a ello, reducen su tamaño de grano y la escala de sus estructuras, que pasan de laminación de media a pequeña escala y, finalmente, a *climbing ripples*.

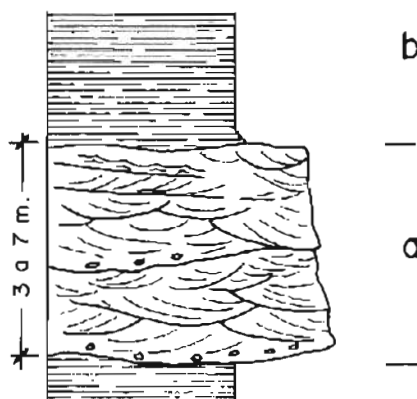
Las secuencias del U<sub>2</sub> pasan lateralmente a las del tipo U<sub>1</sub>.

Secuencia positiva constituida por los siguientes términos:

- Cuerpo arenoso tabular a lenticular, sin lutita, de continuidad lateral decamétrica a hectométrica, con superficie basal erosiva de morfología plana o acusadamente canaliforme y superficies erosivas internas jalonadas por depósitos residuales. Estratificación cruzada en surco de potencia decreciente hacia techo, donde pueden reconocerse superficies de bajo ángulo que diferencian cuerpos decimétricos de arena más fina con laminación, a veces debida a *ripples* de oscilación. Techo ondulado, en ocasiones encostrado por óxidos de hierro

L AF AG

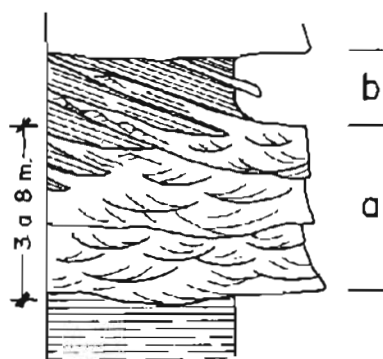
## U-3



- Lutitas versicolores, de potencia decimétrica a decamétrica. Contacto inferior neto o transicional.

FIG 1 6 3 —Secuencias tipo de la Formación Arenas de Utrillas

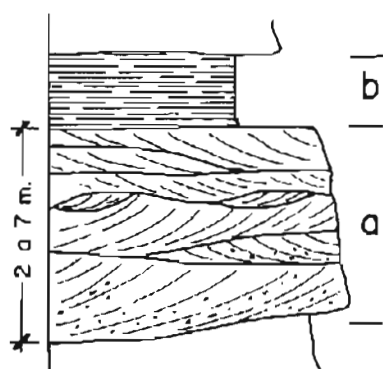
## U - 4



Secuencia positiva constituida por los siguientes términos:

- Cuerpo tabular a lenticular de continuidad lateral decamétrica a hectométrica a escala de afloramiento, formado por un conjunto de canales de arenas libres de lutita, de potencia métrica. Estratificación cruzada en surco de mediana y gran escala.
- Intervalo lutítico-arenoso de potencia métrica formado por arcillas limosas con cuñas inclinadas de arenisca de potencia máxima decimétrica constituyendo una estratificación cruzada de alto ángulo. Estas cuñas pasan lateralmente al término a y presentan laminación horizontal y *climbing ripples* remontando la pendiente deposicional.

## U - 5



L AF AG

Secuencia positiva integrada por los siguientes términos:

- Cuerpo tabular de arenas de grano medio a grueso, en ocasiones microconglomeráticas, de continuidad hectométrica y potencia métrica, de base erosiva en ocasiones acentuadamente canaliforme; constituido por la superposición de potentes sets de estratificación cruzada planar que muestran superficies de reactivación o truncadura y techos de morfología convexa u ondulada. Paleocorrientes uni o bidireccionales.
- Intervalo lutítico-arenoso de potencia decimétrica a métrica con delgadas intercalaciones arenosas, estratificación ondulada y lenticular.

Secuencia arenoso-lutítica de geometría tabular y potencia métrica, con tendencia secuencial positiva constituida por los siguientes términos:

- Niveles de arena de grano fino de potencia decimétrica, base plana a suavemente alabeada, rara vez con evidencias de erosión, con láminas lutíticas dando lugar a estratificación *flaser* y *wavy*.
- Lutitas carbonosas con estratificación lenticular, a veces con niveles centimétricos de lignito y finas láminas ferruginosas.

## U - 6

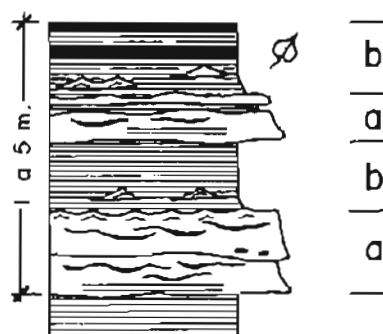


FIG 1 6 4.—Secuencias tipo de la Formación Arenas de Utrillas.

pretados como complejos de canales de tendencia *braided* dominados por procesos fluviales.

Las secuencias del tipo U<sub>1</sub> reflejan períodos de aguas tranquilas señalados por la presencia de arcillas que tapizan ocasionalmente los techos de las barras o separan sets de láminas, por lo que no se descarta una hipotética influencia mareal; la secuencia U<sub>2</sub> caracteriza las márgenes de este tipo de canales.

Las asociaciones del tipo U<sub>3</sub> y U<sub>4</sub>, por el contrario, constituidas fundamentalmente por areniscas blancas con estratificación cruzada *festoon* de diversas escalas y sin separaciones lutíticas, evidencian una génesis íntegramente fluvial.

Las asociaciones U<sub>5</sub> y U<sub>6</sub> aparecen normalmente en la parte superior de la Formación. La secuencia U<sub>5</sub> se ha definido especialmente para el sector occidental y se caracteriza por presentar marcada influencia mareal. La secuencia U<sub>6</sub> corresponde a facies no canalizadas y refleja procesos de ambientes más litorales, igualmente con influencia mareal.

La Fm. Arenas de Utrillas carece de dataciones propias y su atribución cronoestratigráfica se realiza por la datación de las Formaciones que le suceden verticalmente en continuidad sedimentaria. Así, en la región tipo se sitúa por encima del límite Aptiense-Albiense y bajo la Fm. Mosqueruela que contiene en su base *Orbitolina durandegai* de edad Braconiense. Hacia el E, en la cuenca del Maestrazgo, la Fm. Mosqueruela contiene en su base orbitolinidos del Albiense superior y allí la Fm. Utrillas no representará más que una parte de este piso. Hacia el O y NO subyace a calizas con prealveolinas del Cenomaniense medio y superior y puede, por tanto, comprender el Vraconiense y el Cenomaniense inferior y medio.

### 1.7. CRETÁCICO SUPERIOR.

En el área correspondiente al mapa E. 1:200.000 de Daroca, el Cretácico superior aflora en dos regiones diferenciadas. La mitad oeste corresponde al denominado sector central de la Cordillera Ibérica y sus afloramientos se extienden, con dirección NO-SE, desde las localidades de Ibdes y Nuévalos hasta puntos un poco más al este de Monreal del Campo. Esta banda se sitúa en el extremo septentrional o noroccidental de la Rama Castellana, limitado en esta dirección por los materiales paleozoicos de la Rama Aragonesa. La mitad este, la constituyen los afloramientos correspondientes al sector Aragonés y Maestrazgo que se sitúan en el tercio suroriental de la Hoja, ocupando las Sierras de Cucalón, San Just y Aliaga-Ejolve. Ambos sectores se encuentran sepa-

rados, de manera poco definida, por la depresión del río Jiloca.

Los depósitos correspondientes al Cretácico superior, aparecen como facies carbonatadas que se sitúan de manera generalizada y transicional sobre las Arenas de Utrillas, existiendo diferencias litológicas y de facies que permiten establecer distintos dominios paleogeográficos entre el sector central y el sector Aragonés-Maestrazgo. Una de las diferencias fundamentales reside en la intensa dolomitización que afecta a la serie del Cretácico superior del sector Central, cosa que no ocurre en el sector Aragonés y Maestrazgo. Esta dolomitización provoca una cierta indefinición en cuanto a las dataciones de la serie y obliga a un estudio de facies basado en características morfológicas y geométricas de las capas, ya que las estructuras de ordenamiento interno y el contenido paleontológico se han borrado.

En cuanto a los trabajos realizados sobre estos materiales en la región, son muy numerosos. En primer lugar, se encuentran los trabajos históricos que aportan los primeros datos generales. Entre éstos, cabe señalar los de VERNEUIL y LORRIERE (1854), MARTÍN DONAYRE (1873), MALLADA (1881), CORTÁZAR (1885), DEREIMS (1898) y PALACIOS (1893). Dentro de este siglo y con carácter paleontológico y de geología regional podemos citar los de MALLADA (1909), HOLLY (1927), FALLOT y BATALLER (1927), LOTZE (1929), TRICALINOS (1928) y HAHNE (1930), SVAENZ (1931), RICHTER y TEICHMULLER (1933), REICHEL (1936) llevan a cabo trabajos de síntesis cartográficas y bioestratigráficas. Más recientemente y con una orientación estratigráfica, estructural y paleogeográfica destacan los de RÍOS y ALMEDA (1951), QUINTERO y TRIGUEROS (1956), BRINKMANN (1961) y SÁENZ y MARÍN (1969).

El sector Central ha sido estudiado más recientemente por VILLENA (1971), VILLENA y RAMÍREZ (1974), MÓJICA y WIEDMANN (1977), MÓJICA (1979) desde un punto de vista estratigráfico. FLOQUET et al. (1982) establecen las unidades litoestratigráficas con rango de Formación, para este sector. Los aspectos paleogeográficos y sedimentológicos han sido estudiados por FLOQUET (1978-1985), FLOQUET et al. (1981), FLOQUET y MELÉNDEZ (1982), MELÉNDEZ et al. (1980-1982-1983-1985), GARCÍA y SEGURA (1984), GARCÍA et al. (1984-1985), MELÉNDEZ (1985), ALONSO et al. (1985 a y b), CARENAS et al. (1987).

El estudio de los aspectos estratigráficos, sedimentológicos, estructurales y paleogeográficos del sector Aragonés y Maestrazgo ha sido realizado por CANEROT (1967-1974), CANEROT (1981), SIMÓN (1979-1981) y CANEROT et al. (1982). En este último se definen las unidades litoestratigráficas para



esta región. Los trabajos más recientes son los de ARQUED (1984), ALMUNIA (1984), ALMUNIA et al. (1985), MELÉNDEZ (1985) y MELÉNDEZ et al. (1985).

Para el estudio del Cretácico superior se han levantado 19 columnas estratigráficas cuya situación puede verse en la figura 1.7.1.

#### 1.7.1. SECTOR CENTRAL DE LA CORDILLERA IBÉRICA.

##### 1.7.1.1. Formaciones Arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas, Calizas dolomíticas de Nuévalos, Calizas nodulosas de Monterde y Calizas bioclásticas de Jaraba (42). Cenomaniense inferior-Turonense.

###### A) Formación Arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas.

Se extiende por el sector central de la Cordillera Ibérica, es decir, por la mitad occidental del mapa. Equivale lateralmente (en parte) a la Fm. Calizas y margas de Mosqueruela del sector Aragonés-Maestrazgo. (Figura 1.7.2).

Se trata de una unidad heterolítica, constituida por arenas finas, limos, areniscas calcáreas, calizas arenosas, arcillas y margas ocreas y verdosas, calizas finas a veces bioturbadas y nodulosas y calcarenitas bioclásticas ocasionalmente oolíticas. Los términos arenosos, de limos, arcillas y margas predominan en la base de la unidad alternando con niveles de calizas, que son dominantes en la parte superior de la Formación (calcarenitas bioclásticas).

El límite inferior es transicional desde las arenas de Utrillas, si bien se considera el primer nivel carbonatado con fragmentos de ostreidos y abundante bioturbación como la base de esta unidad. Su límite superior es neto y corresponde a un *hard-ground* con abundantes rudistas (caprinidos) cuyo desarrollo regional supera el ámbito de la Hoja 1:200.000 de Daroca.

La correlación de los distintos perfiles (figs. 1.7.3, 1.7.4 y mapa de isopacas fig. 1.7.10) pone de manifiesto la variación litológica y de potencia de esta unidad. Así, de Norte a Sur la potencia disminuye desde los 50-60 m del Embalse de la Tranquera y Abanto, a los 25 m de las Cuerlas, río Piedra y Villalba de los Morales, para aumentar nuevamente a 50-60 m en Cerro de la Cautiva y Piqueras. La misma distribución se observa en la litología: los perfiles más septentrionales (Embalse de la Tranquera y Abanto) tienen mayor presencia de arenas mientras que los más meridionales (Piqueras y Cerro de la

Cautiva) presentan mayor contenido lutítico. Los perfiles intermedios muestran una alternancia caliza-marga (río Piedra) o predominio calcáreo (Villalba de los Morales). Litológicamente, está constituida por arenas finas con estructuras de corriente, arcillas y limos, margas verdes y ocreas, areniscas calcáreas, calizas arenosas (*packstone*), calizas finas tableadas (*mudstone-wackstone*), calizas nodulosas y bioturbadas (*wackstone*) y calcarenitas bioclásticas y oolíticas (*packstone* a *grainstone*).

Su contenido paleontológico es abundante. Se han identificado moluscos (ostreidos, rudistas), foraminíferos bentónicos, ostrácodos, characeas y algas laminarias. Entre otros se han descrito *Daxia cenomana* (CUV. y SZAK.), *Flabellamina alexanderi* (CUSH.), *Ammobaculites subcretaceus* (CUSH. y ALEX.), *Charentia cuvilleri*, *Atopochara multivolvis* (PERK.), *Dordoniella* aff. *stragulata* (APOS.), *Buccicrenata subgoodlandensis* (VANDERP.), *Platycythereis minuta* (DAN.), *Doloccytheridea crassa* (DAM.) y *Curfsina* aff. *decorata* (DONZE y THOMEL). Esta asociación data de una edad Cenomaniense a Cenomaniense superior.

Sedimentológicamente está constituida por facies terrígenas arenosas, mixtas y calcáreas. Las facies de arenas presentan estructuras de corriente de energía moderada a alta. Son cuerpos más o menos tabulares con bases erosivas, o canalizadas con *lags* de cantos, estratificación cruzada y *ripples* de corriente y ocasionalmente estratificación *flaser*. Son debidas a procesos tractivos en flujos canalizados y a etapas tractivas con episodios de decantación de fango.

Las facies de margas y lutitas presentan laminación paralela y estratificación *flaser*, debida a procesos de decantación con intercalaciones de flujos terrígenos.

Las facies calcáreas corresponden a *wackstones* nodulosas bioturbadas, *wackstones* y *packstones* bioclásticas a veces canalizadas debidas a acumulaciones de corrientes y *wackstones* con laminación de algas y niveles estromatolíticos con señales de desecación, grietas y láminas rotas.

También se observan *packstones* y *grainstones* bioclásticas y oolíticas de alta energía que presentan un *hard-ground* con acumulación de fauna de rudistas.

Se asocian en distintos tipos de secuencias de somerización, en una llanura arenosa, figura 1.7.5 a, en llanura mixta, figura 1.7.5 b, y en llanura carbonatada, figuras 1.7.5 c y 1.7.5 d. La figura 1.7.5 e corresponde a instalación de un ambiente submareal energético. El conjunto de la unidad corresponde a la estructuración de una plataforma interna-llanura

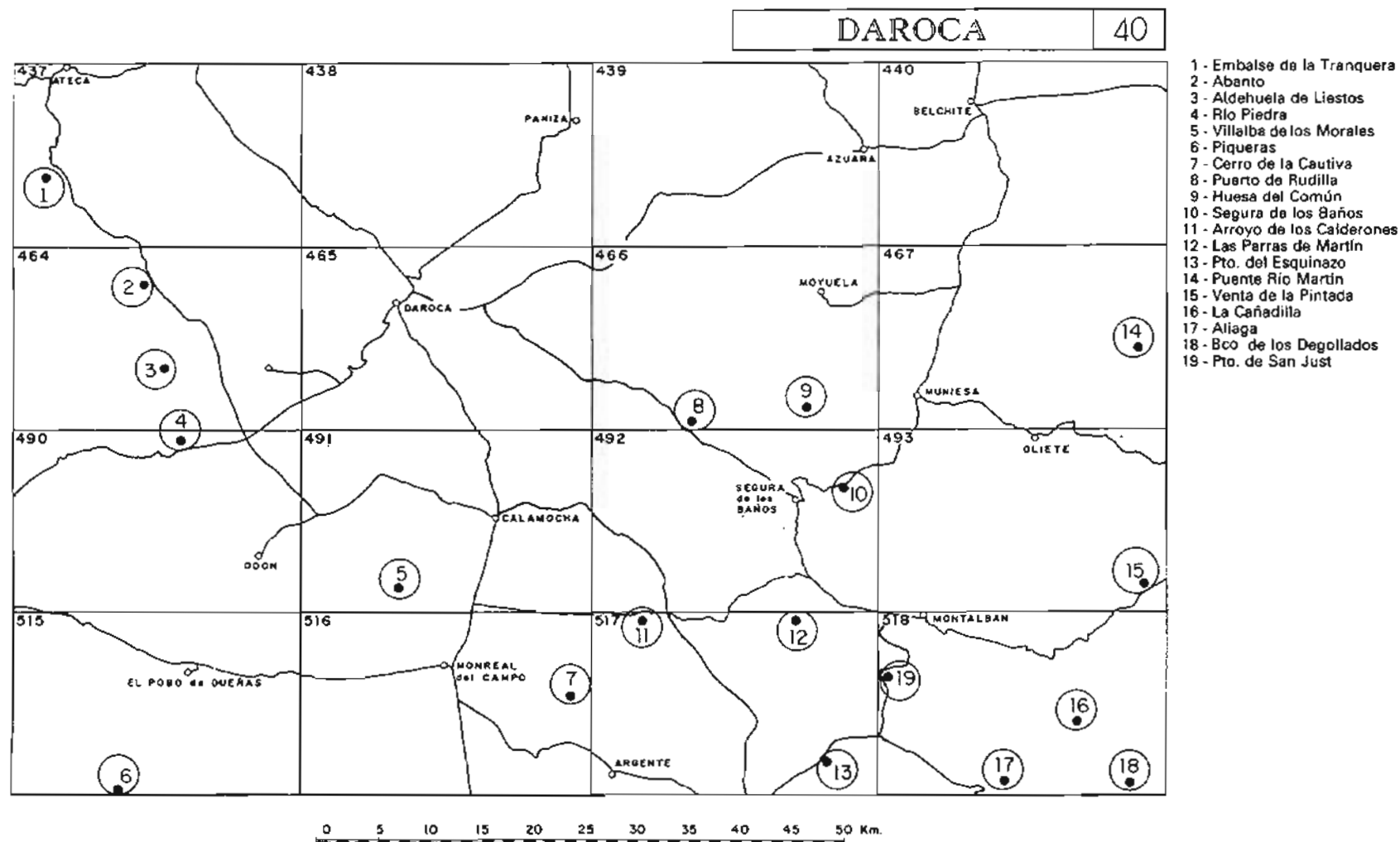


FIG. 1.7.1 — Situación de las columnas estratigráficas levantadas en el Cretácico superior.

de marea carbonatada a partir de ambientes de fuerte influencia terrígena, que ceden a medida que adquieren mayor importancia los sedimentos carbonatados que acompañan al impulso transgresivo.

#### B) Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos.

Su área de afloramiento se extiende por la mitad oeste del mapa, correspondiente al sector Central de la Cordillera Ibérica. Se trata de una sucesión de dolomías y calizas dolomíticas estratificadas en bancos de hasta 1 m de espesor que, hacia el este (sector Aragón-Maestrazgo), tiene su equivalente lateral en la parte superior de la Fm. Calizas y margas de Mosqueruela.

Por su litología, marca un relieve morfológico en el terreno fácilmente identificable, con una potencia que oscila entre 20 y 50 m.

Su límite inferior es neto, descansando sobre el *hard-ground* de techo de la unidad infrayacente. En sus primeros metros aparece un nivel característico de intensa bioturbación con tintes de coloración rosados y cremas. Su límite superior se sitúa de forma brusca en el paso a las calizas nodulosas suprayacentes. Este límite viene marcado generalmente por una superficie de discontinuidad, como costra ferruginosa, superficie débilmente erosiva, e incluso como fracturas fosilizadas por los materiales superiores (perfil de Moscardón, Hoja E. 1:200.000 de Teruel).

La correlación de N a S muestra una disminución de potencia desde los 40-50 m del Embalse de la

Tranquera y Abanto hasta los 20-25 m de Cubel, río Piedra y Piqueras. Hacia el E y SE las potencias se reducen a 30 m en Villalba de los Morales y 25 m en el Cerro de la Cautiva. Las facies, sin embargo, aparecen más homogéneas tratándose de dolomías y calizas dolomíticas con bioturbación, laminación de algas y bioclastos, con frecuentes superficies de *ripples* y costras ferruginosas.

Es posible reconocer texturas *wackstone* y *packstone* con porosidad móldica de disolución de bioclastos, aunque son frecuentes las dolomías de grano fino y dolomías recrystalizadas con niveles de geodas de calcita.

Su contenido paleontológico no es muy abundante. Se reduce a ostreidos, foraminíferos bentónicos, ostrácodos y algas laminares. Se han identificado *Charentia cuvillieri* (NEUMAN), *Daxia cenomana* (CUV. y SZAK.), *Nummuloculina aff regularis* (PHILLIP), *Bioncava aff bentori* (HAM. y ST. MARC.), *Bovenia hochstetteri* (TOULA), *Acicularia* sp., *Platycythereis minuta* (DAM.), *Centrocythere denticulata* (MERTENS.) *Quinqueloculina* sp., *Ophthalmidium* sp. Su datación, en función del contenido paleontológico y su situación estratigráfica, permite asignarle una edad Cenomaniense superior.

Se identifican diversos tipos de facies carbonatadas: facies de *mudstones* laminadas con importantes costras ferruginosas; son depósitos someros con exposición subaérea. *Wackstones* bioturbados, *wackstones* laminados con *ripples* de oscilación y estructuras *flaser*; así como tapices algales, generados bajo régimen de corrientes y colonización y fija-

	SECTOR CENTRAL	MAESTRAZGO
MAASTRICHTIENSE	Fm. CALIZAS CON CANTOS NEGROS DE LA SIERRA DE LA PICA	Fm. CALIZAS DE FORTANETE
CAMPANIENSE	Fm. DOLOMIAS, MARGAS DOLOMITICAS Y CALIZAS DE Sto Do DE SILOS	Fm. CALIZAS Y MARGAS DE LA CAÑADILLA
SANTONIENSE	Fm. CALIZAS DEL BURGO DE OSMÁ	
	Fm. CALIZAS DE HONTORIA DEL PINAR	
CONIACIENSE	Fm. CALIZAS DOLOMITICAS DEL PANTANO DE LA TRANQUERA	Fm. CALIZAS DE LOS ORGANOS DE MONTORO
TURONIENSE	Fm. CALIZAS BIOCLASTICAS DE JARABA	Fm. DOLOMIAS DEL BARRANCO DE LOS DEGOLLADOS
	Fm. CALIZAS NODULADAS DE MONTERDE	
CENOMANIENSE	Fm. CALIZAS DOLOMITICAS DE NUEVALOS	Fm. CALIZAS Y MARGAS DE MOSQUERUELA
	Fm. ARENAS, ARCILLAS Y CALIZAS DE Sta MARIA DE LAS HOYAS	
ALBIENSE	Fm. ARENAS DE UTRILLAS	

FIG. 1 7 2 —Equivalencia entre las formaciones del Cretácico superior del Sector Central de la Cordillera Ibérica y del Maestrazgo.

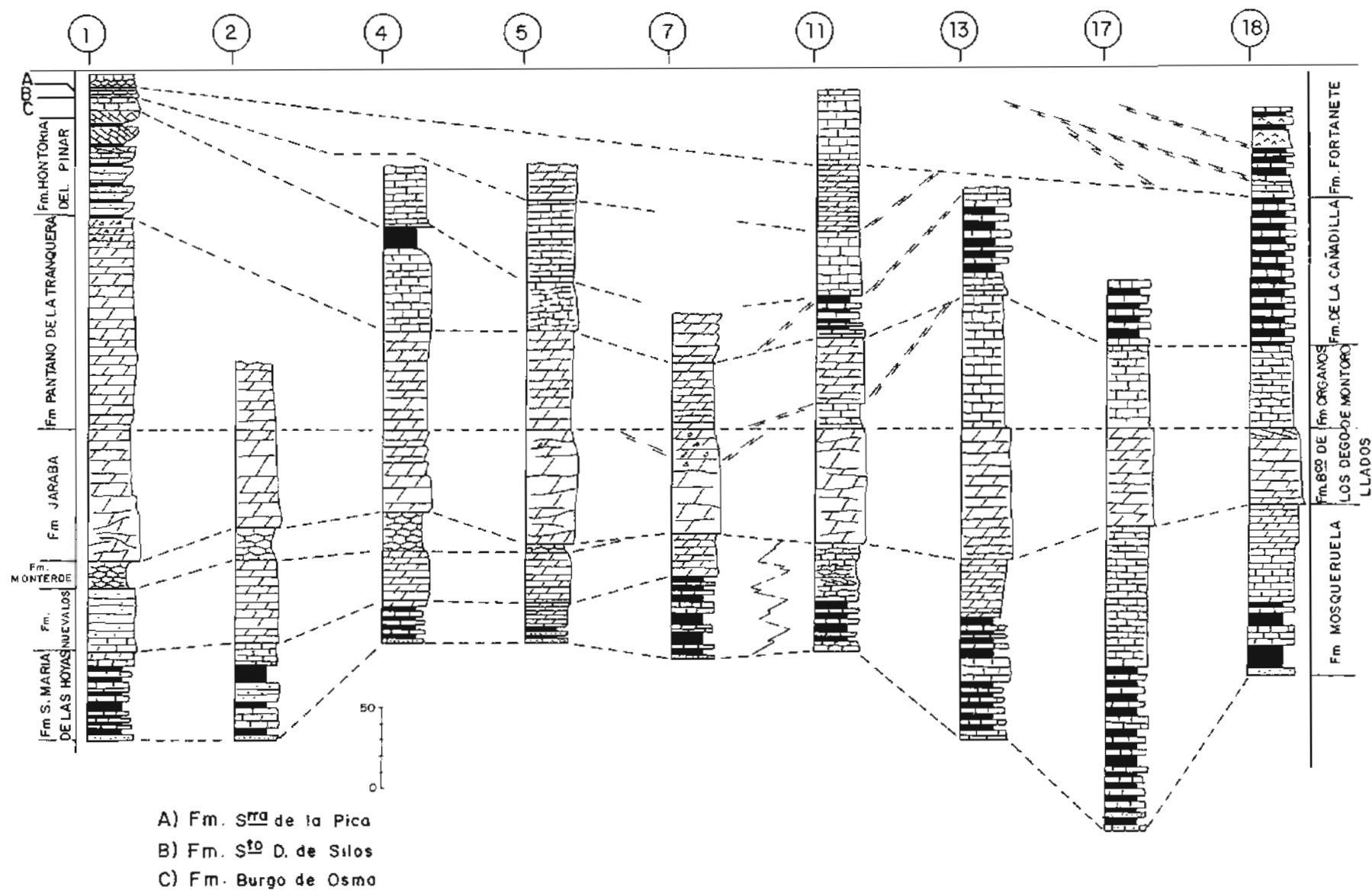


FIG. 1 7.3 —Correlación litológica de las Formaciones del Cretácico superior segun las columnas cuya situación se indica en la figura 1 7.1.

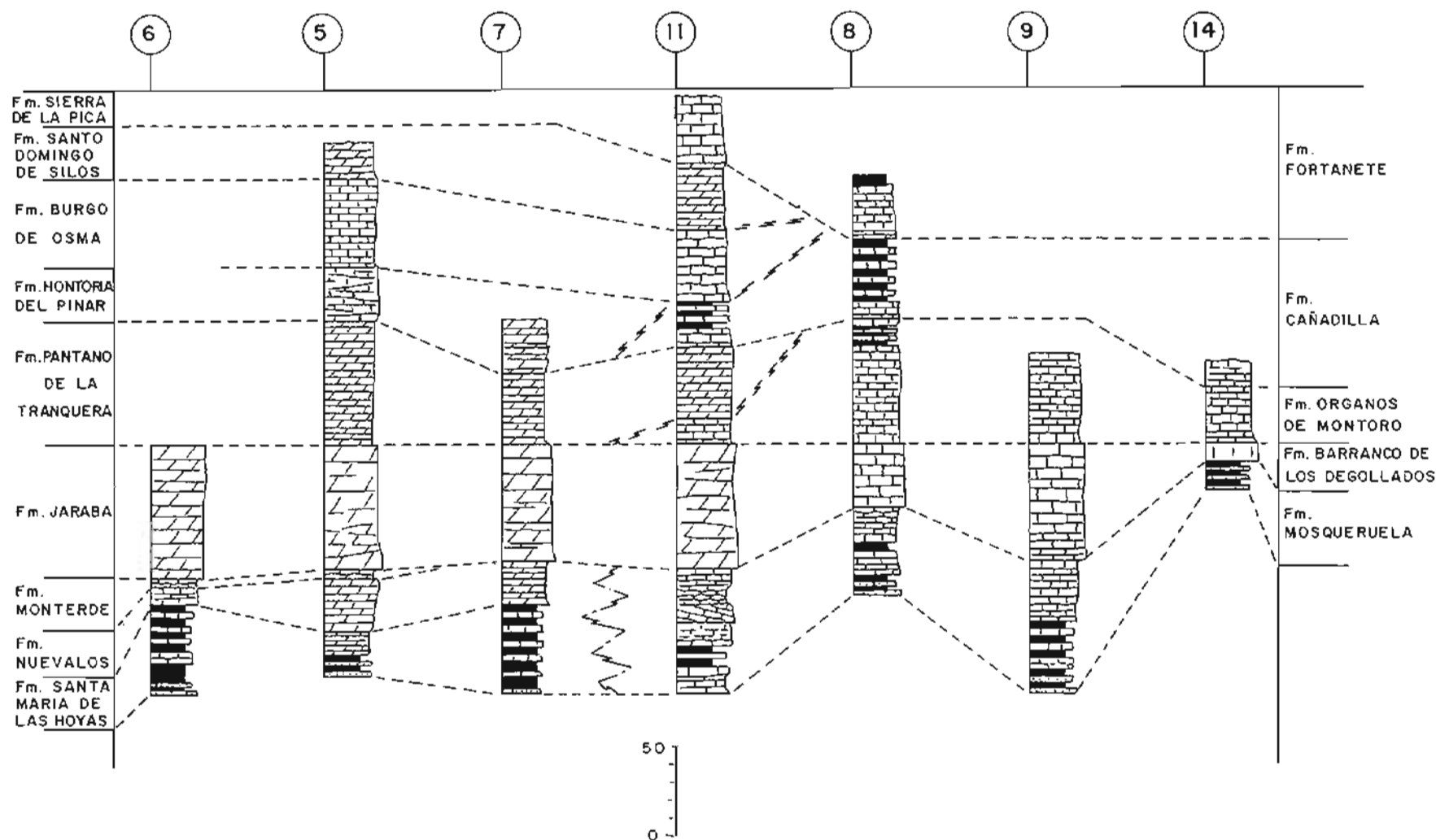


FIG. 1.7.4.—Correlación litológica de las formaciones del Cretácico superior según las columnas cuya situación se indica en la figura 1.7.1

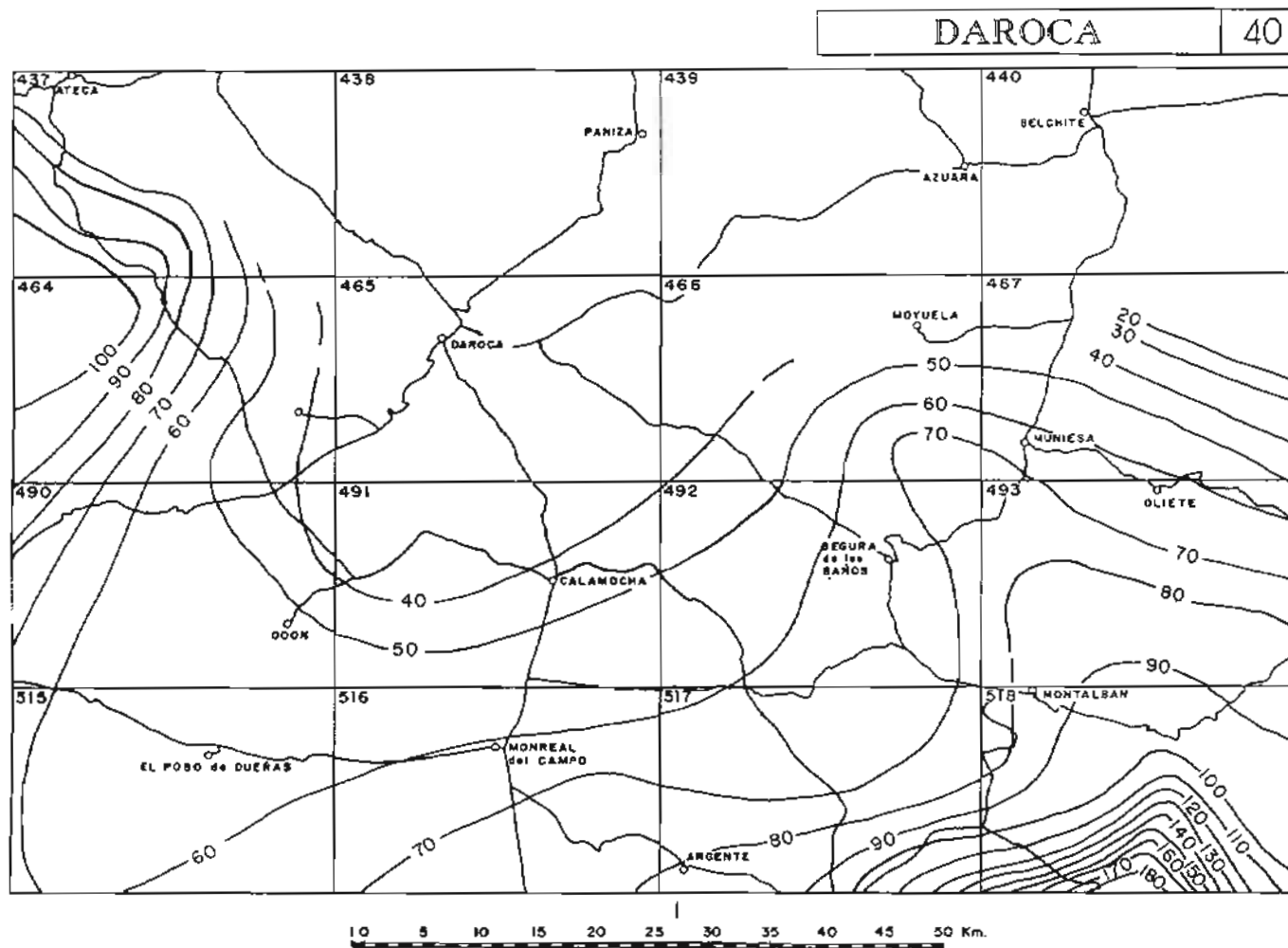
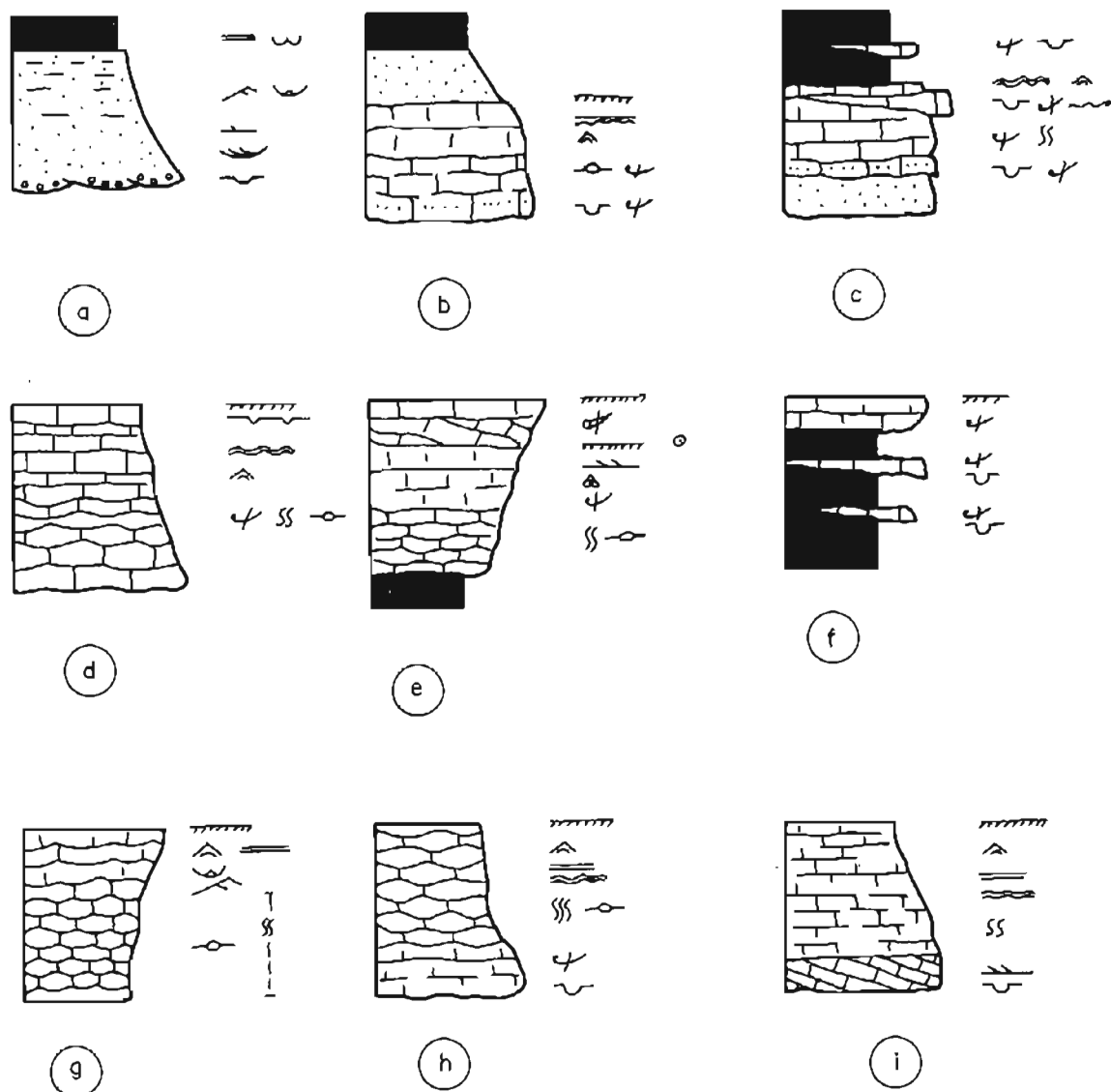


FIG 1 7.10.—Mapa de isopacas de las Formaciones Santa María de las Hoyas, Nuévalos y Mosqueruela



- |    |                                  |         |                                       |
|----|----------------------------------|---------|---------------------------------------|
| == | Laminación paralela              | —○—     | Estratificación nodulosa              |
| ~  | Estratificación flaser           | ψ       | Bioclastos                            |
| ∩  | Estratificación lenticular       | ~       | Base canalizada                       |
| ∧  | Ripples de corriente             | ~       | Rill                                  |
| ∧  | Ripples simétricos               | S S S S | Bioturbación moderada, media, intensa |
| —  | Estratificación cruzada planar   | —       | Grietas de desecación                 |
| ~  | Estratificación cruzada en surco | ψ       | Bioclastos de rudistas                |
| —  | Hard ground                      | ○       | Textura grainstone                    |
| ~  | Estratificación ondulada         |         |                                       |
| ⊕  | Foraminíferos                    |         |                                       |

FIG. 1.7.5.—Secuencias tipo de las Formaciones Santa María de las Hoyas (a, b, c, d, e) y Nuévalos (f, g, h, i)

ción del sedimento. *Packstones* y *grainstones* con *rills* bioclásticos y estratificación cruzada originada por acumulación bajo la acción de corrientes.

Estas facies se encuentran asociadas en secuencias de somerización, figura 1.7.5. La secuencia (f) muestra los flujos canalizados que llegan a los ambientes submareales bioturbados. Las (g) (h) corresponden a la disposición de los ambientes sub e intermareales de esta llanura carbonatada, mientras que la secuencia (i) muestra los ambientes inter a supramareales sobre los depósitos submareales de alta energía.

El conjunto de la Formación presenta una ordenación estratocreciente, sobre todo en la parte superior. En general, responde a la dinámica de una plataforma somera interna bien estructurada, con procesos de instalación y somerización que son menos patentes hacia techo, posiblemente debido a la mayor dolomitización de estos tramos.

#### C) Formación Calizas nodulosas de Monterde.

Esta unidad está representada en el sector Central de la Cordillera Ibérica. Aflora en la mitad occidental del mapa, no habiéndose reconocido ninguna unidad que equivalga lateralmente al este del Valle del Jiloca (Calamocha-Monreal del Campo), en el sector Aragonés-Maestrazgo.

Forma un entrante morfológico que separa los resaltes producidos por las unidades infra y suprayacentes. Descansa sobre la Formación Nuévalos mediante contacto neto, descrito anteriormente, y su límite superior es igualmente neto, marcado por un cambio litológico brusco de calizas nodulosas (a veces dolomitizadas) a dolomías masivas. Dentro de la unidad, y en algunos perfiles (Embalse de la Tranquera, p. ej.), es posible distinguir dos tramos separados entre sí por una superficie ferruginizada. El tramo inferior está constituido por calizas nodulosas de aspecto brechoide que son biomicritas o *wackstone* con abundantes restos fósiles. El tramo superior de calizas nodulosas débilmente arcillosas, intercala delgados niveles de margas calcáreas. Son igualmente biomicritas y biopelmicritas, *wackstone* con abundantes restos fósiles.

La correlación de los perfiles permite la observación de una disminución de potencia desde el norte, 15 a 20 m en el Embalse de la Tranquera, Abanto y río Piedra, hacia el sur y sureste, 8 m en Cubel y 5 m en Villalba de los Morales, llegando a desaparecer en el Cerro de la Cautiva (mapa de isopacas: fig. 1.7.11). Los cambios de facies se manifiestan por un mayor contenido margoso (Cubel-Gallocanta) y la dolomitización de todo el conjunto (Villalba de los Morales).

Su contenido paleontológico es abundante: bivalvos, gasterópodos, equinodermos, braquiópodos, rudistas, briozoos, ammonites, algas calcáreas y foraminíferos planctónicos y bentónicos. Entre otros se han clasificado: *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Praeglobotruncana* sp., *Heterohelix* sp., *Rotalipora* sp., *Hedbergella* sp., *Dardoniella turoniensis* (DAMO.), *Quinqueloculina* sp., *Biconcava bentori* (HAM. y ST. MARC.), asociación que caracteriza el Turoniense inferior. No obstante, la presencia de Cenomaniense superior parece confirmada por MÓJICA y WIEDMAN (1977), quienes en el corte del Embalse de la Tranquera citan la presencia de *Meteicoceras festinianum* que señala un Cenomaniense final, así como la presencia de *Vascoceras ex gr. grammai* que caracteriza al Turoniense inferior.

Se distinguen facies de *wackstones* nodulosos y de margas calcáreas, ambas con abundante fauna de bivalvos, equínidos, gasterópodos y foraminíferos planctónicos y bentónicos y bioturbación, que corresponden a depósitos de relativa profundidad en medios abiertos de amplia circulación.

La asociación de estas facies se realiza en dos tipos diferentes, figura 1.7.6 (a) y (b). En primer lugar, y correspondiente a la parte inferior de la unidad, se presenta una sucesión de calizas nodulosas fosilíferas homogéneas, que culmina en una superficie ferruginizada que indica una interrupción sedimentaria. Se interpreta como una sedimentación en zonas distales y profundas de la plataforma abierta en régimen amplio de corrientes submarinas.

En segundo lugar, y correspondiente a la parte superior de la unidad, aparece otro tipo de sucesión, repetitiva aunque mal definida. Presenta un término inferior con facies margosas que grada a facies de biomicritas hacia techo. Corresponde a una sedimentación en áreas distales de la plataforma (plataforma externa) en la que tienen lugar episodios de progradación de áreas más proximales (calcáreas) sobre otras más distales (margas).

El conjunto de la unidad representa la sedimentación en una plataforma externa abierta, que señala un episodio de máximo transgresivo y de apertura de la plataforma.

#### D) Formación Calizas bioclásticas de Jaraba.

Tiene su área de afloramiento en el sector Central de la Cordillera Ibérica y está representada en la mitad occidental del mapa por un potente conjunto de dolomías masivas o estratificadas en gruesos bancos. Su equivalente lateral en el sector Aragonés-Maestrazgo lo constituye la Fm. del Barranco de los Degollados.



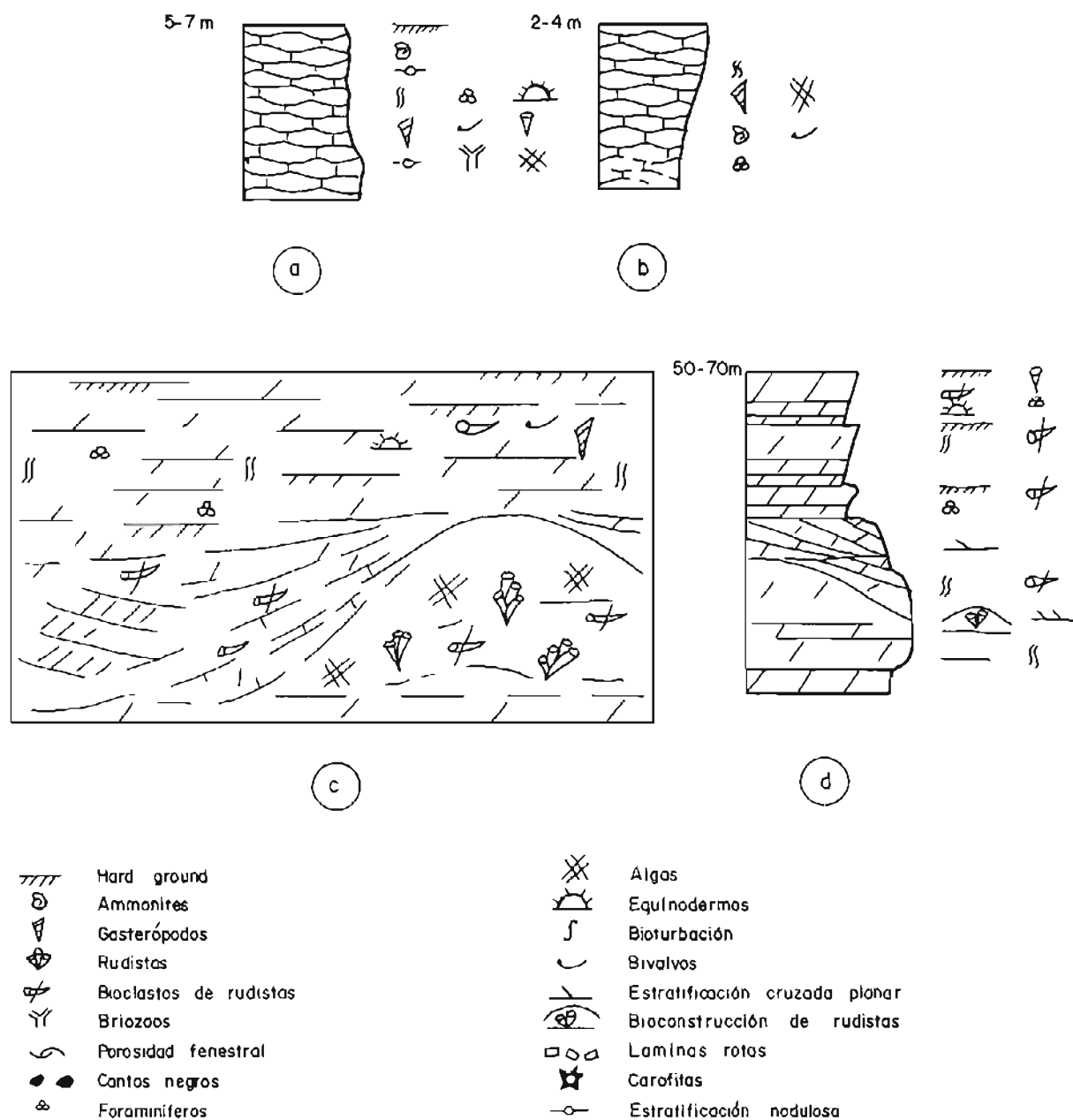


FIG 176 - Secuencias tipo de la Formación Monterde (a y b). Asociación de facies (c) y secuencia virtual de la Formación Joraba (d)

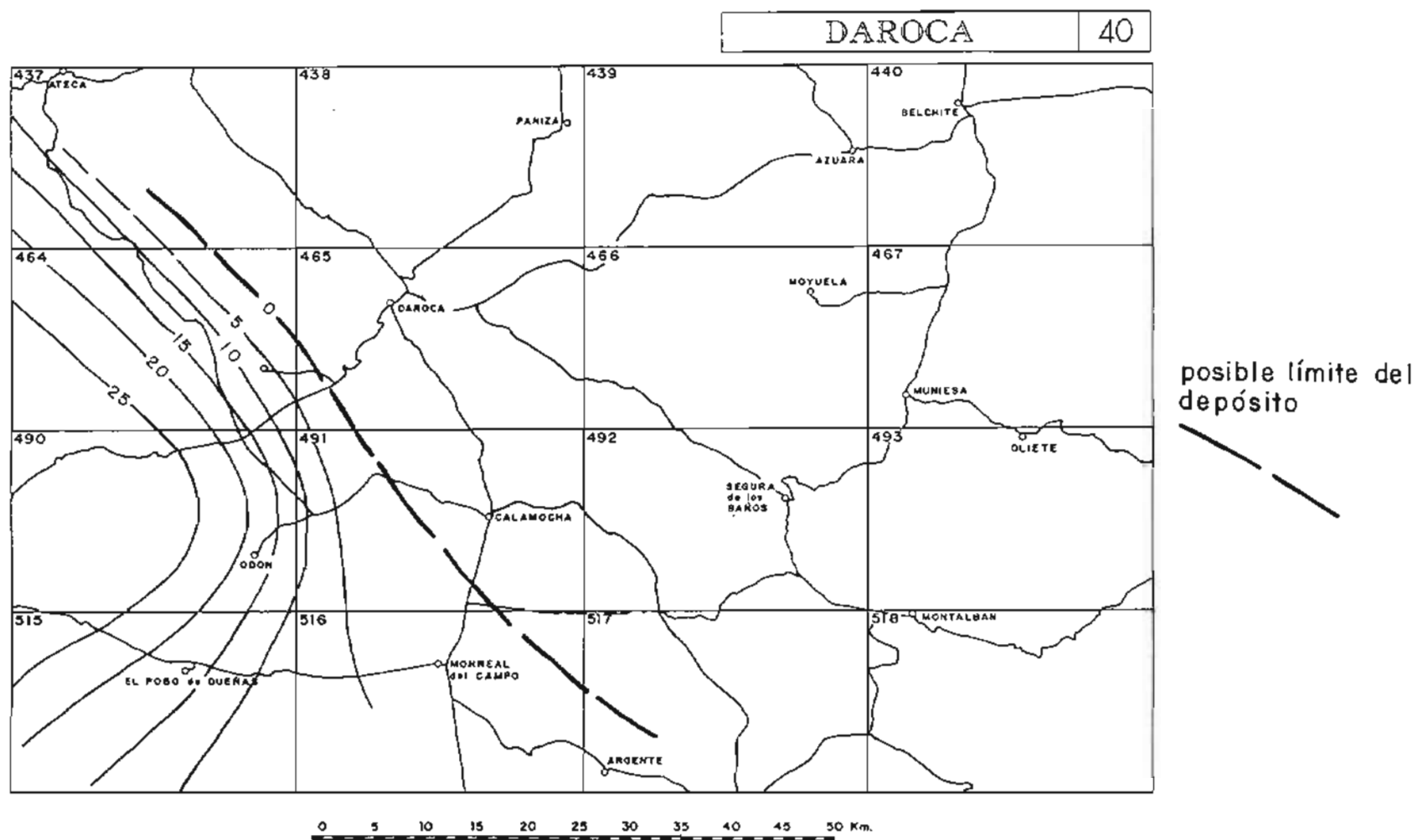


FIG. 1.7 11.—Mapa de isopacas de la Formación Monterde

Generalmente constituye un importante resalte morfológico de apariencia masiva, siendo una de las unidades más características de la serie del Cretácico superior. Corresponde a una importante sucesión de dolomías de grano grueso, muy recristalizadas y masivas o estratificadas en gruesos bancos. Es difícil reconocer su textura original, aunque en algunos puntos de dolomitización menos intensa se reconocen abundantes rudistas que constituyen biotopos en posición de vida, así como calcarenitas (*packstone-grainstone*) con abundantes restos bioclásticos. Presentan geometrías de grandes lentejones y estratificación cruzada de gran escala. En la parte superior de la unidad suele aparecer un nivel paleokarstificado en el que abundan geodas con distintas etapas de relleno.

Sus límites están muy bien definidos: el inferior neto por cambio brusco de litología y el superior coincidente con una superficie de discontinuidad regional reconocible por la presencia de un *hard-ground* con perforación, brechificación y ferruginización.

Dentro de la unidad se caracteriza una parte inferior masiva y una superior constituida por un conjunto estratificado que puede aparecer brechificado. La potencia y las facies son muy homogéneas como se aprecia en los gráficos de correlación y mapa de isopacas (figs. 1.7.3, 1.7.4 y 1.7.12). El espesor se mantiene entre 60 y 70 m en todos los perfiles salvo en la región de Cubel-Embid, donde disminuye ligeramente (40 m en río Piedra). Los cambios litológicos están en relación con la mayor o menor intensidad de la dolomitización y con la presencia localizada de brechas.

Su contenido paleontológico es escaso y en mal estado de conservación dado el alto grado de dolomitización y recristalización. Se han identificado sombras de lamelibranquios (ostreidos, pectínidos y rudistas), gasterópodos, espículas de equinodermos, foraminíferos y algas.

La edad de esta unidad es difícil de precisar, aunque por su posición estratigráfica y a partir de la correlación con otros sectores se le atribuye una edad de Turoniense a Turoniense superior. La discontinuidad del techo de la Formación podría representar al Turoniense superior en parte y al Cenomaniense basal.

Dentro de esta unidad intensamente dolomitizada se pueden diferenciar diversos tipos de facies: dolomías estratificadas con fantasmas y porosidad mólida, dolomías con estratificación cruzada de mediana y gran escala correspondientes a acumulaciones energéticas, facies de taludes arrecifales y facies de dolomías masivas con geometrías planoconvexas,

algunas de gran tamaño correspondientes a montículos de crecimiento del tipo *rudist mud mounds* con acumulación de fango por efecto de pantalla.

Las asociaciones se muestran en la figura 1.7.6. En el esquema (c) se aprecian las relaciones espaciales de los montículos de crecimiento con sus taludes bioclásticos laterales con pequeñas barras de acumulación y niveles estratificados en áreas protegidas.

En (d) se muestra la relación vertical en la secuencia virtual de la Formación. En base se sitúan los montículos arrecifales y su facies asociadas de talud y de *intermound*. Sobre ellas se instalan pequeñas barras bioclásticas desarrolladas en zonas de flujo canalizado. El techo corresponde a la progradación de las facies correspondientes a áreas internas. En conjunto se interpreta como un episodio regresivo con relación a la Fm. Monterde.

#### 1.7.1.2. Formaciones: Calizas dolomíticas del Embalse de la Tranquera, Calizas de Hontoria del Pinar, Calizas del Burgo de Osma, Dolomías, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos y Calizas con cantos negros de la Sierra de la Pica (43). Coniaciense-Maastrichtiense.

##### A) Formación Calizas dolomíticas del Embalse de la Tranquera.

Unidad definida en el sector Central de la Cordillera Ibérica, aflora en la mitad occidental del mapa de Daroca formando un conjunto de calizas dolomíticas y dolomías estratificadas que constituyen una sucesión monótona. Su equivalente lateral en el sector Aragonés-Maestrazgo son las Calizas de los Organos de Montoro.

Morfológicamente constituye un relieve poco acusado sin características propias, lo que puede dificultar su individualización en campo. Está constituida por calizas dolomíticas, dolomías y calizas *mudstone* y *wackstone*, que contienen algunos foraminíferos, laminación, bioturbación, cantos negros, estructuras de desecación y niveles brechoideos. Todo el conjunto se encuentra bien estratificado en bancos de 0,3-0,5 m de espesor.

Su límite inferior lo constituye la discontinuidad regional desarrollada a techo de la unidad infrayacente, Fm. Calizas bioclásticas de Jaraba.

El límite superior es un contacto transicional rápido y viene marcado por la brusca aparición de niveles con rudistas o de calcarenitas bioclásticas.

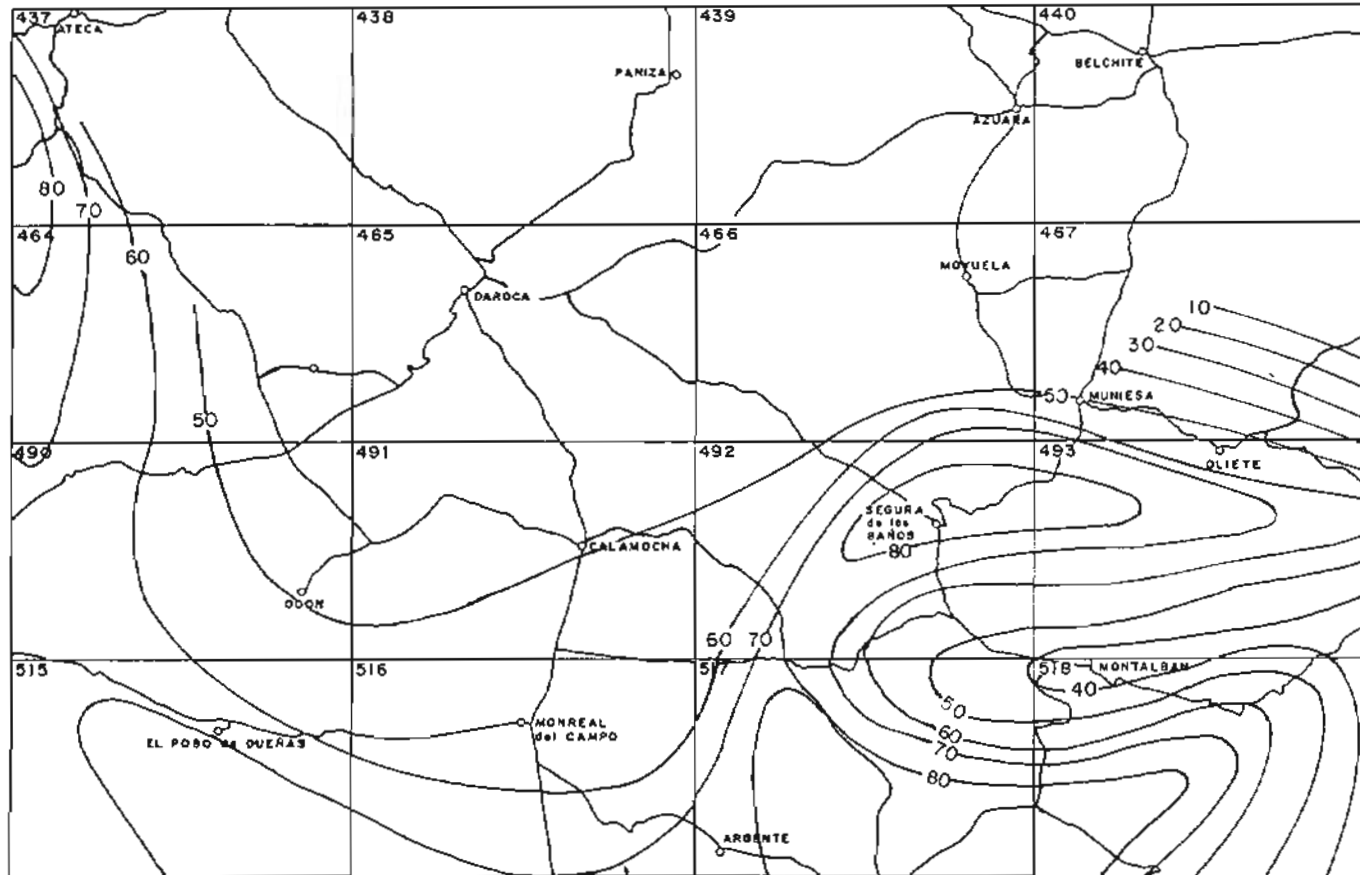


FIG. 1 7.12.—Mapa de isopacas de las Formaciones Jarabá y Barranco de los Degollados.

La potencia de esta unidad tiene su máximo en el extremo NO, en el perfil del Embalse de la Tranquera, donde alcanza los 130 m y disminuye hacia el S y SE con espesores de 60 m en los perfiles del río Piedra y Villalba de los Morales y de 40 m en el Cerro de la Cautiva (mapa de isopacas, fig. 1.7.13). Su litología es homogénea, aunque a veces está intensamente dolomitizada.

Su contenido paleontológico es escaso y en ocasiones nulo, debido a la dolomitización. Se trata de foraminíferos y algas entre las que se han identificado *Spirociolina choffati* (MUNIER-CHALMAS), *Idalina antiqua* (D'ORB.), *Cuneolina pavonia* (D'ORB.), *Minouxia* cf. *lobata* (GENDROT), *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Tritaxia* sp., *Periloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., y oógonos de characeas.

La edad de esta asociación es imprecisa, atribuyéndosele a esta unidad una distribución de Coniaciense a Santoniense inferior.

Se identifican facies de calizas, *mudstone* y *wackstone* y ocasionalmente calcarenitas finas, *packstone*, que por lo general se encuentran muy dolomitizadas. Sus estructuras pueden ser variadas encontrándose estratificación cruzada, bioturbación, *pelets*, *ripples*, tapices algales, porosidad fenestral, cantos negros, costras ferruginosas, grietas y brechas de desecación, pseudomorfo de anhidrita y brechas de colapso.

Estas facies se asocian en diversos tipos de secuencia que se representan en la figura 1.7.7 (a), por encima de los términos calcareníticos se sitúan los niveles con bioturbación y laminación correspondientes a la llanura mareal que culmina con la aparición de episodios de emersión en áreas salinas (*sebkhas*).

En (b) y (c) se muestran los episodios de somerización en la llanura mareal en la que se desarrollan canales con cantos negros.

El conjunto de la unidad corresponde a la evolución en ambientes restringidos proximales de plataforma interna-lagoon flanqueada por una *sebkha* costera en la que tienen lugar episodios evaporíticos.

#### B) Formación Calizas de Hontoria del Pinar.

Definida en el sector Central de la Cordillera Ibérica, tiene su área de afloramiento en la mitad occidental del mapa y aparece como una sucesión estratigráfica de calizas bioclásticas y calcarenitas con delgadas intercalaciones margosas. Se corresponde con la Formación de la Cañadilla (en parte), presente en el sector Aragón-Maestrazgo.

Sus características litológicas son favorables a la formación de pequeños resaltes morfológicos que ayudan a su identificación. Por lo general presenta en la base unos niveles de calizas bioclásticas de rudistas, *packstone*, que ocasionalmente aparecen en pequeños núcleos de crecimiento (*patches*). Por encima continúa una serie alternante de *mudstone-wackstone* con bioturbación y *packstone-grainstone* con estratificación cruzada, fragmentos bioclásticos y miliólidos. Esta sucesión tiene delgadas intercalaciones de margas hojosas y bioturbadas, con pistas.

El límite inferior es transicional y rápido, desde las calizas dolomíticas del Embalse de la Tranquera que constituyen la unidad infrayacente. El límite superior es igualmente transicional por cambio litológico y de organización de facies en la unidad suprayacente, Fm. Calizas del Burgo de Osma.

La correlación de perfiles y el mapa de isopacas (fig. 1.7.14) ponen de manifiesto una disminución gradual hacia el Sur y Sureste pasando de aproximadamente 60 m en el Embalse de la Tranquera y río Piedra a 40 m en Villalba de los Morales y 30 m en el Cerro de la Cautiva. En el perfil de Arroyo de los Calderones está representada esta unidad con unos 12 a 15 m y su equivalente lateral Margas y calizas de la Cañadilla.

Lateralmente se observan algunas variaciones litológicas consistentes en diversidad de facies y en la distinta organización de las mismas. En el Embalse de la Tranquera se observan sucesiones granocrecientes de marga a calcarenitas de miliólidos y bioclásticas, con estratificación cruzada. En el río Piedra aparecen calcarenitas bioclásticas y oolíticas con un tramo margoso a techo. En Villalba son calizas micríticas y de miliólidos con morfologías de barras, *mounds* y estratificación cruzada. En el Cerro de la Cautiva corresponde a sucesiones dolomíticas estratocrecientes, y en el Arroyo de los Calderones a calizas y calcarenitas de miliólidos bien estratificadas.

Su contenido paleontológico es relativamente variado y abundante, consistente en bivalvos (rudistas: *Hippurites* sp., *Radiolites* sp., *Biradiolites* sp.), equinodermos: *Hemiaster* sp., briozoos, ostrácodos, foraminíferos: *Dicyclina schlumbergeri* (MUN.-CHALM.), *Idalina antiqua* (D'ORB.), *Spirociolina choffati* (MUN.-CHALM.), *Nummofallotia cretacea*, *Nonion* cf. *senonicus*, *Cuneolina* cf. *pavonia* (D'ORB.), *Minouxia lobata* (GENDROT), *Lacazina*? cf. *elongata* (MUN.-CHALM.), *Periloculina* cf. *zittelli*, (MUN.-CHALM y SCHL.), *Valvulamina piccardi* (HENSON), *Moncharmontia apenninica*, (DE CASTRO), *Peneroplis giganteus* (GENDROT), *Cyclolina cretacea*, *Stenonia surrientina* (TORRE), Algas: *Neomeris* sp., *Bovenia* sp., *Permocalculus* sp., *Arqueolithotamnium* sp., *Thaumatoporella* sp., y

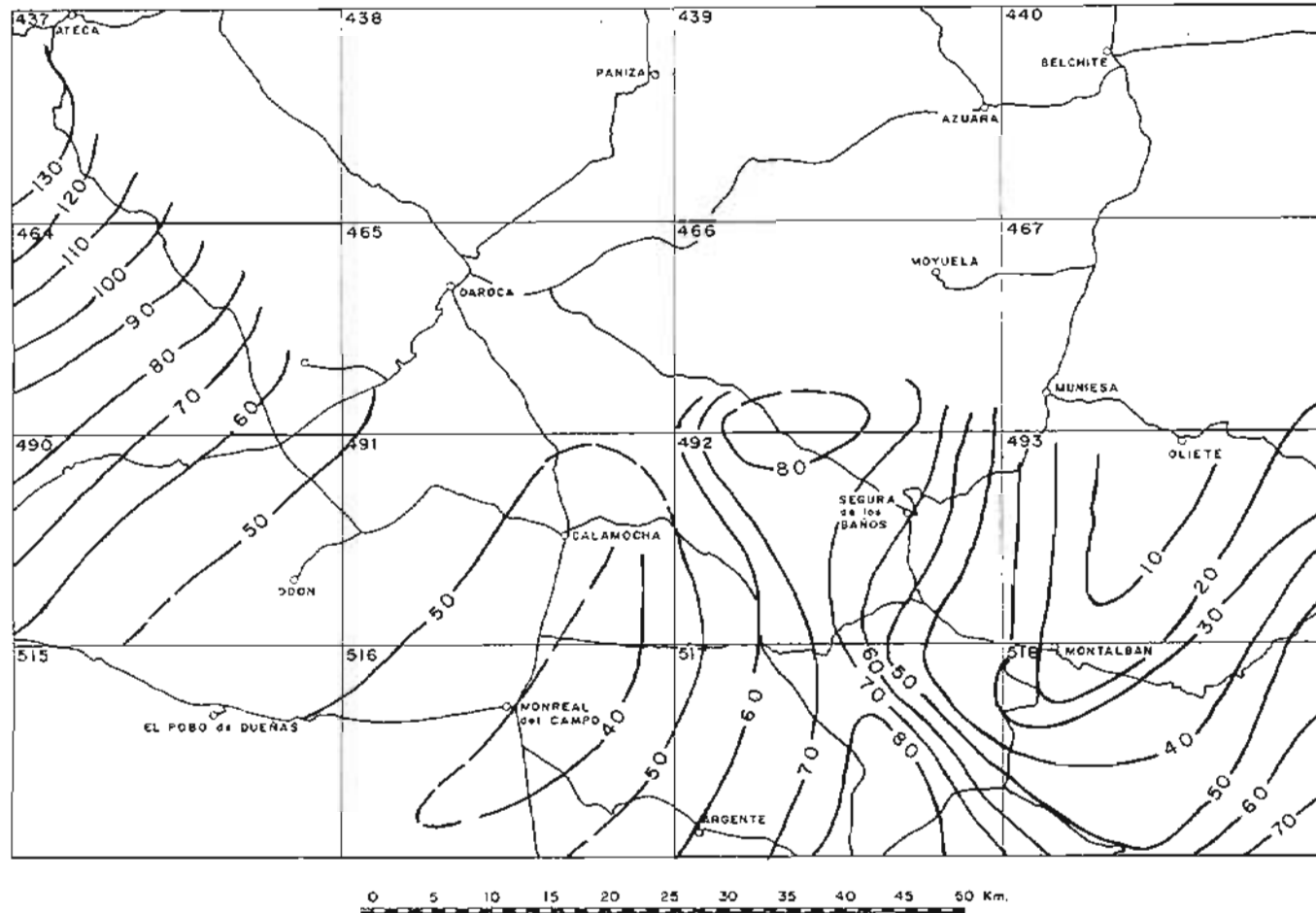


FIG. 1 7 13.—Mapa de isopacas de las Formaciones Embalse de la Tranquera y Organos de Montoro.

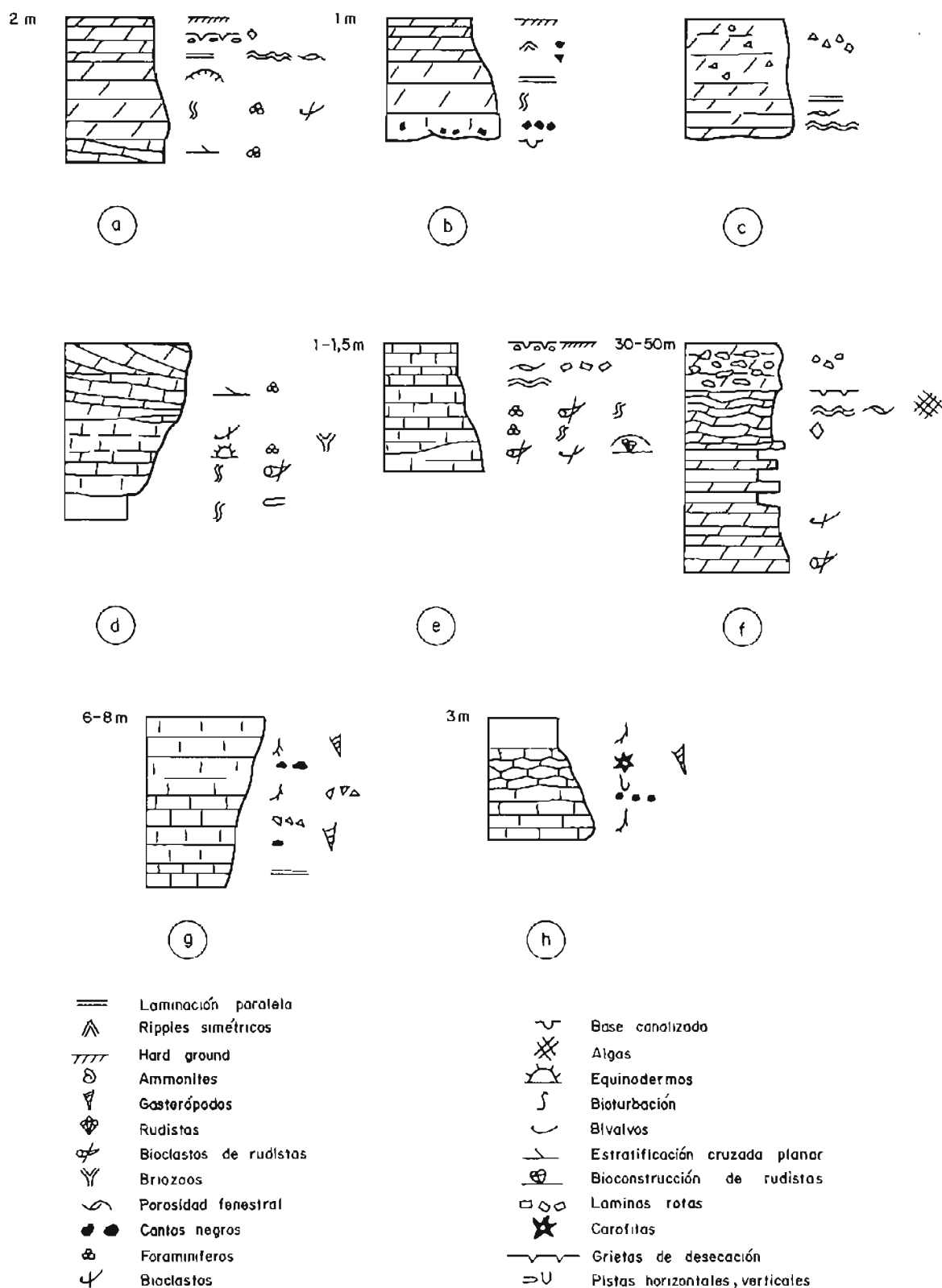


FIG. 1.7.7.—Secuencias tipo de las Formaciones Embalse de la Tranquera (a, b, c), Hontoria del Pinar (d), Burgo de Osma (e), Santo Domingo de Silos (f) y Sierra de la Pica (g, h)

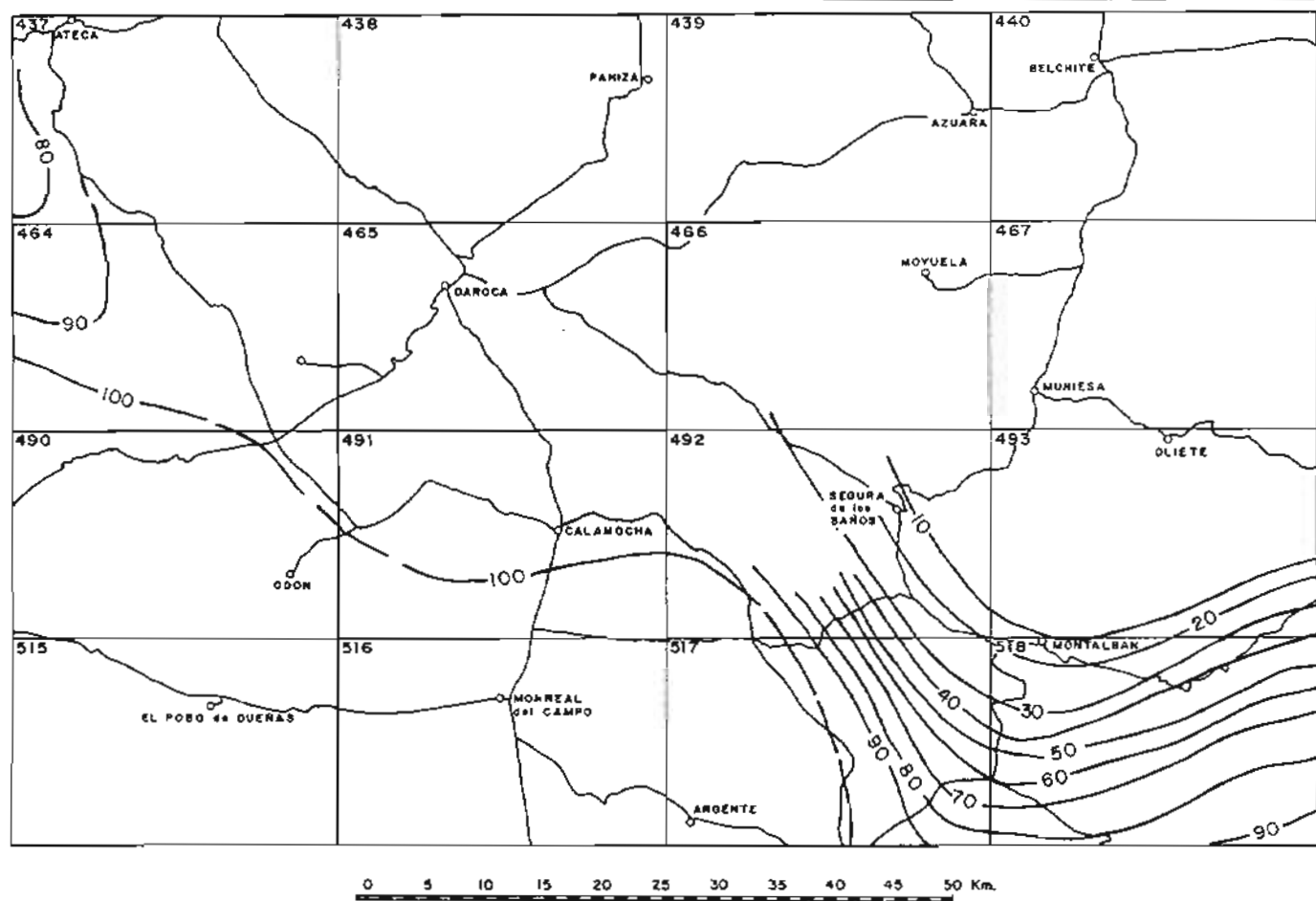


FIG. 1.7.14.—Mapa de isopacas de las Formaciones Hontoria del Pinar, Burgo de Osma, Santo Domingo de Silos y la Cañadilla.



otros foraminíferos *Idalina* sp., *Periloculina* sp., *Dicyclina* sp., *Cuneolina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Spiroplectammina* sp. La edad de esta asociación es Santoniense a Santoniense superior.

Se distinguen tres tipos de facies: facies de margas a *mudstones* arcillosos, bioturbados, con pequeños restos fósiles y foraminíferos planctónicos. Corresponden a sedimentos de baja energía, producidos por una sedimentación en medio abierto de relativa profundidad. Facies de *wackstone-packstone* con estratificación difusa, bioturbados, con restos de bivalvos, briozoos, equinodermos y foraminíferos. Medio de energía intermedia que corresponde a depósitos más proximales o de tránsito respecto a la anterior. Facies de *grainstones*, calcarenitas con bioclastos, miliólidos abundantes y estratificación cruzada. Son acumulaciones de barras calcareníticas en ambientes de alta energía.

Se asocian en una secuencia característica (FLOQUET y MELÉNDEZ, 1982), figura 1.7.7 d, que muestra las facies de margas en la base. Sobre éstas, *wackstones* bioturbados y a techo calcarenitas bioclásticas con estratificación cruzada. Se interpreta como el resultado del avance hacia mar abierto de las barras calcareníticas, que se situarían en el borde de la plataforma interna, y que llegan a progradar sobre las margas de la plataforma abierta.

Esta unidad evoluciona en un contexto de tránsito entre plataforma interna y externa.

#### C) Formación Calizas del Burgo de Osma.

Presente en el sector Central de la Cordillera Ibérica y aflorante en la mitad occidental del mapa como una sucesión de calizas estratificadas. Su equivalente en la región Aragonesa-Maestrazgo corresponde parcialmente a las margas y calizas de la Cañadilla.

Sus afloramientos en la Hoja son relativamente escasos y parciales. Tiende a dar un entrante morfológico o a aparecer muy arrasada por erosión. Litológicamente está representada por calizas bioclásticas y micríticas alternantes. Se trata de *packstones* bioclásticos, *wackstones* fosilíferos y *mudstones* laminados, estratificados en bancos de hasta medio metro. El límite inferior es transicional rápido, desde las calizas de Hontoria del Pinar, diferenciándose de ésta por caracteres texturales y el límite superior es neto por cambio litológico brusco con la unidad suprayacente, dolomías y calizas de Santo Domingo de Silos.

Las potencias de esta unidad son difíciles de establecer debido a que por la erosión, los afloramientos de esta unidad son parciales, no obstante la potencia

medida en áreas próximas, situadas al oeste del borde Noroccidental de este trabajo, oscilan entre 30 y 40 m, mientras que en el perfil del Embalse de la Tranquera apenas exceden los 10 m. Potencias del orden de 30 a 40 m han sido medidas en los perfiles del río Piedra-Cimballa-Campillo, en Villalba de los Morales y en el arroyo de los Calderones.

En cuanto a sus relaciones laterales hay que señalar la gran homogeneidad en la sucesión, si bien localmente (Villalba de los Morales), existe un predominio de las facies de miliólidos (*wackstones* con fósiles), siendo en general una unidad poco afectada por la dolomitización.

Su contenido paleontológico es relativamente abundante, se han identificado bivalvos (rudistas), *Hippurites* sp., *Radiolites* sp., y *Birradiolites* sp.; foraminíferos y algas: *Idalina antiqua* (D'ORB.), *Periloculina zitelli*, *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Pseudolituonella reichelli* (HOTT.), *Valvulammina picardi* (HENSON), *Stesioina* cf. *surrentina* (TORRE), *Lacazina elongata* (MUN.-CHALM), *Pseudolituonella*, *Dictyopsella* cf. *kilani* (MUN.-CHALM.), *Cyclopsynella* cf. *steinmani*, *Broeckinella* cf. *neummanae*, que permiten asignar una edad Santoniense superior a posible Campaniense para esta formación.

Sus facies y asociaciones están constituidas por tres tipos fundamentales: facies de *packstone* a *bafflestones* de rudistas, con pequeños núcleos de crecimiento que lateralmente aparecen fragmentados, abundante bioturbación y otros organismos: miliólidos, algas, etc., en lechos bien estratificados. Se trataría de procesos de crecimiento y destrucción de biotopos en ambientes de *lagoon*. Facies de *wackstones* con miliólidos y bioclastos (a veces *packstone*), intensamente bioturbados. Son depósitos en ambientes tranquilos de *lagoon* con abundante vida bentónica. Facies de *mudstones* (*wackstones*) con laminación algal, porosidad fenestral y foraminíferos bentónicos. Pueden mostrar señales de brechificación por desecación. Su depósito tiene lugar bajo una delgada lámina de agua, en medios inter a supramareales, con prolongadas exposiciones subáreas.

Se asocian en un tipo de secuencia característica (FLOQUET y MELÉNDEZ, 1982), figura 1.7.7 e. En la base *packstones* y/o *bafflestones* de rudistas, por encima *wackstones* de miliólidos y a techo la laminación algal, porosidad fenestral y brechificación. Corresponde a una secuencia de somerización en un *lagoon*, cuyos ambientes submareales se representan por las facies de rudistas y miliólidos, mostrando distintos subambientes energéticos. Los medios intermareales, favorecen el desarrollo algal y la exposición supramareal, la brechificación.

Esta unidad corresponde a una evolución en ambiente de *lagoon*, con una continuada progradación de los ambientes proximales por colmatación.

*D) Formación Dolomías, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos.*

Definida para el sector Central de la Cordillera Ibérica, aflora de forma parcial y puntual en la mitad occidental del mapa como una sucesión de dolomías y margas dolomíticas con intercalaciones de brechas dolomíticas. Desaparece lateralmente hacia el este, siendo sustituida en el sector Aragonés-Maestrazgo por las margas y calizas de la Cañadilla.

Sus características litológicas permiten que aparezca intensamente erosionada, siendo reconocible por sus tonos claros, blanco-amarillentos y sus niveles margosos. Litológicamente está constituida por una sucesión de margas dolomíticas, dolomías estratificadas, frecuentemente con deformaciones plásticas y niveles brechoides o carniolares, con importantes huellas de disolución.

Su límite inferior es neto por cambio litológico brusco, al igual que el límite superior con la Fm. de la Sierra de la Pica. Las variaciones de potencia son difícilmente extrapolables, ya que se trata de observaciones puntuales. Así en el Embalse de la Tranquera es posible identificar esta unidad de forma parcial en una sucesión de unos 8 m de potencia, en Aldehuela de Liestos aflora igualmente de forma parcial con unos 15-20 m de potencia, mientras que el Arroyo de los Calderones alcanza los 40 m. Una potencia ligeramente superior cercana a los 50 m ha sido medida en regiones vecinas situadas al NO de área de estudio, en Embid de Ariza.

Las facies permanecen constantes dentro de las variaciones lógicas en una sucesión alternante de margas, calizas dolomíticas y dolomías a veces brechoides. Hay que señalar que la extensión de esta unidad no supera el límite del sector Central y que en el sector Aragonés-Maestrazgo no tiene equivalente en facies, si bien parece corresponderse por un cambio lateral de facies con la Fm. de la Cañadilla.

Su contenido paleontológico es prácticamente nulo, habiéndose citado la presencia de fantasmas de moluscos y algas. Su edad, en función de su situación estratigráfica y por correlación con otros sectores pudiera ser Campaniense.

Esta unidad presenta litología esencialmente dolomítica en la que se diferencian: facies de calizas dolomíticas con restos de bioclastos de rudistas, similares a las de la unidad anterior. Se interpretan como

facies de *lagoon*, recrystalizadas. Facies de margas dolomíticas sin fósiles. Facies de dolomicritas con porosidad móldica, debida a disolución de bioclastos. Facies de dolomías y dolomicritas con laminaciones de algas deformadas por pseudomorfos de anhidrita y grietas de desecación. Facies de calizas dolomíticas, con pseudomorfos de nódulos, agujas de anhidrita y texturas en malla (*chicken-wire*). Facies de brechas dolomíticas y carniolas, provocadas por disolución.

Estas facies se ordenan en una secuencia mayor que indica la evolución general de la unidad (FLOQUET y MELÉNDEZ, 1982) figura 1.7.7 f. En la base se sitúan las calizas dolomíticas con bioclastos, que corresponden a la restricción del *lagoon* con concentración salina. Por encima las facies de margas y dolomicritas con porosidad móldica, que representa el aislamiento con respecto al medio marino. Las facies con pseudomorfos y tapices de algas deformadas corresponden a la instalación de una *sebkha* costera en las áreas marginales, mientras que las facies de brechas representan la influencia de aguas continentales que provocan el colapso por disolución de lechos evaporíticos.

La evolución de esta unidad, por tanto, responde al tránsito desde las facies de *lagoon* de la unidad anterior a condiciones marginales evaporíticas y a una incipiente influencia continental del agua dulce.

*E) Formación Calizas con cantos negros de la Sierra de la Pica.*

Unidad definida en el sector Central de la Cordillera Ibérica y que aflora escasamente de forma puntual en el área del presente estudio como calizas micriticas nodulosas o brechoides con niveles de margas calcáreas. Su equivalencia en el sector Aragonés-Maestrazgo está representada por la Fm. Calizas de Fortanete.

Constituye el último resalte morfológico de la serie del Cretácico superior y está formada por micritas e intramicritas, *mudstones* y *wackstones* con niveles brechoides, gasterópodos, characeas y cantos negros, también se observan huellas de raíces asociadas a niveles de margas calcáreas.

Su límite inferior es neto por un cambio brusco en la litología, desde la Fm. infrayacente de Santo Domingo de Silos. El límite superior es una superficie de erosión. Los afloramientos puntuales no permiten establecer variaciones laterales de litología, no obstante, en el Embalse de la Tranquera afloran unas calizas micriticas nodulosas que pudieran corresponder a esta unidad, con una potencia que puede alcanzar los 6-8 m, y en el Arroyo de los

Calderones, donde se observa una sucesión bastante completa de la unidad, se han medido 45 m de calizas micríticas nodulosas a brechoides con niveles de margas calcáreas igualmente nodulosas.

Su contenido paleontológico es de gasterópodos (*Lychnus* sp.), lamelibranquios, characeas, ostrácodos y algunos foraminíferos. Se han identificado: *Discorbidos*, *Stenosina* cf. *surrentina* (TORRE), *Anomalina* sp., *Conorbina* sp., y *Graudryina* sp. Su edad es de probable Campaniense a Maastrichtiense.

Esta unidad muestra las siguientes facies: facies de *mudstones* nodulosas a brechoides, a veces mal laminadas, con porosidad irregular y que ocasionalmente contienen gasterópodos (*Lychnus*). Se interpretan como depósitos de fangos micríticos en áreas lacustres. Facies de *wackstones* con niveles brechoides, cantos negros y fisuración por efecto de raíces. Contienen gasterópodos, charáceas y ostrácodos.

Corresponden a sedimentación en márgenes lacustres con colonización vegetal, que reciben aportes de material re trabajado de áreas cercanas. Facies de *packstone* a *grainstone*, generalmente de aspecto brechoide, con formación de raíces, nodulización y cantos negros dispersos. Contienen gasterópodos, characeas y ostrácodos. Se interpreta como depósitos de márgenes lacustres, con importante reestructuración del sedimento, de origen vegetal.

La asociación de las facies se realiza en dos tipos de sucesiones (fig. 1.7.7). La primera (g) corresponde a una sucesión granocreciente de *mudstones* a *grainstones*, debida a la instalación de un ambiente lacustre somero, con extensas márgenes someras con amplia colonización vegetal, que provoca la reestructuración del sedimento hacia la nodulización y brechificación.

La secuencia (h) está producida en el mismo ambiente lacustre con depósitos iniciales bajo lámina de agua, que reciben aportes generados en las márgenes, y que soportan una colonización vegetal continua. Las facies superiores, de *mudstones* nodulosos o laminados, se enriquecen hacia techo de la Formación en terrígenos finos. Son los depósitos de fangos micríticos a margas, correspondientes a llanuras fangosas en las que se distribuye el material terrígeno, apartado hacia las áreas lacustres. Se encuentra igualmente afectado por reestructuración de origen vegetal y de exposición subaérea.

La Formación muestra evolución continental de amplias zonas lacustres a palustres, de amplios márgenes, muy someros, con gran colonización vegetal.

## 1.7.2. MAESTRAZGO.

### 1.7.2.1. Formaciones: Calizas y margas de la Mosqueruela y Dolomías del Barranco de los Degollados (52). Cenomaniense inferior-Turonense.

#### A) Formación Calizas y margas de la Mosqueruela.

Aflora en la mitad oriental del mapa correspondiente al sector Aragón-Maestrazgo. Está constituida por una gran variedad de tipos litológicos: arenas, lutitas y calizas en la base, y calizas laminadas y bioclásticas con niveles margosos en su parte superior. Las características litológicas y su situación estratigráfica permiten correlacionarla con las Formaciones de Santa María de las Hoyas en su parte inferior y con la de Nuévalos en su parte superior.

Morfológicamente, la parte superior de la unidad forma un resalte calcáreo uniforme muy continuo en toda la región. Su límite inferior con la Fm. Utrillas es generalmente transicional y se sitúa en los primeros niveles carbonatados con fragmentos de ostreidos. La separación entre los dos tramos de esta unidad, el inferior de alternancia de arenas, calizas y lutitas, y el superior de calizas estratificadas, suele coincidir con una superficie ferruginizada con acumulación de fauna. El límite superior es neto y se corresponde con una superficie de discontinuidad puesta de manifiesto por karstificación, ferruginización, etc.

La correlación de los perfiles (figs. 1.7.3 y 1.7.4), así como el mapa de isopacas de la figura 1.7.10, permiten observar las variaciones de potencia. Esta es mínima en el extremo NE del área de afloramiento, en el perfil de Puente del río Martín con 225 m. Oscila entre 40 y 70 m en el extremo NO del área de afloramiento, perfiles de Huesa del Común, Segura de los Baños y Martín del Río. Alcanza los 80 m en los perfiles de la Venta de la Pintada y San Just y aumenta hacia el extremo S y SE del área de estudio con 100-110 m en los perfiles del Barranco de los Degollados, La Cañadilla y Puerto del Esquinazo, siendo máxima en Aliaga, donde alcanza los 180 m.

Por otro lado, la continuidad lateral de esta Formación es patente como se deduce del gráfico de correlación. Es de notar que el aumento de potencia lleva consigo el aumento en el contenido de arenas y lutitas (perfiles de Huesa del Común y Aliaga) sin que por eso se pierda la característica de alternancia de lutitas y calizas en la parte inferior de la unidad. La parte superior muestra variaciones en cuanto a la distribución de los tipos litológicos y a la dolomitización parcial o total de estos tramos.

Litológicamente, la parte inferior está constituida por calizas arenosas y calcarenitas bioclásticas, *wackstones* y *packstones* arenosos y bioclásticos que alternan con niveles de arenas, limos, arcillas y margas y contienen ostreidos y orbitolinas. La parte superior son calizas laminadas y bioclásticas y frecuentes niveles calcareníticos, generalmente *wackstone*, *packstone* y ocasionalmente *grainstone*. Poseen algas, rudistas y praealveolinas.

Su contenido paleontológico es de bivalvos (ostreidos y rudistas), gasterópodos, algas calcáreas, ostrácodos, serpulidos y foraminíferos bentónicos. Se han identificado *Orbitolina gr. concava* (LAMARCK), *Charentia cuvillieri* (NEUM.), *Haplophragmium* sp., *Marsonella* sp., *Praealveolina cretácica brevis* (REICHEL), *Praealveolina ibérica* (REICHEL), *Merlingina cretacea* (HAMAOVI-ST. MARC.), *Hemicyclammia sigali* (MAYNC.) y *Pseudocyclammia rugosa* (D'ORB.), asociación a la que se atribuye una edad de Cenomaniense, estando representado el Cenomaniense inferior e incluso el superior.

Dentro de esta unidad heterolítica se diferencian:

Facies de arenas, areniscas y calizas arenosas con bases erosivas o canalizadas y estructuras de corriente, *ripples* y estratificación cruzada generada bajo la acción de corrientes tractivas y oleaje.

Facies de margas y lutitas masivas o laminadas debidas a procesos de decantación en áreas tranquilas.

Facies de *mudstones* y *wackstones* con laminación paralela, *ripples*, laminación de algas y crecimientos estromatolíticos con porosidad fenestral y láminas rotas. Son depósitos someros bajo corrientes de flujo y fijación del sedimento por algas que pueden sufrir exposición subaérea.

Facies de *wackstones* y *grainstones* generalmente bioclásticas con lechos canalizados y estratificación cruzada correspondientes a depósitos submareales de alta energía.

Las asociaciones de estas facies se realizan en distintos tipos de secuencias de somerización, en las que están representados ambientes sub, inter, y supramareales (fig. 1.7.8). La secuencia (a) corresponde a una llanura arenosa, la (b) muestra el tránsito entre llanura carbonatada submareal y fangosa, surcada por canales arenosos de drenaje. Las (c) y (d) corresponden a distintas situaciones en la llanura carbonatada de baja energía, mientras que la (e) muestra el término submareal de alta energía. Por último, la secuencia (f) corresponde a una secuencia granocreciente de profundización en donde las barras submareales avanzan sobre la llanura intermareal.

La complejidad de las facies y secuencias traduce los distintos procesos que tienen lugar en la instalación de una plataforma interna carbonatada, debida a un impulso transgresivo sobre los ambientes de sedimentación terrígena existentes inicialmente.

#### B) Formación Dolomías del Barranco de los Degollados

Está presente en el sector Aragones-Maestrazgo (mitad oriental del mapa) y se muestra como una unidad masiva o estratificada en gruesos bancos de dolomías y calizas dolomíticas. Su equivalencia en el sector Central corresponde a las Calizas bioclásticas de Jaraba.

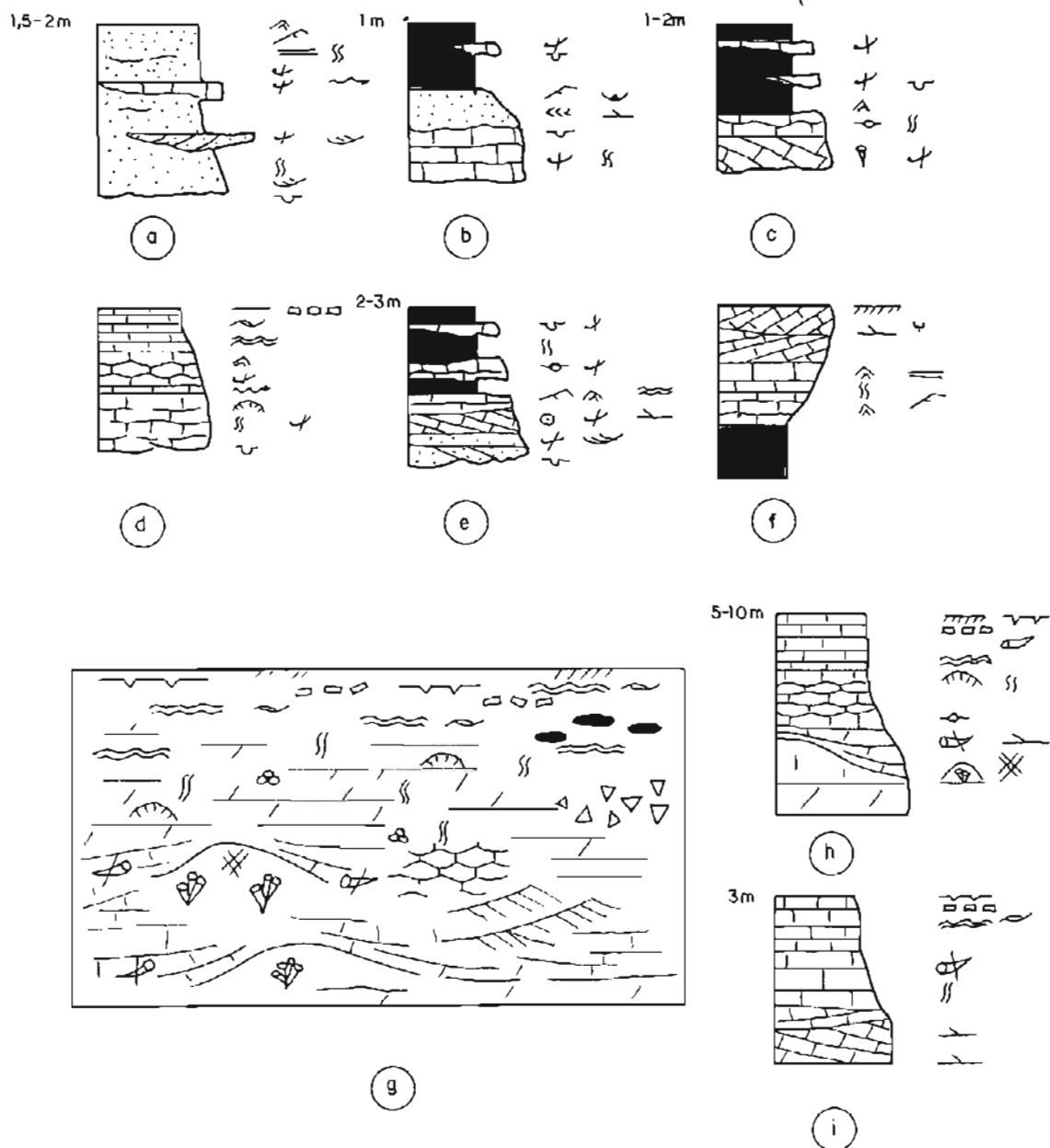
Al igual que la Fm. de Jaraba, presenta resalte morfológico acusado, siendo sus características litológicas similares, pero con menor grado de dolomitización, reconociéndose texturas de intramicritas e intraesparitas, *packstone* y *grainstone* con estratificación cruzada a gran escala, geometrías lenticulares convexas con rudistas, así como *wackstones* laminados y localmente niveles con nódulos de sílex.

Descansa, mediante una superficie ferruginosa de encostramiento, sobre las Calizas y margas de Mosqueruela. Su límite superior es neto y brusco con la presencia de una interrupción sedimentaria generalizada y un cambio litológico importante en toda el área de afloramiento.

La potencia de esta unidad es bastante homogénea manteniéndose con espesores que oscilan entre 40 y 60 m en todos los perfiles, con un ligero aumento hacia el SO (80 m en el puerto de Esquinazo) y una importante disminución hacia el extremo NE (perfil del puente sobre el río Martín), en donde apenas alcanza 10 m, tal como se representa en el mapa de isopacas (fig. 1.7.12).

Sus variaciones litológicas son escasas y se manifiestan por el distinto grado de dolomitización y el mayor o menor aspecto masivo del conjunto.

Su contenido paleontológico es relativamente abundante y está constituido esencialmente por rudistas y foraminíferos, acompañados por algas calcáreas, radiolas de equinodermos, briozoos, ostrácodos y gasterópodos. Se han identificado *Trochospira aunimelechi* (HAM.-S. MARC.), *Pseudolituonella reicheli* (HARIE.), *Pseudoclavolina brayi* (COLOM.), *Cuneolina conica* (D'ORB.), *Chrysalidina gradaba* (D'ORB.), *Vidalina hispanica* (SCHL.), *Rotalina cayeuxi* (LAPP.) *Discorbis* sp., *Pseudolomia* sp., *Praeglobotruncana?* sp., *Quinqueloculina* sp., *Valvulina* sp., *Textularia* sp., *Triloculina* sp., *Gravelinella* sp. Esta asociación representa al Turoniense (inferior).



- |                            |                                  |
|----------------------------|----------------------------------|
| /// Hard ground            | ✱ Algas                          |
| ⊙ Ammonites                | ☼ Equinodermos                   |
| ⊙ Gasterópodos             | ∫ Bioturbación                   |
| ⊙ Rudistas                 | ∪ Bivalvos                       |
| ⊙ Bioclastos de rudistas   | ⌋ Estratificación cruzada planar |
| ⌋ Briozoos                 | ⊙ Bioconstrucción de rudistas    |
| ∪ Porosidad fenestral      | ⊙ Laminas rotas                  |
| ● Cantos negros            | ✱ Carofitos                      |
| Laminación paralela        | ⊙ Estratificación nodulosa       |
| ∧ Ripples de corriente     | ∪ Bioclastos                     |
| ∧ Ripples simétricos       | ∪ Base canalizada                |
| ∪ Estratificación ondulada | ∪ Grietas de desecación          |
| ⊙ Foraminíferos            | ⊙ Textura de grainstone          |

FIG. 178 —Secuencias tipo de la Formación Mosqueruela (a, b, c, d, e, f) Asociación de facies (g) y secuencias tipo de la Formación Barranco de los Degollados (h, i).

En esta unidad se identifican facies de calizas y dolomías. Las más significativas corresponden a calizas finas *mudstones* y dolomías finamente cristalinas con laminación algal, *wackstones* y *packstones*, a veces muy dolomíticas con foraminíferos y bioclastos de bivalvos, abundante bioturbación y estratificación paralela y ondulada que son depósitos de fondo submareal tranquilo bajo la acción del oleaje. *Packstone* y *grainstone* de alto hidrodinamismo con estratificación cruzada y abundantes bioclastos. *Packstone* a *bafflestones* de rudistas con geometrías planoconvexas correspondientes al desarrollo de *rudist mud mounds*.

En la figura 1.7.8 se encuentran las distintas asociaciones presentes en la Formación. La figura (g) muestra la disposición espacial de la unidad con desarrollo generalizado de las facies dolomíticas entre las que se aprecian los montículos de crecimiento de rudistas y sus facies de talud e *intermound* asociadas, el conjunto de barras y *shoals* bioclásticos que constituirían el cinturón energético y las facies someras sub e intermareales bioturbadas y laminadas.

Las secuencias (h) e (i) muestran las secuencias de somerización identificables en la unidad. La primera sobre los montículos de rudistas y la segunda sobre las facies de *shoals* calcareníticos. En ambos casos la somerización provoca el desarrollo de llanura sub a intermareal con episodios de emersión.

El conjunto de la unidad representa la evolución sedimentaria en un ambiente de plataforma interna-lagoon, en donde una barrera, posiblemente discontinua, delimita las áreas protegidas de lagoon, en cuyas márgenes pueden desarrollarse llanuras de marea con ambientes sub a supramareales. La evolución de esta unidad es progradante por somerización.

#### 1.7.2.2. Formaciones: Calizas de los Organos de Montoro, Margas y calizas de la Cañadilla y Calizas de Fortanete (53). Coniaciense Maastrichtiense.

##### A) Formación Calizas de los Organos de Montoro.

Tiene su área de afloramiento en el sector Aragón-Maestrazgo, en la mitad oriental del mapa y aflora como una sucesión de calizas brechoides estratificadas. Se correlaciona con las calizas dolomíticas del Embalse de la Tranquera.

En su área tipo, valle del río Guadalupe, situada en el extremo SE de la región estudiada, constituye un relieve característico en *chevron* y agujas. Está constituida por calizas micríticas, *mudstones*, *wackstones*, muy brechificadas con cantos angulosos y re-

dondeados de tamaño variable, cantos negros, abundante bioturbación por perforaciones de raíces y laminación. Hacia la parte norte se intercalan algunos niveles margosos. El conjunto está estratificado en bancos que ocasionalmente superan el metro de potencia.

Descansa sobre las dolomías del Barranco de los Degollados mediante una superficie de discontinuidad estratigráfica y su límite superior es un tránsito gradual a la unidad suprayacente evidenciado por un incremento en los lechos margosos y la aparición de rudistas y miliólidos.

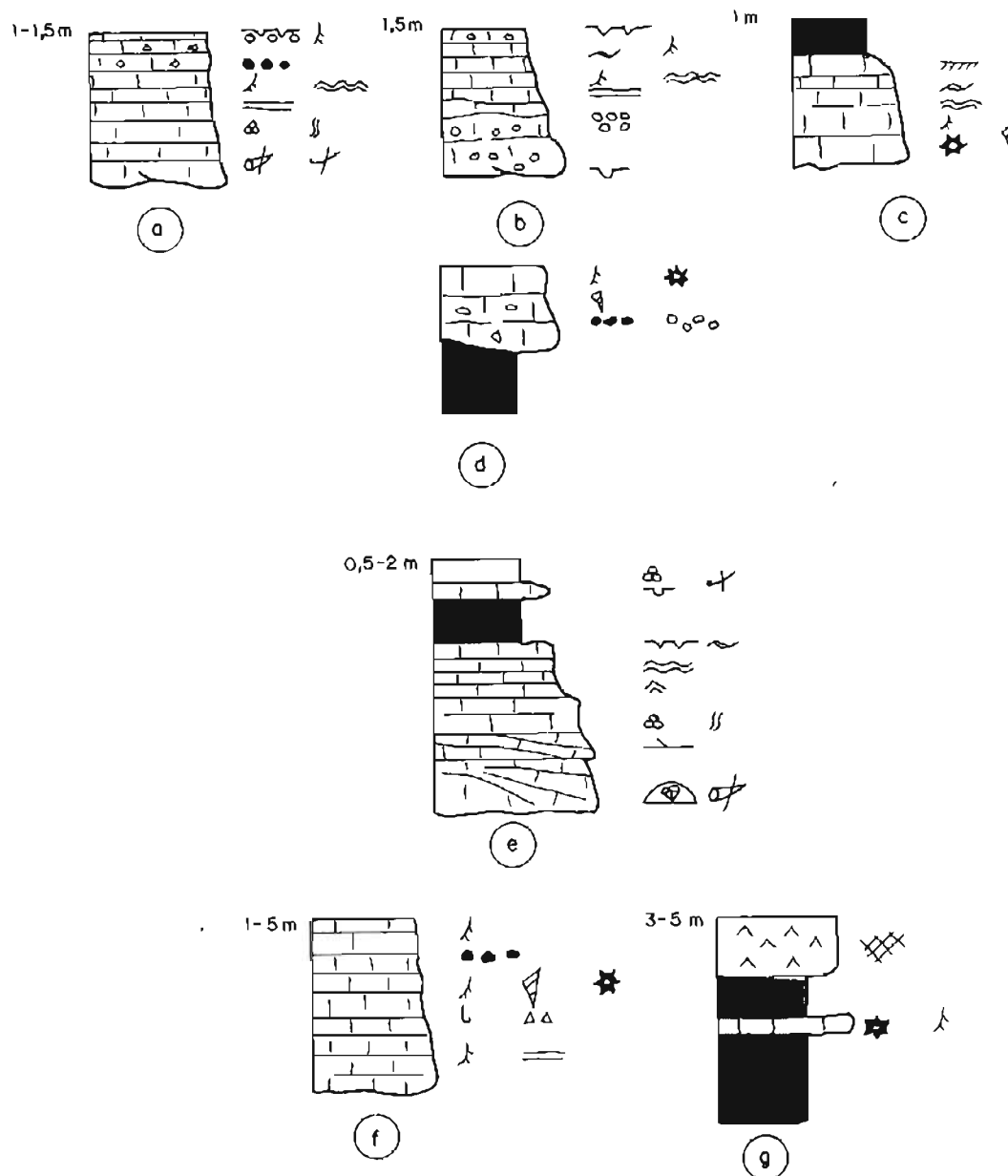
La potencia de esta Formación es irregular, con frecuentes cambios, oscilando entre 40 y 60 m en la mayoría de los perfiles: Barranco de los Degollados, Aliaga, puerto de Rudilla, Huesa del Común, Segura de los Baños, San Just y la Cañadilla (fig. 1.7.13).

El máximo de espesor se sitúa al sur en el puerto del Esquinazo con 80 m, y el mínimo en los extremos NE, puente del río Martín 15 m, y SO Barranco de los Calderones 15 m. En este último punto se encuentra también representada la unidad equivalente lateralmente del Embalse de la Tranquera.

Su contenido paleontológico consiste en bivalvos, gasterópodos, characeas, ostrácodos y miliólidos. Se han clasificado *Idalina antiqua* (D'ORB.), *Moncharmontia* cf. *apenninica*, (DE CASTRO), *Stensonia surrentina* (TORRE), *Ataxophragmium* sp., *Valvulammina* sp., *Spiroplectammina* sp., *Anomalina* sp., *Cornubiina* sp., en la base de la unidad, asociación que corresponde a un probable Coniaciense. Hacia techo de la Formación se presenta la asociación de *Vidalina hispánica* (SCHLUMB.), *Periloculina* sp. (*Lacazina*?), *Idalina antiqua* (D'ORB.), *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Peneroplis giganteus* (GENDROT.), propia del Santoniense. Por lo tanto, la edad de esta Formación debe de ser Cenomaniense a Santoniense.

Se han identificado facies de *mudstone* y *wackstone* con *pelets*, foraminíferos, tapices de algas, porosidad fenestral, láminas rotas, cantos negros y huellas de raíces. *Packstones* brechoides y bioclásticas con bases erosivas y facies de margas.

Las asociaciones identificadas en esta unidad se representan en la figura 1.7.9. La secuencia (a) muestra en la base las facies energéticas y tranquilas submareales. Los términos superiores corresponden al desarrollo de tapices algales en una llanura mareal con exposiciones subaéreas continuadas que provocan la brechificación y colonización vegetal. La secuencia (b) muestra ambientes intermareales surcados por canales que arrastran material retrabajado,



	Hard ground	⊗	Algas
⊙	Ammonites	☼	Equinodermos
♀	Gasterópodos	∫	Bioturbación
⊗	Rudistas	∪	Bivalvos
⚡	Bioclastos de rudistas	⌋	Estratificación cruzada planar
	Briozoos	⊕	Bioconstrucción de rudistas
∩	Porosidad fenestral	□□	Laminas rotas
●▲	Cantos negros	★	Carófitas
==	Laminación paralela	∫	Bioclastos
~~~~	Estratificación ondulada	∪	Base canalizada
⊗	Foraminíferos	~~~~	Grietas de desecación

FIG. 1.7.9 —Secuencias tipo de las Formaciones Organos de Montoro (a, b, c, d), Cañadilla (e) y Fortanete (f, g)



y recubierto por tapices de algas con exposición subaérea y colonización vegetal. Las (c) y (d) son producidas en ambientes de charcas supramareales con importantes episodios de exposición, colonización y brechificación.

El conjunto de esta unidad corresponde a una evolución en amplia llanura de marea con ambientes inter a supramareales cuyas márgenes están ocupadas por charcas no permanentes y surcadas por pequeños canales distributarios del material reelaborado por los procesos de desecación y colonización vegetal.

#### B) Formación Margas y calizas de la Cañadilla.

El afloramiento de esta unidad corresponde a la mitad oriental del mapa, sector Aragón-Maestrazgo, apareciendo como una sucesión alternante de calizas y margas de tonos claros blanquecinos. Equivale lateralmente a las Formaciones de Hontoria del Pinar, Burgo de Osma y Santo Domingo de Silos.

Constituye una unidad fácilmente erosionable, que marca un entrante morfológico por contraste con las unidades infra y suprayacentes, que forman relieves acusados.

Litológicamente está constituida por calizas con rudistas y miliólidos, *packstone* a *grainstone*, calizas laminadas, *wackstone* y *mudstones* y margas ocasionalmente calcáreas muy laminadas.

Su límite inferior es un tránsito gradual, por un incremento rápido en niveles margosos y la aparición de niveles de rudistas y miliólidos. Su límite superior, no siempre visible, se realiza de forma transicional a neta por la aparición de niveles de calizas micríticas con gasterópodos, charáceas y cantos negros, correspondientes a la unidad suprayacente, Fm. Fortanete.

La potencia de esta unidad muestra un incremento considerable hacia el S y SE, figura 1.7.14. Así, en los extremos NE y SO, perfiles del puente de río Martín y del arroyo de los Calderones, su potencia es de 10 y 15 m, respectivamente, mientras que en el borde sur se han medido potencias de al menos 65 m en el puerto del Esquinazo, y de unos 100 m en el Barranco de los Degollados y la Cañadilla. En la parte central las potencias son reducidas, entre los 15 y 40 m en Las Parras de Martín, San Just y Segura de Baños, siendo de este orden las correspondientes al extremo NO en el puerto de Rudilla.

No presenta grandes cambios litológicos manteniendo sus características, de alternancia de calizas de miliólidos y margas, en toda la región.

Su alto contenido en fósiles ha permitido identificar *Idalina antiqua* (D'ORB.), *Pseudolituonella* cf. *reicheli* (MARIAE), *Periloculina zitelli*, *Vidalina hispánica* (SCHL.), *Minouxia lobata* (GENDROT), *Valvulamina picardi* (HENSON), *Peneroplis giganteus* (GENDROT), *Barkernia barquerensis*, *Thaumaporella parvovesiculifera* (RAINIERI), *Stensonia surrentina* (TORRE), *Rotalina cayeuxi* (LAPPARENT), *Ataxophragmium* sp., *Lacazina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Periloculina* sp., *Marsonella* sp., *Gavelinella* sp., *Textularia* sp., *Discorbis* sp. Esta asociación caracteriza el Santoniense superior y posiblemente el Campaniense.

Se distinguen los siguientes tipos de facies:

Facies de *packstone-bafflestones* de rudistas. Constituidas por pequeños biotopos de rudistas en posición de vida que constituyen *patches*, con bioclastos asociados lateralmente.

Facies de calcarenitas bioclásticas, *packstone* a *grainstone*, con fragmentos de rudistas y miliólidos. Presentan estratificación paralela y cruzada de bajo ángulo, ocasionalmente.

Facies de *wackstones* bioturbados, con miliólidos dispersos e intraclastos en capas delgadas estratificadas.

Facies de *mudstone-wackstone* con laminaciones algales, que pueden recubrir superficies de *ripples* de oscilación y que llegan a mostrar grietas de desecación o láminas rotas.

Facies de margas blancas a veces laminadas.

La asociación de estas facies, figura 1.7.9 e, aparece constituyendo un ciclo generalmente incompleto en el que se suceden los términos descritos anteriormente, en una secuencia de somerización de un ambiente protegido de *lagoon*.

En la base se sitúan los *patches* de rudistas y sus niveles bioclásticos de flanco asociados, constituyendo un fondo de *lagoon* de energía moderada a alta. Las facies más energéticas que se producen a expensas del arrasamiento de los niveles bioconstruidos, representados por las facies bioclásticas, generan depósitos de acumulación que protegen zonas más tranquilas, en las que se depositan los *wackstones* bioturbados con miliólidos. La progresiva colmatación provoca el avance de las áreas intermareales, con corrientes de marea que generan *ripples* que son rápidamente fijados por los tapices algales. Su exposición subaérea genera la desecación y aparición de cantos planos. La secuencia termina con los depósitos de decantación de una llanura fangosa, en la que pueden aparecer esporádicos niveles



discontinuos bioclásticos, resultado de eventuales estadios de agitación, marejadas o tormentas.

La unidad, en su conjunto, muestra el proceso de relleno de *lagoon*, en el que existirían subambientes energéticos que protegerían extensas zonas de sedimentación tranquila sub a supramareal.

### C) Formación Calizas de Fortanete.

Definida para el sector Aragón-Maestrazgo, aflora en la mitad oriental del mapa como una sucesión de calizas con cantos negros y localmente, con una sucesión de calizas, margas y yesos hacia techo. Equivale lateralmente a la Fm. de la Sierra de la Pica.

Al igual que su equivalente en la parte occidental, constituye el último resalte morfológico de la serie del Cretácico superior. Está constituida por calizas micríticas con cantos negros, *mudstone-wackstone*, de aspecto noduloso o brechoide que contiene *Lychnus* en la parte inferior de la unidad, y calizas micríticas con characeas, *mudstone* y *wackstones*, estratificadas en delgados niveles que alternan con margas, lutitas y niveles de yesos, en gruesos bancos en la parte superior. Los yesos son de masivos a nodulares.

Esta unidad ha sido estudiada en los perfiles del Barranco de los Degollados, con una potencia que supera los 50 m, en donde están representadas las dos subunidades descritas anteriormente, y en el perfil del Puerto de Rudilla en donde aflora con una potencia de 35 m y en la que sólo aparecen las calizas con *Lychnus* y cantos negros.

El límite inferior es neto por cambio litológico brusco desde las margas y calizas de la Cañadilla, y el límite superior, donde ha sido observado, aparece como una superficie de erosión que trunca la unidad.

El contenido en fósiles es poco variado habiéndose encontrado gasterópodos *Lychnus matheroni* (REQUIEN.), *Lychnus ellipticus* (MATHERON) y *Lychnus sanchezi* (VIDAL), y characeas: *Strobilochara* sp., *Peckichara* sp., *Dughiella* sp., y *Microchara* sp. La edad de esta unidad es Campaniense-Maastrichtiense.

Se identifican facies carbonatadas y yesíferas:

Facies de *wackstones* con laminación algal, porosidad fenestral, cantos negros y bioturbación de raíces

Facies de calizas brechoides con cantos negros, gasterópodos, characeas y ostrácodos, fisuración y tubos de raíces.

Facies de margas y arcillas de decantación.

Facies de yesos nodulares en gruesos bancos.

La asociación de facies se muestra en la figura 1.7.9 (f) y (g). La primera corresponde, a una sucesión de facies calcáreas laminadas, brechoides, con cantos negros y raíces, que representan un dominio lacustre-palustre, de extensiones someras con gran vegetación, que dan paso a la presencia de margas y arcillas correspondientes a las llanuras fangosas existentes entre las charcas de depósitos carbonatados.

La secuencia (g) muestra las facies lutíticas con intercalaciones de niveles calcáreos con characeas, y a techo, los yesos nodulosos. Esta secuencia se interpreta como originada en dominios de *Sebkha* litoral, con entradas de flujos, cuya decantación origina las facies margosas y carbonatadas. La intensa evaporación favorece la aparición de la anhidrita nodulosa.

La unidad muestra, por lo tanto, unas condiciones de depósito en ambientes palustres-lacustres, que progresivamente y de forma localizada permiten la instalación en condiciones de aridez de *sebkhas* bajo condiciones evaporíticas.

## 1.8. TERCIARIO.

Dentro de la Hoja de Daroca los materiales terciarios, de tipo continental, ocupan una superficie que representa casi la mitad de la misma, distribuidos entre la depresión del Ebro y las fosas y depresiones marginales Ibéricas, entre las que destaca por su mayor extensión la de Calatayud-Teruel. Están representados desde el Paleógeno inferior hasta el Neógeno superior (Mio-Plioceno).

La aplicación a estos materiales del análisis estratigráfico clásico se encuentra con dos problemas de partida.

- La monotonía de facies, predominantemente detríticas y frecuentemente groseras, con una manifiesta escasez de restos fósiles.
- El aislamiento cartográfico de las distintas cubetas entre sí y respecto de la Depresión del Ebro.

Estos hechos condicionan de una forma importante los resultados de dicho análisis, ya que aunque se realice el estudio litoestratigráfico detallado de cada una de las cubetas, se carece de criterios cartográficos y bioestratigráficos suficientemente fiables para correlacionar las unidades que pudieran establecerse en cada cuenca.

Ante estas evidencias se hace necesario utilizar criterios de correlación menos tradicionales, basa-

dos principalmente en métodos de análisis de cuenca. Dada la simultaneidad entre procesos tectónicos y sedimentarios y considerando que cualquier proceso tectónico se manifestará posiblemente en un ámbito espacial que superará con creces el de la región estudiada, las características evolutivas que cada uno de ellos imprima a sus sedimentos correlativos se hará notar en un dominio que rebasa al de cada una de las cuencas en particular, por lo que dichas características serán susceptibles de ser utilizadas como criterios de correlación.

A este respecto recientemente PÉREZ et al. (1983), GONZÁLEZ et al. (1984) y GONZÁLEZ et al. (1985) han iniciado el estudio de estos materiales mediante la aplicación de análisis tecto-sedimentario en el sentido de MEGÍAS (1982), obteniendo resultados muy satisfactorios por lo que se utilizó ya en la realización de las Hojas geológicas 1:50.000 de Azuara, Moyuela y Belchite que INTECSA realizó para el ITGE (1985-1986), y que se aplica en el presente estudio.

El análisis del Terciario se desarrollará definiendo las características estratigráficas y sedimentológicas de las diferentes unidades tecto-sedimentarias (UTS) que se han podido definir en las distintas unidades geográfico-geológicas que cubren la Hoja: Depresión del Ebro y Depresiones Ibéricas.

Los límites de las unidades son «rupturas sedimentarias» con carácter amplio que incluye discordancia angular, disconformidad, paraconformidad e incluso conformidades en las que la ruptura se manifiesta por cambio litológico o variaciones de signo de la evolución secuencial.

Se analizan independientemente las cubetas de Aliaga, Alloza y se establecen las correlaciones con el margen meridional de la depresión del Ebro y con la depresión Calatayud-Teruel que cruza la Hoja en diagonal de NO a SE.

Se ha utilizado la cartografía del ITGE para la zona occidental, revisándose con los nuevos criterios de correlación y ajustando a las distintas unidades tecto-sedimentarias las unidades cartográficas existentes.

Se ha realizado un «Estudio Sedimentológico del Terciario» VILLENA, J.; PÉREZ, A.; PARDO, G., y GONZÁLEZ, A. (1987) que figurará en la información complementaria a esta Hoja y que ha servido de base para la realización de esta memoria. A dicho informe se remitirá al lector en aquellos puntos en los que el detalle que se alcanza en el mencionado estudio sobrepase el carácter de síntesis que esta memoria pretende.

## Características sedimentológicas generales.

Para el análisis de facies y secuencias, el estudio de los diferentes perfiles ha permitido diferenciar un conjunto de facies, en función de las características litológicas, texturales y estructurales que proporcionan información acerca de los procesos generadores.

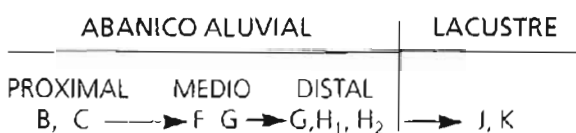
A este respecto se señala que la calidad de las observaciones no es homogénea en toda la Hoja. Así en la mitad occidental de la misma las condiciones de afloramientos hacen que los sedimentos correspondientes a dominios importantes de los diferentes dispositivos sedimentarios hayan quedado escasamente conocidos, por lo que para este sector de la Hoja el establecimiento de secuencias queda relativamente más impreciso.

Los dispositivos sedimentarios que se establecen y a los que nos referiremos en él, están constituidos por distintas «secuencias tipo» que se refieren en la figura 1.8.1. Sus características sedimentológicas figuran en el informe correspondiente y en la figura que se acompaña se reflejan dichas secuencias con la nomenclatura establecida por MIALL (1977 y 1978). Se pueden establecer dos tipos:

*Tipo I:* está caracterizado por una gran importancia de los procesos de tipo fluvial. Las facies detríticas groseras (dominancia de conglomerados) presentan un gran desarrollo longitudinal, como mínimo 20 km de extensión desde el área fuente, pudiendo alcanzar más de 40 km. Como rasgos propios hay que señalar:

- Presencia en los sectores más proximales de barras que no desarrollan frente (secuencia B).
- Aumento del relieve en las barras longitudinales conforme se alejan del área fuente (paso de secuencia B a C en el sentido de los aportes).
- Reducción en el número de canales conforme se alejan del área fuente, así como de sus dimensiones (paso de secuencias B, C a G y H-1)
- Disminución de la relación anchura/profundidad de los canales en el sentido de los aportes, tendencia que se invierte en la zona de tránsito entre el sistema fluvial y lacustre (paso de secuencias G y H-1 a I).

De forma general este dispositivo presenta unas asociaciones laterales de secuencias tipo que responden al modelo siguiente: (1.8.2. Tipo I).



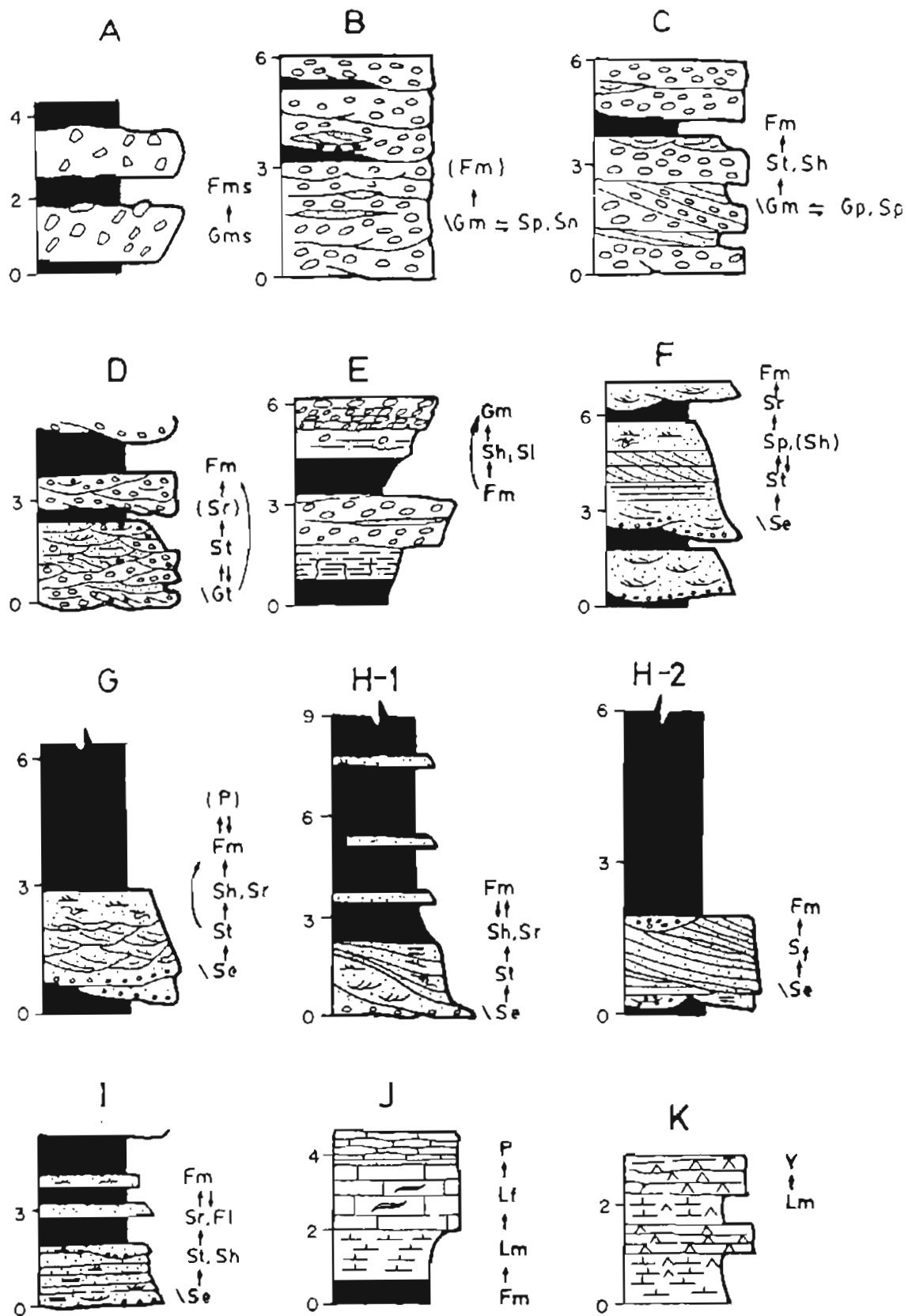


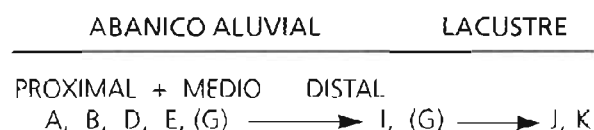
FIG 181.—Secuencias tipo generales. Nomenclatura de MIALL (1977 y 1978).

*Tipo II:* se caracteriza por sistemas con pequeño desarrollo de las facies detríticas groseras (por lo general menos de 4 km de extensión desde el área fuente), aunque excepcionalmente pueden alcanzar 10 a 12 km, por la escasa importancia de los procesos de tipo fluvial y por el desarrollo relativamente importante de los depósitos lutíticos distales y/o lacustres-palustres. Como rasgos característicos se pueden señalar:

- Frecuente presencia de depósitos de *debris flow* (secuencia A).
- Presencia de barras longitudinales de bajo relieve sin frente de avalancha (secuencia B) y de lóbulos conglomeráticos (secuencia E) en las zonas proximales y medias.
- Pérdida hacia las zonas distales del carácter canalizado de las corrientes, produciéndose un aumento notable en la relación anchura/profundidad de las mismas, hasta dar lugar a mecanismos de sedimentación no canalizados que originan llanuras de arena y llanuras de barro (paso de secuencias B y D a secuencias I).

La diferencia entre los dominios proximales y medios no es tan neta como en el tipo I, ya que en ambos dominios se pueden reconocer las mismas secuencias, a excepción de la secuencia A. Por esto la diferencia se establece en términos cuantitativos, en función de la relación lutitas/conglomerados.

De forma análoga a lo expuesto para el tipo anterior, este tipo presenta unas asociaciones laterales de secuencias tipo que responden al modelo siguiente (ver fig. 1.8.2, tipo II):



De manera tradicional se tiende a asociar las diferencias existentes entre estos dos tipos de abanicos como consecuencia de cambios climáticos, asignando unas condiciones de mayor aridez para los abanicos del tipo II. En nuestro caso la coexistencia de ambos tipos en una misma unidad invalida un tanto esta hipótesis, por lo que opinamos que, al menos, para la región que nos ocupa, pueden ser otras las causas. En este sentido creemos que las diferencias pueden venir en gran parte condicionadas por la mayor o menor actividad diástrófica en el área fuente. De hecho el tipo II se encuentra generalmente en relación con frentes activos dados por fracturas, cabalgamientos o con el flanco más inclinado de pliegues vergentes, lo que condiciona un área de drenaje de dimensión reducida y pendiente elevada.

Para el tipo I suponemos amplias áreas de drenaje y pendiente reducida. Cuando coexisten los dos tipos, el tipo I actúa de colector del tipo II.

En la descripción de las unidades que sigue a continuación se ha seguido el criterio de unidad tectosedimentaria y en cada una de ellas la descripción se realiza por cuencas o cubetas. Finalmente se analiza el dispositivo sedimentario y se sitúa cronoestratigráficamente la unidad.

#### 1.8.1. Areniscas, conglomerados y calizas con «vidaliella» (54) UTS T<sub>1</sub>. Paleoceno.

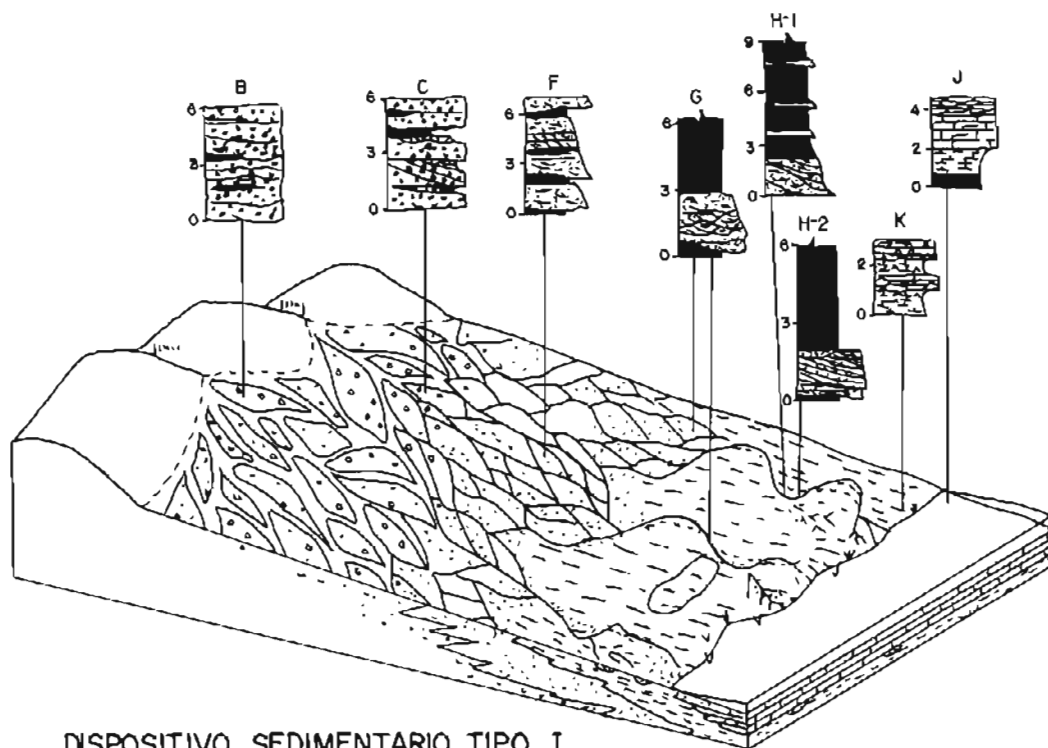
Aflora en las siguientes cuencas:

- Alloza, de acuerdo con GONZÁLEZ et al. (1984), que señalan la presencia de *Vidaliella Gerundensis* (VIDAL) y *Microcodium*, y establecen la correlación de esta unidad con la «Unidad del nivel de Bulimus» de CABRERA (1983).
- Depresión del Ebro, atendiendo a su situación estratigráfica y contenido fósil. (Unidades Cartográficas, UC 24 y 51 de Azuara y Moyuela.)
- En Aliaga, dado su aparente concordancia con el Cretácico superior, la similitud litológica, la analogía de facies y rasgos sedimentológicos, así como las paleocorrientes medidas.
- Parte de los materiales basales del Terciario del flanco sur del sinclinal de Aldehuela de Liestos, por su posición estratigráfica y similitud litológica.
- Pequeño afloramiento adosado al Cretácico en Aldehuela de Liestos (Hoja 464) por conformidad con los materiales infrayacentes y características litológicas.

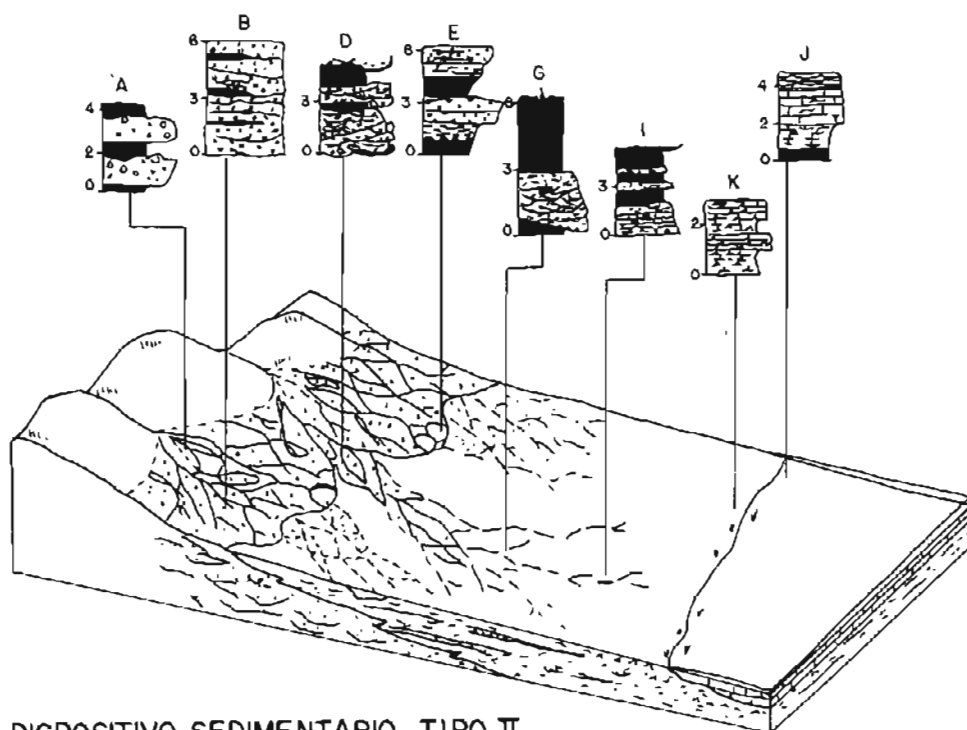
En Montalbán aflora en una extensa franja de orientación NO-SE, adosada al Cretácico del borde N de la depresión, así como al Sur del río Martín, ya en el sector meridional. Está constituida por lutitas y areniscas con algunos niveles carbonatados. Su potencia está comprendida entre 100 y 250 m, alcanzando los mayores espesores en el sector septentrional. En esta zona su límite superior se manifiesta en el borde norte por cambio litológico y evolutivo al inicio de la unidad T<sub>2</sub> y en el borde sur, discordancia angular bajo la unidad T<sub>3</sub>. Presenta una evolución vertical negativa.

Para el sector septentrional (ver perfil de Allueva, fig. 1.8.3 a), la unidad presenta dos grandes tramos:

El tramo inferior, eminentemente lutítico, está formado por 100 m de lutitas rojas y anaranjadas con intercalaciones de areniscas amarillentas, formando



DISPOSITIVO SEDIMENTARIO TIPO I



DISPOSITIVO SEDIMENTARIO TIPO II

IG 1.8.2 —Dispositivos sedimentarios generales. Tipo I (gran desarrollo de facies detríticas) y Tipo II (gran desarrollo de facies distales y lacustre-palustres)

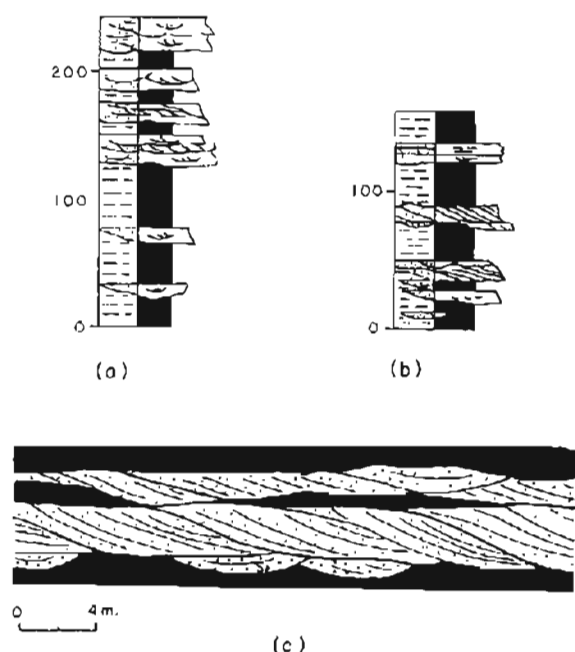


FIG. 1.8.3.—Perfiles de la primera unidad ( $T_1$ ) de Montalbán en Allueva (a) y Martín del Río (b). (c) Esquema de campo en el que se reconoce estratificación cruzada tipo *foreset*. Unidad  $T_1$  (Sector de Martín del Río).

un conjunto lutítico con cuerpos canaliformes de areniscas aislados entre sí, distanciados de 10 a 30 m en la vertical. Estos cuerpos arenosos poseen potencia de 1 a 6 m y se organizan como un conjunto de secuencias granodecrecientes de 0,5 a 2 m de espesor separadas por superficies erosivas.

El tramo superior está constituido por 120 m de alternancia de areniscas de color amarillo y lutitas anaranjadas. Este tramo se organiza en una sucesión de secuencias caracterizadas por presentar un contacto inferior erosivo sobre el que puede aparecer un depósito residual conglomerático de unos 0,30 m de potencia y varios metros de continuidad lateral, integrado bien por cantos exclusivamente calizos de unos 10 cm de centilo, muy bien redondeados, o bien cantos rojos y amarillos, de naturaleza margosa y margocalcárea, respectivamente, así como pisolitos ferruginosos de hasta 7 cm de diámetro. Sobre el depósito residual, las litofacies arenosas se organizan según una evolución granodecreciente; presentan estratificación cruzada en surco y planar. Las lutitas son masivas.

Los depósitos del tramo inferior son propios de relleno de canales en los que la migración de megaripples da lugar a la estratificación cruzada en surco. En este tramo no se han reconocido pruebas de acreción lateral ni depósitos correspondientes a canales abandonados, como sería propio de canales de alta sinuosidad. Este hecho, unido a la geometría canaliforme y a la escasa amplitud de los cuerpos,

así como su aislamiento entre las litofacies lutíticas, nos indica una red de canales dispersos, probablemente de baja sinuosidad, que transcurriría por una extensa llanura lutítica. La alta relación lutita-areniscas nos sitúa en sectores distales de abanicos aluviales.

Para el tramo superior la estratificación cruzada planar-tabular es atribuida a la migración de barras propias de cursos *braided* arenosos. Las capas con estratificación cruzada en surco representan depósitos debidos a la migración de *megaripples* por zonas canalizadas.

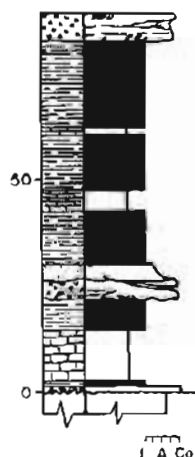
El conjunto de depósitos (barras y canales), unido a la geometría tabular de los litosomas arenosos, nos sitúa en un ambiente de cursos entrelazados arenosos, respondiendo tales litosomas a sectores activos del sistema, mientras que las litofacies lutíticas son referibles a la llanura de inundación, que sólo es cubierta en episodios de avenida. En este sector N las paleocorrientes medidas indican procedencias del NO y N.

Para el sector *meridional* al S de Martín del Río (fig. 1.8.3 b) la unidad  $T_1$  está formada por 180 m de lutitas rojas con algunas intercalaciones de areniscas amarillentas. Las lutitas de aspecto masivo forman tramos de 20-25 m separados por niveles arenosos de 1,5 a 3 m de potencia, que aparecen como cuerpos de geometría canaliforme, aislados entre sí, con estratificación cruzada en surco, o bien como cuerpos tabulares. Estos últimos se inician con niveles de cantos rojos y amarillos, de 0,5 a 1 cm de centilo, que rellenan canales aislados de hasta 2 m de anchura y 0,5 m de potencia, sobre los que se desarrolla un conjunto de cuerpos sigmoidales adyacentes que internamente presentan láminas de tipo *foreset* de gran escala cuyo buzamiento disminuye de techo a muro, en donde llegan a disponerse casi horizontales dando una laminación paralela. Sobre estas facies pueden aparecer nuevamente canales aislados. Los sedimentos arenosos tabulares representan depósitos de *point-bar*, que se instalan sobre depósitos previos de canal. Todo ello se desarrollaría sobre una amplia llanura lutítica. Los rasgos que representan la unidad son exponente de zonas distales de abanicos aluviales, y las paleocorrientes medidas evidencian sentido de aportes hacia S y SE.

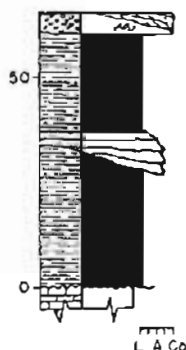
En la Cubeta de Alloza esta unidad se observa en:

- Margen septentrional: en el corte de la carretera de Alloza a Oliete, unos 5 km al NO de Alloza, y también unos 500 m antes del desvío hacia Ariño (ver fig. 1.8.4).
- Margen meridional: unos 2 km al S de la Mata de los Olmos, en la Cantera de la Pedriza (fig. 1.8.4).

## MARGEN SEPTENTRIONAL



## MARGEN MERIDIONAL



## SECTOR DE FUENTE MORENO

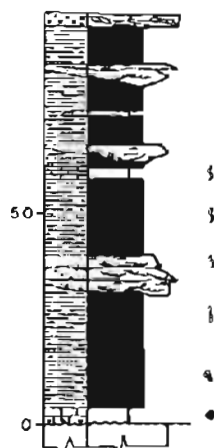


FIG. 184 —Perfiles de la unidad  $T_1$  en la Cubeta de Alfoza.

En esta cuenca el límite superior es una ruptura sedimentaria bajo la unidad  $T_2$  y discordancia angular bajo las restantes unidades.

El aspecto del depósito es el de una masa lutítica potente que engloba lentejones arenosos dispersos de sección canalizada, indicando una llanura de barros surcada por canales efímeros de baja energía. Las calizas asociadas a estos depósitos presentan microfacies análogas a las descritas por FREYTET (1973) para calizas de zonas lacustres-palustres relacionadas con abanicos aluviales y además contienen gasterópodos de un hábitat lacustre. Las medidas de paleocorrientes indican aportes hacia el N y NE.

Todos los hechos señalados sugieren una extensa llanura aluvial, surcada por cauces dispersos y con zonas encharcadas en el sector occidental, que se indentaría en la dirección de los aportes con una zona lacustre (ya fuera de los límites de la Hoja). Todos estos depósitos pueden referirse a los segmentos distales de un sistema aluvial.

En la Cuenca del Ebro, una buena exposición de esta unidad se puede observar en el extremo oriental de la hoja unos 7 km al NE de Ariño, en el corte de la carretera de Ariño a Albalate del Arzobispo (perfil de Casas de Rivera).

Los sedimentos carbonatados del tramo inferior corresponden a depósitos de zonas lacustres-palustres relacionadas con abanicos aluviales.

El tramo superior se organiza en varias secuencias granodecrecientes de escala métrica (7 a 9 m) constituidas por un término basal conglomerático o arenoso y un término superior lutítico que puede englobar delgados niveles areniscosos y/o carbonatados. Las intercalaciones calcáreas están formadas por calizas detríticas de aspecto brechoideo, nodulizadas y bioturbadas. Contienen *Microcodium* y *Vidaliella gerundensis*.

Los sedimentos conglomeráticos y areniscosos representan depósitos de canal de poca profundidad, algo sinuosos, que divagarían por una llanura lutítica en zonas distales de abanicos. Las paleocorrientes medidas indican procedencia S y O.

Al S de la localidad de Tosos, PÉREZ et al. (op. cit.) señalan la existencia de unos «materiales basales» que por su litología y contenido biológico deben incluirse en esta unidad. Dichos materiales, que en ese sector se encuentran muy tectonizados, están constituidos por lutitas, conglomerados y calizas.

Las litofacies son propias de llanuras aluviales con desarrollo de horizontes edáficos que son denominados como *flood-plain paleosol* de FREYTET y PLAZIAT (1982), asociadas a las cuales existían zonas con características propias de ambientes palustres. Estas llanuras aluviales pueden ser atravesadas por corrientes acuosas que dan lugar a los depósitos conglomeráticos antes descritos.

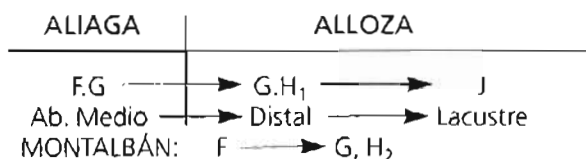
Aflora en la mitad oriental de la cubeta de Aliaga adosada a los flancos mesozoicos, donde alcanzan una potencia de 300 m. Está constituida por una alternancia de lutitas color anaranjado y rojizo y areniscas amarillentas, predominando las lutitas en los términos basales y las areniscas a techo. En el sector de Cirugeda se pueden diferenciar, de base a techo, tres tramos:

Un primer tramo que se organiza en secuencias granodecrecientes de escala decamétrica (30 m potencia mínima) constituidas por un término inferior arenoso y otro superior lutítico.

Un segundo tramo fundamentalmente arenoso que presenta una organización similar al tramo anterior.

Un tercer tramo constituido por 39 m lutitas anaranjadas con niveles rosados y amarillentos y de manera ocasional niveles con nódulos milimétricos y cristales lenticulares de yeso.

Esta primera unidad tectosedimentaria corresponde a un dispositivo sedimentario de tipo I (definido en la introducción) y, aunque cartográficamente no se han diferenciado para esta unidad las distintas facies, se reconocen (fig. 1.8.5) facies medias a distales y lacustres con una evolución horizontal que responde al siguiente esquema en las distintas cuencas:



Desde el punto de vista cronoestratigráfico la ruptura que marca su límite inferior se sitúa inmediatamente por encima de las calizas con *Lychnus* del Cretácico superior. En los niveles basales de esta unidad ADROVER et al. (1982) citan la presencia de *Microchara cristata*, *Packischara cristatella* y *Saportanella* n. sp. atribuibles al Campaniense-Maastrichtiense.

En base a estos datos PÉREZ et al. (op. cit.) sitúan su límite ruptural inferior en el Cretácico superior. Asimismo estos autores sitúan, pero sin evidencias paleontológicas, la ruptura limitante superior en un posible Paleoceno.

### 1.8.2. Conglomerados y arcillas (55); arenas, limos, niveles de conglomerados y arcillas rojas (56); calizas y margas (57). UTS T<sub>2</sub>. Paleoceno-Oligoceno inferior.

Corresponden a la unidad T<sub>2</sub> de PÉREZ et al. (op. cit.) del sector de Montalbán y afloran en las siguientes zonas:

- En un sector de Alloza, atribuyéndose a esta unidad en base a su situación estratigráfica e identidad de evolución.
- En la cubeta de Aliaga por su posición estratigráfica y similar evolución.
- En la depresión del Ebro (U.C. 52, 53 de Moyuela) por su posición estratigráfica, evolución vertical y presentar ciertas similitudes litológicas con la de Alloza en facies más distales, lo que concuerda con las direcciones de aportes medidas.
- Las unidades cartográficas (U.C.) de la Hoja E. 1:50.000, n.º 490: calizas de oncolitos y algas (U.C. 28), con intercalaciones de fangos rojos y

conglomerados (U.C. 29) y sus equivalentes laterales, los conglomerados calcáreos cementados (U.C. 30) que aparecen en el sinclinal de Embid. Esta correlación se basa en los restos de *Rhabdochara major* (GRAMB. y PAUL.), *Tectochara meriani* (GRAMB.), *Chara aff. bronfniarti* (BRAUM), *Gyxogona cf. medicanigula* (LAM.) y *Psilochara* sp. que el ITGE (1983) ha reconocido en la parte superior del conjunto cartográfico que forman las unidades citadas y al que asignan una edad Eoceno superior-Oligoceno inferior.

- La unidad conglomerados de Aguatón (U.C. 20 de la Hoja E. 1:50.000, n.º 516) atendiendo a su situación estratigráfica con respecto a la «unidad arcillas, margas y calizas de Bueña y calizas de Aguatón» (U.U.C.C. 21 y 20), suprayacente que contiene una flora que indica el paso Eoceno-Oligoceno (ITGE, op. cit.).
- La unidad inferior del sinclinal de Huesa del Común (Hoja 466), a falta de otros criterios, en base a su similitud litológica y tectoestratigráfica.
- Igualmente deben incluirse en esta segunda unidad los conglomerados y paraconglomerados (U.C. 27 de la Hoja E. 1:50.000, n.º 464) del Terciario de Aldehuela de Liestos, por su aparente conformidad con los materiales infrayacentes (Cretácico superior y posible T<sub>1</sub>) y ciertas similitudes litológicas con la unidad definida en Montalbán.

Su límite inferior es siempre una ruptura que se manifiesta por un salto granulométrico brusco de niveles arenosos y lutíticos a conglomerados. En Aliaga y a escala cartográfica se puede apreciar también discordancia.

Su límite superior se manifiesta como discordancia angular con la unidad tectosedimentaria suprayacente en las cubetas de Montalbán, depresión del Ebro y Alloza y como ruptura por cambio granulométrico en Aliaga.

En el sector de Montalbán aflora en una amplia banda paralela al margen norte de la cubeta. Está constituida por conglomerados grises y lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y calizas. Su potencia es del orden de 1.200 m. Su evolución en la vertical a grandes rasgos es cíclica positiva-negativa, presentando el hem ciclo inferior mucho menor desarrollo que el superior. Una sección completa de esta unidad se puede ver en el perfil de Segura de los Baños (fig. 1.8.6). La unidad se divide en dos hem ciclos:

En el hem ciclo inferior de forma esquemática se pueden diferenciar tres tramos:



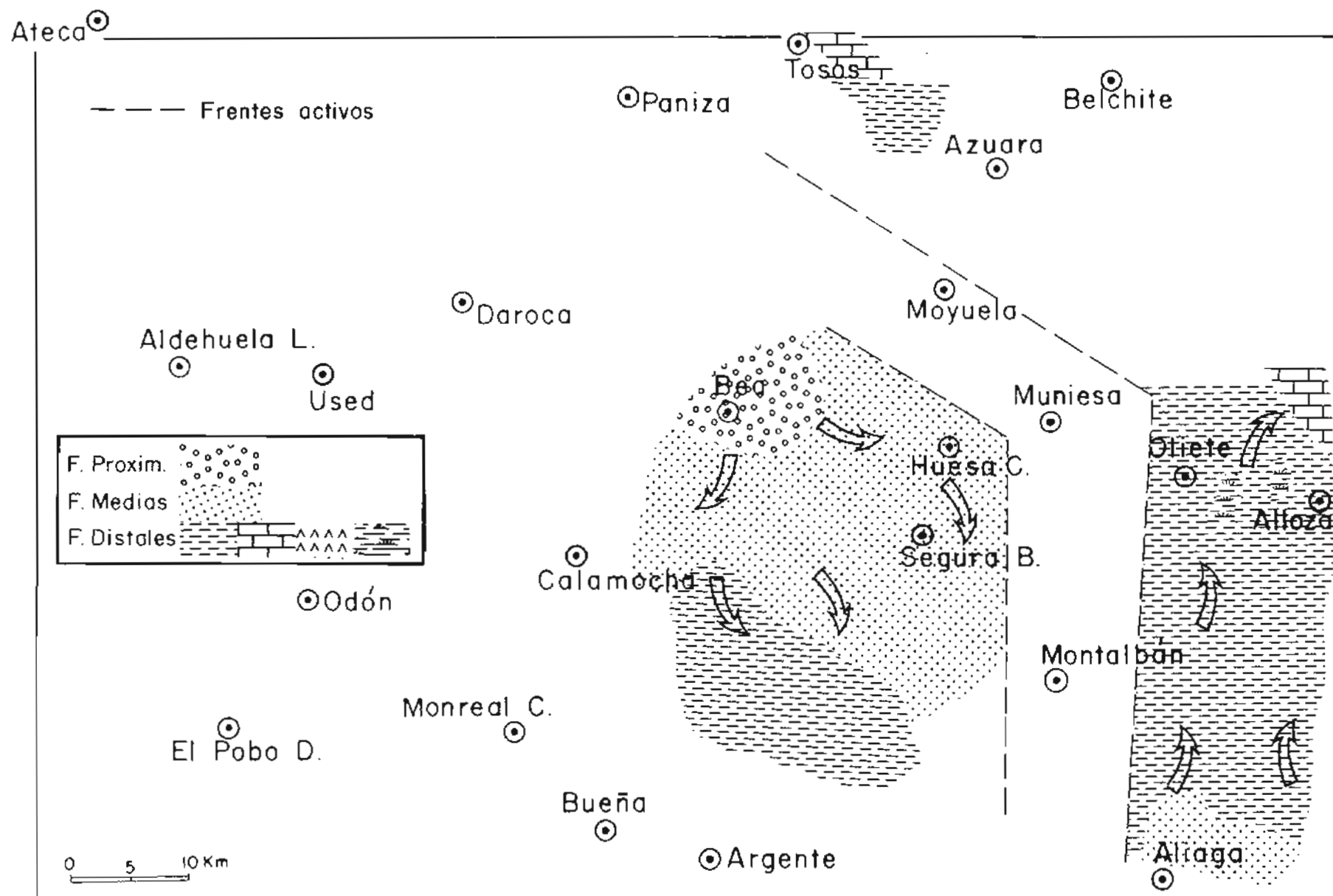


FIG. 18.5 — Mapa de distribución de facies de la Unidad Tecto-sedimentaria 1 (U.T.S.T.) en la Hoja 1:200.000 de Daroca. Las flechas indican la dirección de los aportes

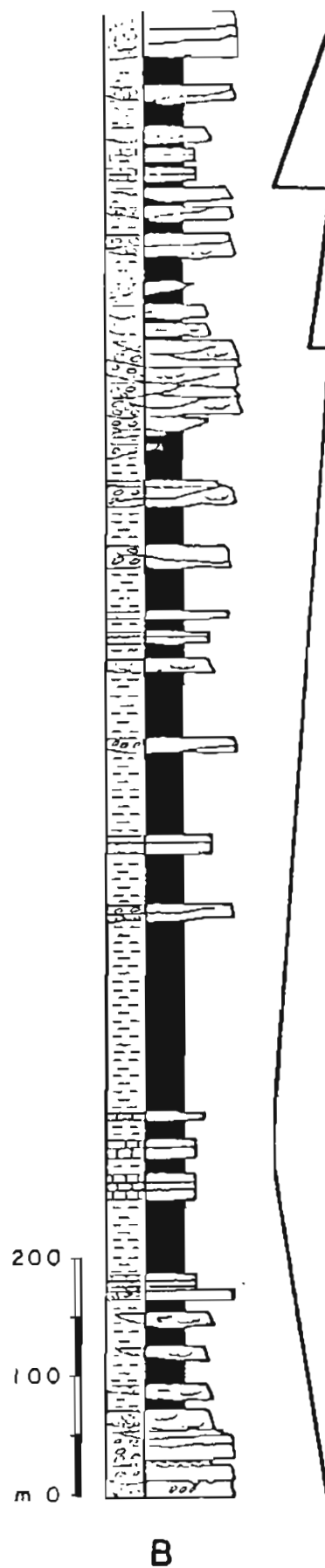
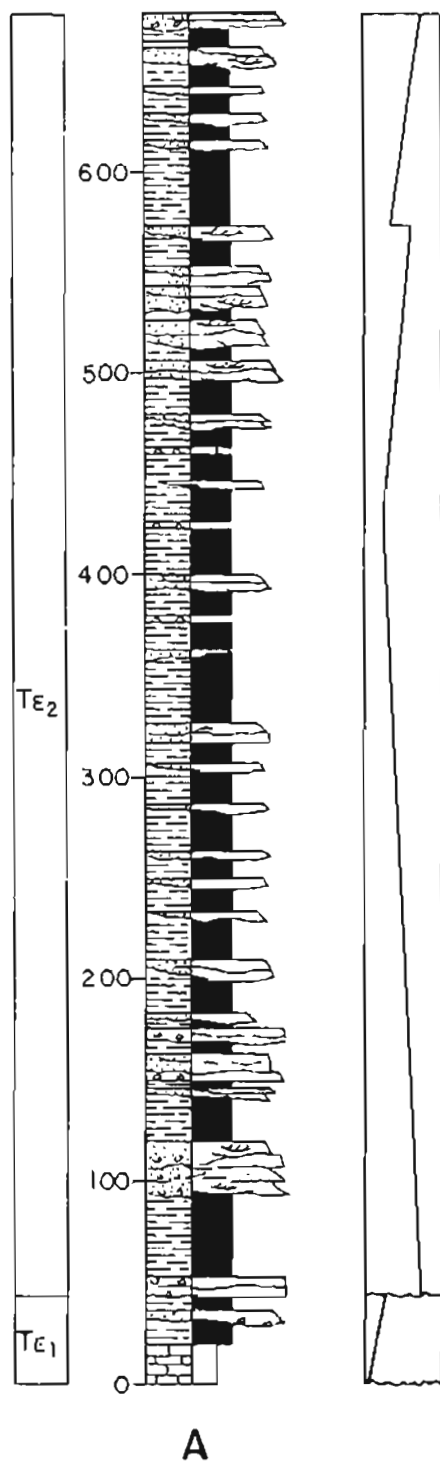


FIG. 1.8.6.—Perfiles de las U.T.S.  $T_1$  y  $T_2$  en Casas de Rivera (A) y de la U.T.S.  $T_2$  en Segura de los Baños (B)

Tramo inferior: 50 m de conglomerados grises amarillentos y lutitas anaranjadas, dispuestos en bancos conglomeráticos de 2,5 a 8 m de espesor, separados por intervalos lutíticos de 10-15 m. Los litosomas conglomeráticos presentan geometría tabular y extensión lateral visible en sentido transversal a los aportes de más de 10 kilómetros. Las litofacies lutíticas son masivas. Laterales a ellas aparecen litofacies carbonatadas, integradas por construcciones algales, generalmente oncolíticas, que en ocasiones presentan geometría canaliforme.

Tramo medio: 110 m alternancia de areniscas silíceas de color amarillento y lutitas anaranjadas.

Tramo superior: 100 m de lutitas de tonos rojizos con intercalaciones de calizas nodulares muy arenosas, que forman bancos masivos intensamente bioturbados en los que se encuentran filamentos algales y nódulos de sílex. Hacia la base de este tramo se reconoce la existencia de niveles de brechas de cantos cuarcíticos y de pizarras, con textura granosostenida y a techo cemento carbonatado.

En el tramo inferior las litofacies conglomeráticas se interpretan como barras longitudinales desarrolladas en los sectores activos de un sistema *braided*, mientras que las lutitas representan la llanura de inundación. Los niveles arenosos del tramo medio representan depósitos de canales de baja sinuosidad que discurrían por una extensa llanura aluvial.

En el tramo superior los horizontes carbonatados corresponden a depósitos lacustres marginales.

El *hemiciclo superior* está integrado por una sucesión de lutitas rojas y conglomerados grises con algunas intercalaciones de areniscas pardas y niveles carbonatados que verticalmente permiten identificar tres megasecuencias de evolución granocreciente. Los términos detríticos son similares en las tres megasecuencias, dominando siempre los términos lutíticos hacia la base de las mismas. Hacia el techo dominan los términos conglomeráticos. Su potencia es de unos 850 m.

Las características del *hemiciclo superior* corresponden a depósitos de sistemas aluviales propios de zonas medias de abanicos. Los niveles conglomeráticos corresponden a depósitos de canales y barras que discurren por una llanura lutítica. Los escasos depósitos calizos representan zonas de encharcamiento dentro de la llanura. Las paleocorrientes medidas indican aportes hacia el SO.

En la Cubeta de Alloza su potencia varía de 450 m en el borde S a 600 m en el N. Además de las variaciones de espesor, existen ciertas diferencias de fa-

cias y evolución entre los materiales de los sectores septentrional y meridional.

En el sector *meridional*, dentro de la Hoja, se puede observar una buena sección en las proximidades de La Mata de los Olmos. En esta zona la unidad presenta una evolución vertical que corresponde a grandes rasgos a dos megasecuencias granodecrecientes. (Ver fig. 1.8.7 a.)

FUENTE MORENO

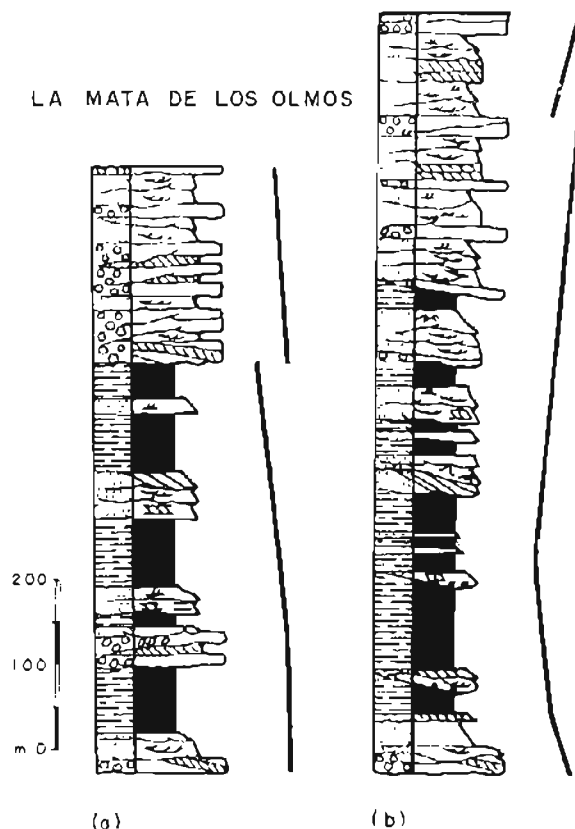


FIG. 1.8.7. - Perfiles de la U.T.S. T<sub>2</sub> en la Cubeta de Alloza.

En el sector *septentrional*, la unidad presenta una evolución vertical cíclica (fig. 1.8.7. b). Una buena sección de la unidad se observa unos 3 km al O de Andorra, sector de Fuente Moreno, ya fuera de la Hoja.

En el sector *meridional* el tramo inferior corresponde a una llanura de inundación (niveles lutíticos) en la que se individualizan cuerpos canaliformes conglomeráticos y arenosos correspondientes a depósitos de barras longitudinales y transversas característicos de cursos fluviales *braided* de alta energía. En el tramo medio los cuerpos canaliformes son eminentemente arenosos y se interpretan como barras de cursos fluviales de una cierta sinuosidad y baja energía. El tramo final supone un salto en la evolución; se vuelve a barras longitudinales conglomeráticas y arenoso-conglome-

ráticas, propias de curso *braided* de alta energía. Este hecho, junto con la ausencia de niveles lutíticos, nos hace pensar para este tramo en un dominio proximal de un sistema aluvial. Las direcciones de las paleocorrientes medidas indican aportes hacia el NE.

En el sector norte el tramo basal comienza con depósitos de barras longitudinales y arenosas propias de cursos *braided* de alta energía, que evolucionan a depósitos de barras de *braided* arenosos inmersos en sedimentos lutíticos de llanura de inundación.

Tras ese primer tramo, se pasa a depósitos fluviales de baja energía con importante desarrollo de los sedimentos de cuenca de inundación, depósitos lutíticos, y cuerpos arenosos que representan depósitos de barras en cursos más o menos sinuosos, e incluso *point-bar*.

Los tramos finales comienzan con barras arenosas propias de cursos *braided* de baja energía que evolucionan verticalmente a barras arenosas y conglomeráticas de *braided* de alta energía. Las paleocorrientes en este sector presenta la misma polaridad, hacia el NE, que en el Sur.

En la Zona de Aliaga aflora en la mitad oriental del sinclinatorio y está constituida por conglomerados grises, lutitas rojas y areniscas amarillentas y rojizas. Potencia máxima 300 m. Su evolución vertical define una megasecuencia cíclica asimétrica, con el hem ciclo inferior granodecreciente y el superior, menos desarrollado, granocreciente. Se estudia con detalle en el Informe Sedimentológico, en la sección levantada en el río Campos.

En la Depresión del Ebro litológicamente está constituida por una alternancia basal de conglomerados silíceos y lutitas de tonos rojos, y una alternancia superior de lutitas rojas, a veces yesíferas, y areniscas amarillentas, con pasadas de yeso blanco. Potencia vista 630 m. Corresponde a la Unidad Cartográfica ( $T_{5a}^{\wedge}$ ) de la Hoja 467 (Muniesa).

Su evolución es cíclica, con un hem ciclo inferior granodecreciente y superior granocreciente.

Los rasgos sedimentológicos de esta unidad se pueden observar en el extremo oriental de la Hoja, en la misma zona que la UTS  $T_1$  a la que sucede

Los depósitos conglomeráticos del tramo inferior representan sedimentos de cursos *braided* conglomeráticos, en los que los niveles arenosos intercalados corresponden a depósitos de canales

someros. Hacia techo este tramo evoluciona a depósitos de arenas propios de cursos *braided* arenosos.

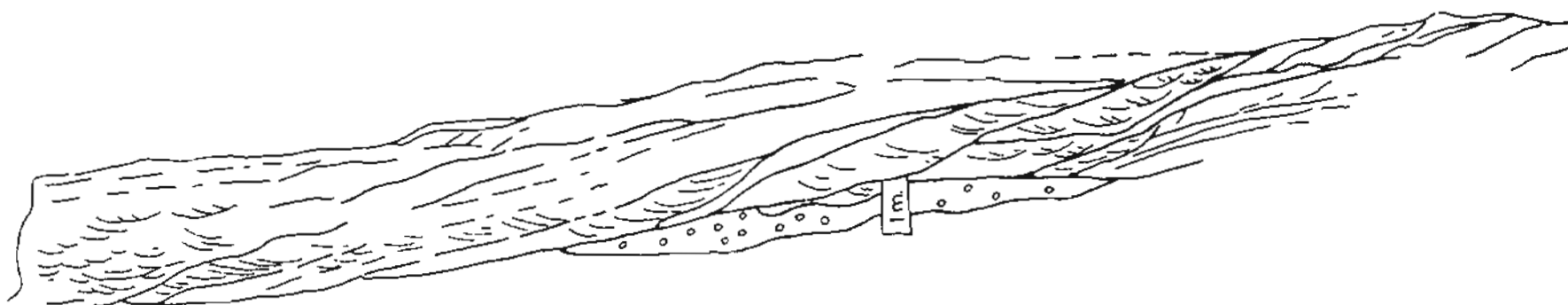
Los depósitos de los dos tramos siguientes tienen una interpretación bastante similar. Aquí los sedimentos arenosos representan depósitos de canal de baja energía y poca profundidad que discurren por una importante llanura de inundación (depósitos lutíticos) en la que ocasionalmente se desarrollan zonas encharcadas donde se acumulan depósitos químicos (tramo medio) y en las que habría una cierta vida vegetal (bioturbación). Todos estos depósitos nos indican un sistema aluvial, correspondiendo los sedimentos de esta unidad a los sectores medio y distal de abanicos aluviales. Las paleocorrientes medidas indican sentido de los aportes hacia el N y E.

También hemos considerado dentro del apartado de la depresión del Ebro, aunque como un área independiente, el sector correspondiente al sinclinal de Huesa del Común, donde al menos los términos superiores son continuación de los vistos en la depresión del Ebro y están constituidos por conglomerados, areniscas, lutitas y calizas con *Microcodium* con evolución granodecreciente. Potencia 150 m (ver perfil Huesa del Común). Se corresponde a la Unidad Cartográfica 52 de la Hoja 27-18 (Moyuela) del *Magna* y se pueden diferenciar:

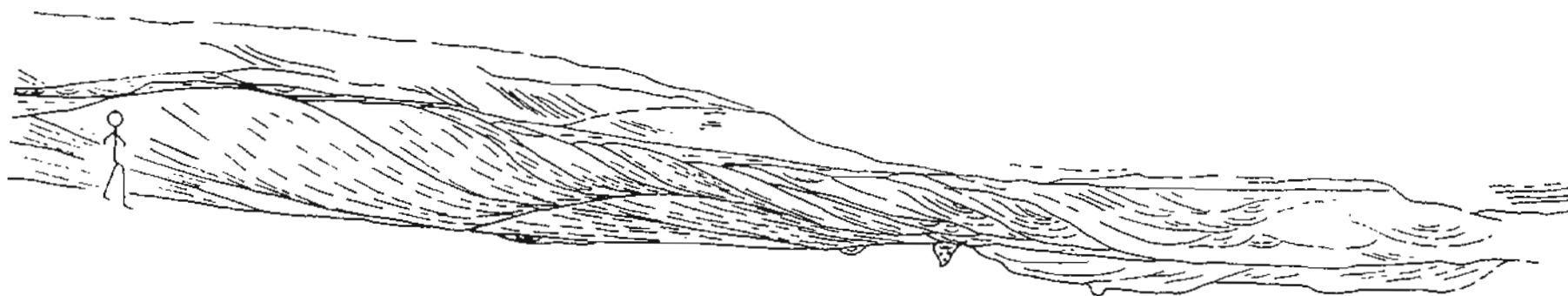
*Tramo inferior:* 40 m. Alternancia de litofacies lutíticas y arenosas con escaso desarrollo de litofacies conglomeráticas. Las litofacies arenosas y conglomeráticas aparecen como cuerpos de geometría canaliforme aislados entre lutitas masivas.

*Tramo medio:* 6 m. Areniscas con algunas intercalaciones conglomeráticas. Las capas de areniscas forman cuerpos de geometría tabular que presentan características bien distintas a las descritas anteriormente. Se organizan 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* (fig. 1.8.8). Las litofacies conglomeráticas se reducen a depósitos residuales en la base de los cuerpos arenosos.

*Tramo superior:* 106 m. Lutitas con intercalaciones de depósitos carbonatados y conglomeráticos. Las litofacies carbonatadas son nodulosas, de aspecto brechificado, contienen *Microcodium* y presentan hacia la base intercalaciones conglomeráticas así como desarrollo importante de venas de sílex. Los conglomerados están constitui-



Depósitos de point-bar con estratificación cruzada en surco en las unidades de acreción lateral. Zona de Huesa del Común.



Depósitos de point-bar con laminación de foreset en las unidades de acreción lateral. Zona de Huesa del Común.

dos por cantos calizos y cuarcíticos, angulosos, de textura granosostenida, y se presentan en unidades métricas separadas por superficies erosivas canaliformes.

En el tramo inferior los niveles de conglomerados y areniscas corresponden a depósitos de canales dispersos en una llanura lutítica.

Las capas arenosas del tramo medio son depósitos característicos de *point-bars* propios de canales de alta sinuosidad, en los que las litofacies conglomeráticas representan el depósito dejado en el fondo de los canales. Los cuerpos con estratificación cruzada en surco corresponden a *point-bars* análogos a los descritos por ALLEN (1964). La estructura interna en *foreset* de los otros depósitos de *point-bars* identificados responde a la disposición interna de los *chute-bars* que McGOWEN y GARNER (1970) reconocen en los niveles superiores de *point-bars* desarrollados en materiales gruesos. En este mismo tramo existen litofacies arenosas con estratificación cruzada planar que se interpretan como barras transversas.

En cuanto al tramo superior en su conjunto, se interpreta como una llanura lutítica relacionada con zonas encharcadas (litofacies carbonatadas) con características propias de ambientes palustres en los que se desarrollan niveles edáficos con *Microcodium*. Las facies presentes en esta unidad nos indican ambientes propios de zonas distales de abanico aluvial. Los aportes medidos indican procedencia del O-NO.

El dispositivo sedimentario que corresponde a esta segunda unidad es del tipo I para los sectores de Alloza, Montalbán, Albalate y Huesa del Común, y del tipo II para el sector de Aliaga. Su evolución y las secuencias tipo son las siguientes:

	Proximal	Medio	Distal	Lacustre
ALLOZA	C, (B)	F, G	G, H <sub>1</sub>	
ALBALATE	C	F, G	G, H <sub>1</sub>	K
MONTALBAN	B	C	G	J
HUESA		D	H <sub>1</sub> , H <sub>2</sub>	J
	A, B, E, D → G, I			
ALIAGA:	Prox. + Med. Dist.			

Cartográficamente se diferencian las distintas facies en aquellos puntos en los que la amplitud del afloramiento lo permite y en la figura 1.8.9 se indica su distribución en relación con los frentes activos.

La datación se establece en base al yacimiento del Barranco de la Calera, en que ADROVER et al. (1982) citan *Harrisichara tuberculata* y *Stephanochara pinguis*. En base a ello PÉREZ et al. (op. cit.), asignan una posible edad Eoceno superior o incluso Oligoceno ba-

sal, al límite superior. Al conjunto de la unidad se le asigna edad Paleoceno-Oligoceno inferior.

### 1.8.3. Arenas y arcillas (58); calizas y margas (59). UTS T<sub>3</sub> Oligoceno (Sueviense-Arverniense).

Afloran, además de en Montalbán donde se definen, en:

- Alloza según GONZÁLEZ et al. (op. cit.). Estos autores y PARDO et al. (1984) correlacionan, en base a su evolución geométrica, rasgos sedimentológicos y orientación de las áreas fuente.
- En Aliaga, por análogas razones a las anteriormente invocadas para Alloza.
- Las unidades «fangos ocre y rojizos, areniscas conglomeráticas y conglomerados» (U.C. 31) y «calizas de algas alternantes con margas» (U.C. 32), del sinclinal de Embid (Hoja E. 1:50.000, n.º 490), dada su superposición a los materiales de esta área correlacionable con la unidad T<sub>2</sub>.
- Al menos parcialmente, con la «unidad arcillas, margas y calizas de Buena y calizas de Aguatón» (U.U.C.C. 21 y 22) (Hoja E. 1:50.000, n.º 516), en base a que esta unidad incluye niveles margosos con una flora de *Harrisichara tuberculata* (LYELL, y GRAM.), *Nitellopsic (Tectochara) meriani* (GRAMB. y SOUL.) y *Pislochara aff. repanda* (GRAMB.), identificadas por el ITGE (1983 f), y que señalaría el paso Eoceno-Oligoceno, y, por tanto, sería correlacionable con los niveles superiores de la T<sub>2</sub>, por lo que consideramos como T<sub>3</sub> la parte de este conjunto arcilloso carbonatado situado por encima de los niveles fosilíferos citados. No obstante, desde el punto de vista cartográfico y a reserva de una mejor diferenciación, se ha representado como unidad T<sub>2</sub> la «unidad de conglomerados de Aguatón» y como T<sub>3</sub> la otra unidad.

Por último, es de señalar el hecho de que dentro de los materiales del Terciario de la depresión del Ebro que cubren la Hoja de Daroca no se han encontrado los que pudieran ser referibles a esta unidad T<sub>3</sub>.

El límite inferior puede ser una discordancia angular sobre el Cretácico o la UTS T<sub>1</sub> como en Montalbán, discordancia sintectónica o ruptura sedimentaria como en Alloza, o simplemente salto granulométrico y cambio evolutivo como en Aliaga.

El límite superior es generalmente una discordancia angular bajo las unidades suprayacentes, aunque en el caso de Montalbán además hay un cambio en la evolución secuencial, visible en los sectores centrales de la cubeta.

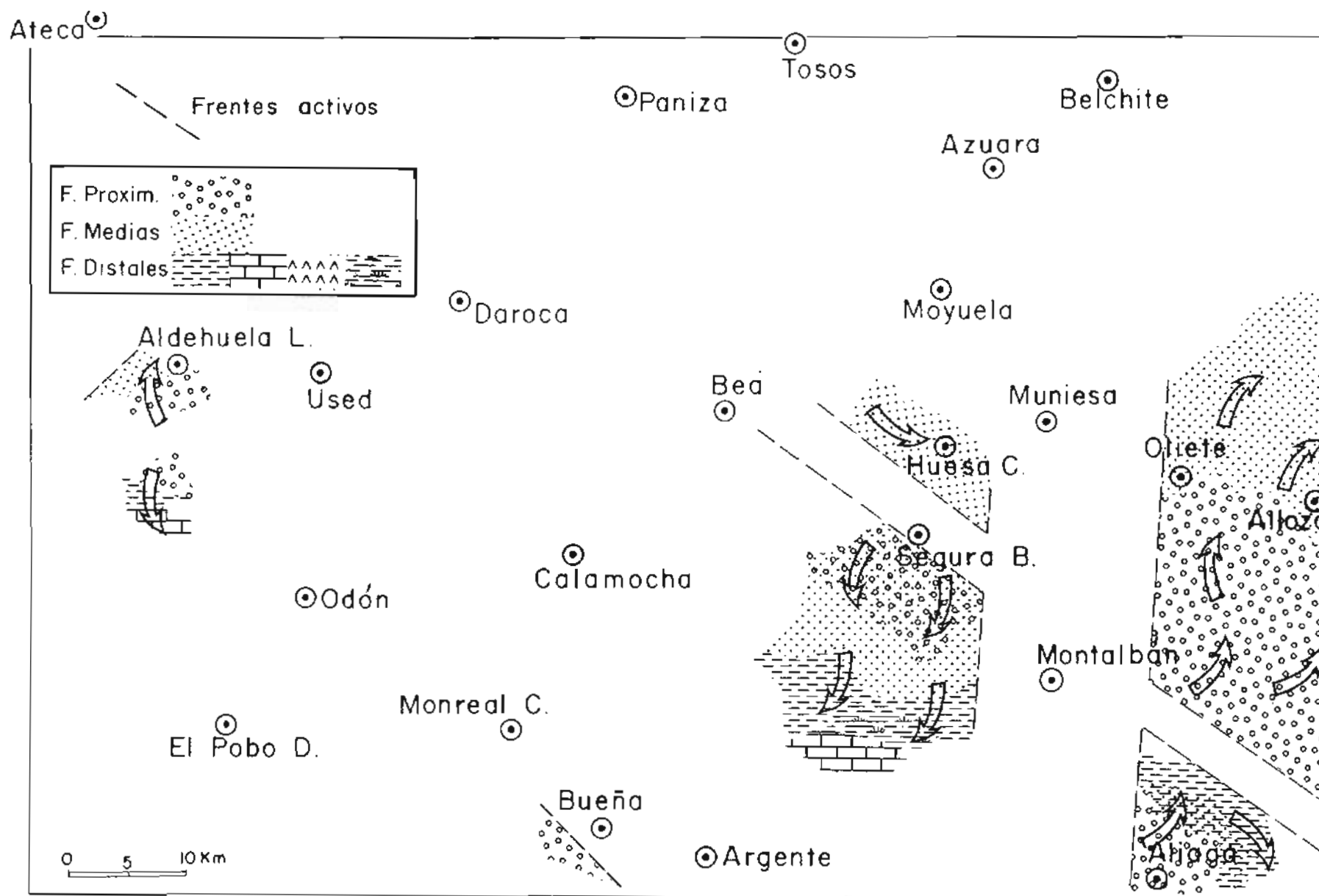


FIG. 1 8 9 — Mapa de distribución de facies de la U.T.S. 2 en la Hoja 1:200.000 de Daroca. Las flechas indican la dirección de los aportes

En el Sector de Montalbán aflora en la mitad suroccidental de la cubeta, quedando limitada al S por el frente de cabalgamiento de Beceite-Portalrubio.

Está constituida por conglomerados, lutitas, calizas y yesos. Potencia de 120 a 350 m y formada por una sucesión cíclica granodecreciente-granocreciente. Secciones de esta unidad se observan en los perfiles de río Ancho y Martín del Río.

El tramo inferior corresponde a depósitos de *debris flow*. Los niveles carbonatados son propios de ambientes lacustres y los términos detríticos superiores corresponden a barras y canales propios de cursos *braided*. Las paleocorrientes indican procedencia septentrional. En el borde sur los niveles químicos están formados por yesos masivos (fig. 1.8.10 b).

En la Zona de Aliaga aflora en el sector oriental del sinclinal. Está constituida por conglomerados gri-

ses con algunas intercalaciones de arenisca y lutitas rojas. Potencia máxima 175 m. Su evolución es cíclica con el *hemiciclo inferior* granodecreciente y el superior granocreciente.

En el perfil de río Campos el *hemiciclo inferior* lo forman una sucesión de 64 m de potencia, formada por conglomerados blancogrisáceos que intercalan areniscas rojas anaranjadas y lutitas del mismo color, con intercalaciones de conglomerados blancos. Se organiza en secuencias granodecrecientes de 20 a 45 m, constituidos por un nivel basal conglomerático y otro superior arenoso o lutítico que engloba cuerpos conglomeráticos de poco espesor.

El *hemiciclo superior* está formado por 114 m de conglomerados blancogrisáceos, con intercalaciones de areniscas blanco amarillentas, asalmonadas y a veces rojizas. Se organiza en una sucesión de secuencia generalmente granodecreciente, de escala métrica (2 a 11 m) constituido por un nivel conglomerático bien desarrollado y otro superior arenoso de reducido espesor y bioturbación, ocasionalmente se ven secuencias granocrecientes que presentan los mismos dos términos pero en orden inverso.

Los sedimentos conglomeráticos indican depósitos no canalizados, posiblemente generados por expansión de flujos canalizados aguas arriba, propios de zonas relativamente proximales de abanicos aluviales, en las que posiblemente se desarrollaban algunos lóbulos conglomeráticos (secuencias granocrecientes). En el *hemiciclo inferior* los niveles lutíticos representan la superposición de segmentos inactivos del sistema sobre sistemas activos. Las paleocorrientes en esta unidad indican procedencia del O.

En la Cubeta de Alloza aflora en la mitad oriental de la cubeta fuera del área que cubre la Hoja de Daroca. Dentro de ésta hay afloramientos de reducida extensión en los sectores norte y sur, con escaso desarrollo vertical.

Dentro de la Hoja se presenta como conglomerados grises y areniscas pardo-anaranjadas. En la mayor parte del área de estudio presenta la unidad una evolución granodecreciente. En el sector oriental, sin embargo, se esboza una tendencia hacia la evolución cíclica.

Una sección representativa para nuestra área se puede observar en el sector de Fuente Moreno donde de base a techo, se diferencian:

Un tramo inferior que corresponde a depósitos de barras longitudinales sin frente de avalancha que se desarrollan en zonas proximales de sistemas *braided*. Los lentejones limosos podrían corresponder a

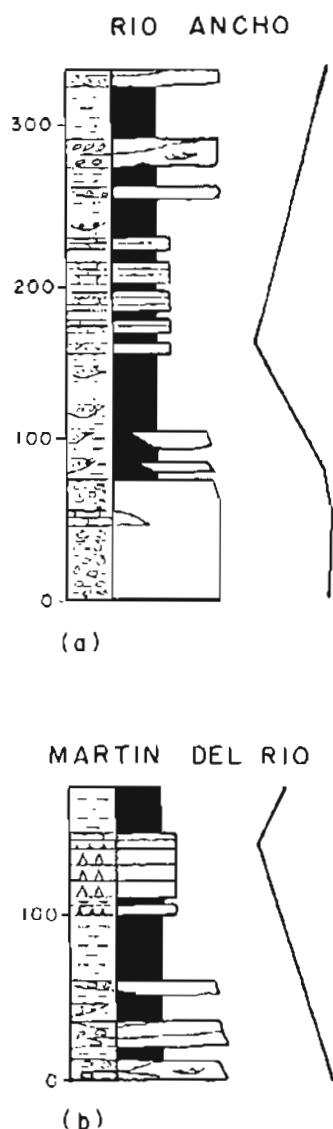


FIG. 1.8.10.—Perfiles de la U.T.S. 3 en el Sector de Montalbán.



depósitos de canal frecuentemente asociados a las barras.

Un tramo superior que supone un sistema de canales con rápidos procesos de excavación y relleno. En este sistema los niveles arenosos pueden representar depósitos en canales marginales, alejados de las zonas de mayor actividad. En su conjunto la sucesión que presenta esta unidad se puede interpretar como correspondiente a depósitos de los sectores proximal y medio de abanicos aluviales. Las paleocorrientes observadas indican polaridad de los aportes hacia el N y NE.

Corresponde a dispositivos sedimentarios del tipo II, con sectores proximales y medios muy reducidos (hectométricos) en la margen N del área de Montalbán, donde predominan los procesos de *debris flow* (ver fig. 1.8.11). Se cartografían dos facies, una proximal-media (58) y otra distal-lacustre (59).

Se reconocen los siguientes rasgos en cada área:

	Prox. + Med.	Distal	Lacustre
ALIAGA	E, B, (A), D, C, I		
ALLOZA	E, D		
MONTALBÁN	A, B	I	J, K

En esta unidad en las proximidades de Montalbán, FALLOT y BATALLER (1927), citan la presencia de *Caenotherium commune*, y CRUSAFONT (1967) da una amplia relación de restos de vertebrados: *Necrogimnurus?*; *Peratherium?*; *Hyaenodon* sp.; *Cynodictis* aff. *palmidens* (TEILH.); *Pachycynodon* aff. *tenuis* (TEILH.); *Pachycynodon* aff. *dubius* (FILH.); *Gliravus* sp.; «*Cryomys*» sp.; *Theridomys crusafonti* (THAL.); *Theridomys varians* (THAL.); *Pseudotimomys* aff. *gaillardi* (LAV.); *Pseudotimomys nanus* (THAL.); *Eucricetodon* aff. *huberi* (SCHAUB.); *Pseudocricetodon* (n.g.) *montalbensis* (n.sp.) (THAL.); *Eomys* cfr. *sitteli* (SCHL.); *Stenofiber* sp.; *Plagiolophus* cfr. *fraasi* (MEYER); *Chanotherium minimum* (FISCH.); *Ronzotherium* sp. ?; *Aceratherium finoli* (OSB. ?); *Aceratherium albigensis* (ROM.); *Dichobune* sp. ?; *Elomerys* sp.; *Anthracotheirus alsaticum* (CUV. ?); *Cryptomeryx* sp. Hay además, Crocodrilidos y Quelonios indeterminados, y moluscos. CANEROT (1969) cita *Rhabdochara stockamansi* (GRAMBAST.) y *Gyrogonia wrighti* (PIA.).

En Fuenferrada, ADROVER et al. (1982) citan la presencia de *Theridomys* cf. *major* y *Pseudotimomys major*.

Dado que según RUSSELL et al. (1982) la fauna de Montalbán puede alcanzar al Eñampiense superior y que en la unidad suprayacente se encuentran fau-

nas del Oligoceno superior, creemos que la unidad T<sub>3</sub> de Montalbán puede representar el Oligoceno inferior. (Sueviense-Arverniense.)

#### 1.8.4. Conglomerados y arcillas (60). Arenas con niveles de conglomerados y arcillas (61). Calizas (62). UTS T<sub>4</sub> Oligoceno-Mioceno (Arverniense-Ageniense).

Esta UTS es la que mayor superficie ocupa en la región de Montalbán, situándose preferentemente en los dominios septentrionales de la misma. Están formada por conglomerados calizos, lutitas y calizas. Su espesor es del orden de 200 m.

De acuerdo con los datos disponibles, se puede correlacionar esta UTS con:

- La unidad que en la depresión del Ebro se corresponde con la «Unidad Inferior» de PÉREZ et al. (1985), los cuales en función de la fauna encontrada en el yacimiento de las Torcas, asignan una edad Oligoceno superior, MN-O de la biozonación de MEIN (1975), a dicha unidad.
- Los afloramientos de Aliaga y Alloza, en base a su situación estratigráfica, evolución y rasgos sedimentológicos.
- La «unidad conglomerados de Bueña» (U.C. 23) del sector de Aguatón (Hoja E. 1:50.000, n.º 516) de acuerdo con la asignación cronoestratigráfica establecida por el ITGE (1983).
- La unidad «fangos ocre y rojizos, areniscas conglomeráticas y conglomerados cementados y calizas» (U.C. 33) del sinclinal de Embid (Hoja E. 1:50.000, n.º 490) en base a su situación estratigráfica, de acuerdo con el ITGE (1983).
- La «Unidad Inferior» de la cubeta de Muniesa, a falta de criterios estratigráficos más definitorios, atendiendo a su evolución litológica y situación estratigráfica de la unidad suprayacente.

Su límite inferior es siempre una discordancia angular sobre los términos inferiores, así como el límite superior, el cual se articula a veces mediante un abanico de capas con la UTS T<sub>5</sub>.

En la Zona de Montalbán se observa esta unidad en la sección del perfil de Martín del Río. En dicha sección se observa una sucesión análoga a la de la unidad anterior.

Los depósitos detríticos gruesos de los tramos inferior y superior corresponden a barras conglomeráticas con o sin frente de avalancha y depósitos de relleno de canal, desarrollados en sistemas *braided*.

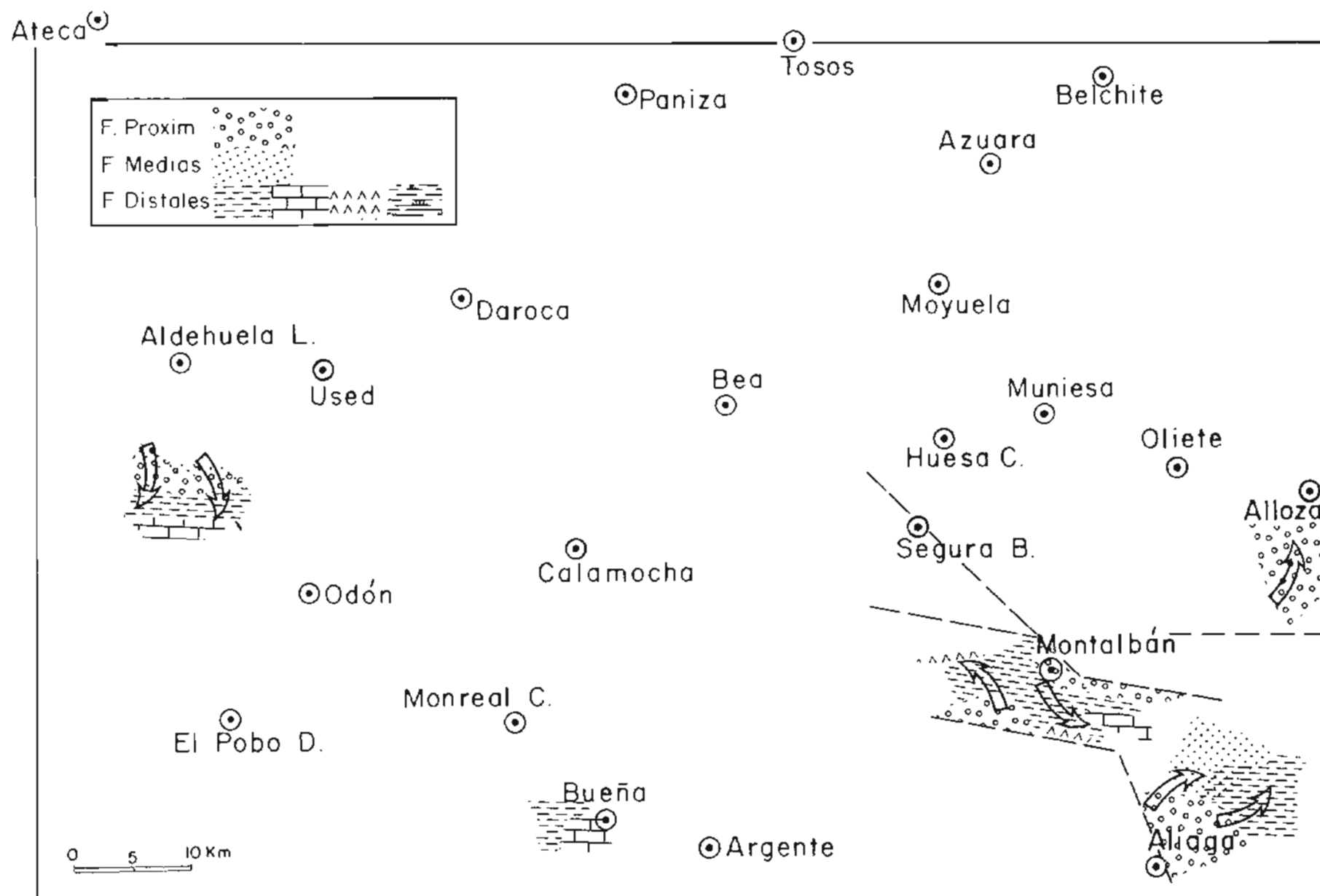


FIG. 1 B.11 — Mapa de distribución de facies de la U.T.S. T<sub>3</sub> en la Hoja 1:200 000 de Daroca. Las flechas indican la dirección de los aportes.

Los depósitos carbonatados del tramo medio corresponden a sedimentos lacustres-palustres. En conjunto la UTS T<sub>4</sub>, responde a dispositivos sedimentarios de abanicos aluviales relacionados con ambientes lacustres. Las paleocorrientes señalan aportes de procedencia N y NE.

En la margen S del área de Montalbán, esta UTS se halla implicada en el sistema de escamas con que se manifiesta el frente de cabalgamiento de Beceite-Portalrubio. Por ello es extremadamente difícil establecer su sucesión vertical. Las facies que se observan corresponden a depósitos conglomeráticos característicos de áreas proximales de abanico (*debris-flow* y barras conglomeráticas). Las paleocorrientes medidas marcas aportes procedentes del S y SO.

En la Depresión del Ebro se reconoce principalmente en el sector N de la Hoja, a lo largo de los ríos Aguas Vivas y Huerva. Presenta su máxima extensión en los alrededores del Pantano de las Torcas. Corresponde a las Unidades Cartográficas 25, 26 y 27 de la Hoja 27-17 (Azuara) y 9, 10, 11 de la Hoja 28-17 (Belchite) del MAGNA, E. 1:50.000.

Está constituida por una alternancia de conglomerados areniscas y lutitas, además de niveles carbonatados yesíferos. Su potencia por lo general es superior a los 400 m, reduciéndose de forma notable en el extremo noroccidental de la zona de estudio. Se ordena en la vertical según una evolución cíclica positiva-negativa, en la que el hem ciclo positivo está integrado por dos megasecuencias granodecrecientes. Dadas las variaciones que presentan los dos hem ciclos que integran esta unidad, creemos conveniente hacer la caracterización de los mismos de forma independiente.

El *hem ciclo inferior* aflora principalmente en el sector NO y en la zona del Embalse de Moneva. Está integrado por dos megasecuencias granodecrecientes que se presentan bien expuestas en la vertiente occidental del Pantano de las Torcas (perfil del Barranco del Santo). La megasecuencia inferior está formada por 170 m de conglomerados y areniscas color marrón a marrón amarillento, alternando con lutitas color rojo anaranjado. La megasecuencia superior, litológicamente, es muy similar a la anterior.

Las características sedimentológicas de estas dos megasecuencias nos indican depósitos de ambientes aluviales, de zonas medias relacionados con áreas lacustres o palustres. El conjunto conglomerático más basal corresponde a un ambiente de barras longitudinales dentro de un sistema de cursos *braided* (McGOWEN y GROAT, 1971; EYNON y WALKER, 1974), representando las facies de conglomerados masivos, núcleos de barras que muy raramente desarrollan frentes de avalancha.

Los términos de arenas masivas son asimilables a arenas con laminación horizontal y pueden originarse bajo una lámina de agua de reducida profundidad y alta energía, estas condiciones se producirían en los momentos de descensos del flujo.

Las arenas con estratificación cruzada en surco representan la migración de *megaripples* lunados por canales someros a techo de las barras. Las épocas de inundación máxima dan lugar a las facies lutíticas que representan la llanura de inundación del sistema *braided*. La relación conglomerado-lutita nos sitúa en sectores proximales a medios de abanicos aluviales.

En cuanto a las facies calcáreas con que culminan las megasecuencias se corresponden con las calizas lacustres verdaderas de FREYET (1984) cuya evolución es enteramente subacuática, sin ningún episodio de emersión. La presencia de calizas nodulosas evidencian un desarrollo de nodulización producido por fenómenos pedológicos, esencialmente físicos y el consiguiente paso a condiciones palustres.

En el sector de Belchite-Moneva finaliza el hem ciclo con un tramo evaporítico de 15 m de potencia, integrado por yesos sacaroideos y alabastrinos, masivos, que aparecen en niveles de 3 a 5 m separados por intercalaciones margosas y lutíticas grises y verdosas con nódulos de yeso. También se encuentran escasos niveles, de 1 a 1,5 m de potencia, de calizas margosas de color blanco con laminaciones onduladas de origen algal y desarrollo de grietas de desecación. Los niveles evaporíticos corresponden a depósitos de *playa lake* en los que se suceden depósitos de *salt pan* y de *saline mud flat*.

Para este *hem ciclo inferior* se evidencia una clara evolución en sentido O-E de ambientes proximales a distales de abanicos aluviales.

El *hem ciclo superior* está constituido por (Ermita de San Jorge) una serie de unos 230 m predominantemente lutítica roja con intercalaciones de conglomerados y areniscas, los cuales hacia techo se hacen más abundantes. Conglomerados y areniscas aparecen formando tramos de 4 a 18 m de potencia, separados por importantes intervalos lutíticos de 8 a 45 m. Las areniscas se organizan en sucesiones estratocrecientes con desarrollo hacia la base de algún nivel carbonatado. Los niveles conglomeráticos situados hacia la mitad de esta sucesión presentan sus cantos recubiertos por una envuelta de origen algal constituyendo verdaderos oncolitos.

Sobre ellos, se desarrolla una unidad estromatolítica integrada por cuerpos individuales de geometría cilíndrica asimétrica y potencia de unos 20 cm que se orientan subparalelas a la dirección de la corriente.

El crecimiento de las algas es de tipo laminado y columnar y el núcleo de estos cilindros está formado por construcciones columnares de tipo tobáceo, mientras que el techo es grumoso o con una especie de estriamiento. Esta unidad estromatolítica es recubierta por un intervalo, de aproximadamente 1,5 m de potencia, de areniscas con estratificación cruzada en surco.

En el Sector del Embalse de las Torcas termina el hemicíclo superior con una sucesión de más de 200 m de potencia, de conglomerados de cantos exclusivamente calizos, con centil excepcionalmente alcanza 1 m, angulosos y subangulosos, con textura granosostenida y matriz lutítica. Unos 5 km al N del Embalse de las Torcas, en las proximidades de Tosos, el hemicíclo superior está constituido por conglomerados grises y lutitas anaranjadas. En su conjunto este hemicíclo presenta depósitos representativos de ambientes aluviales.

Para el Sector de Belchite (Ermita de San Jorge), los niveles conglomeráticos areniscos con estratificación cruzada en surco, son exponentes de un sistema de canales entrelazados que discurren por una llanura aluvial. En estas llanuras lutíticas, las areniscas con geometría tabular se interpretan como depósitos de derrame procedentes del desbordamiento de canales próximos. La variación de base a techo, de la relación lutita/conglomerado nos sitúa en sectores distales a medios de abanicos aluviales. Las construcciones algales presentes en los niveles conglomeráticos medios corresponden a depósitos en canales con una cierta turbulencia (facies de oncolitos) y márgenes de canales someros y en calma (construcciones cilíndricas).

La asociación vertical de facies de conglomerados, oncolitos y nivel estromatolítico representa un decrecimiento en la energía de la corriente e implantación de condiciones adecuadas para el desarrollo algal, posiblemente favorecido por una época de estiaje, o bien, el desplazamiento del canal.

Por lo que respecta al área del Embalse de las Torcas-Moneva, corresponden a depósitos desarrollados en cursos *braided*, en los que las facies conglomeráticas representan barras longitudinales. Las arenas con laminación horizontal se producirían en los momentos de descenso del flujo, cuando los techos de las barras fueran recubiertos por una película de agua. Las arenas con estratificación cruzada en surco, corresponden a depósitos de canales amplios y someros, situados en el citado sistema *braided*. La evolución granodecreciente de las secuencias de conglomerado-arena y lutita representa la migración gradual del sistema activo de canales entrelazados. El antiguo segmento activo sólo es recubierto en épocas de avenida,

dando lugar a la facies lutítica que representa la llanura de inundación.

En cuando a los tramos finales del sector del Embalse de las Torcas, representan sedimentos transportados por flujos acuosos no canalizados (*sheet flood*) de muy alta energía que dan lugar a depósitos de mantos y lóbulos de gravas. Estos depósitos son propios de sectores muy proximales de abanicos aluviales en los que el flujo deja de ser confinado y deposita de forma rápida los materiales más groseros en forma de manto.

Finalmente los materiales que constituyen el hemicíclo que nos ocupa en las proximidades de Tosos, presentan características propias de depósitos de *debris flow* desarrollados en sectores proximales de abanicos aluviales. El estudio de paleocorrientes pone de manifiesto una procedencia O para los conglomerados cuarcíticos y del S para los calizos.

En la Zona de Alloza esta unidad aflora principalmente en los sectores central y oriental de la cubeta, así como en el extremo noroccidental, constituyendo este último el único afloramiento dentro de la Hoja.

Su potencia máxima en el sector central es de 120 m. Está constituida por conglomerados grises, areniscas y lutitas de tonos ocre y anaranjados y yesos beige y ocre. En la vertical presenta una evolución cíclica asimétrica, con mejor desarrollo del hemicíclo inferior, que es granodecreciente. El hemicíclo superior, que no aflora en nuestra Hoja, se encuentra erosionado a distintos niveles por la unidad T<sub>5</sub>.

En una sección 3 km al NE de Alcorisa se pueden diferenciar dos tramos, uno inferior detrítico, expuesto sólo en su primera mitad, y el superior evaporítico.

Los niveles conglomeráticos del tramo inferior con geometría tabular nos apuntan hacia un mecanismo no canalizado, por lo que pensamos que son resultados de la expansión de flujos canalizados aguas arriba. No obstante, su relación con los niveles arenosos nos podría hacer pensar en núcleos de barras longitudinales asociadas a depósitos arenosos debidos a la migración de dunas por canales amplios y someros. Los niveles lutíticos corresponden a llanura de inundación.

En el tramo superior evaporítico se presentan depósitos lacustres, posiblemente ambientes de *playa lake*.

En la Zona de Aliaga aflora principalmente en el núcleo y sectores septentrionales del sinclinorio y está constituida por una sucesión de conglomerados

dos, lutitas con intercalaciones de yeso, areniscas y conglomerados. Tiene una potencia máxima de 430 m y presenta una evolución compleja que a grandes rasgos responde a un ciclo asimétrico, con el hemicycle inferior granodecreciente y uno superior granocreciente coronado por una secuencia sin evolución definida. Esta unidad presenta su desarrollo más completo en las proximidades de Cobatillas (perfil de Cobatillas), aunque sus tramos iniciales se pueden observar en la sección del río Campos. En esta última sección se inicia con 132 m de conglomerados pardos y pardo-grisáceos con intercalaciones de areniscas blancas y pardo anaranjadas. Los conglomerados presentan textura granostenida y localmente pueden estar soportados por la matriz que es areniscosa-microconglomerática. Al tramo conglomerático le sucede un tramo lutítico rojo con algunas intercalaciones de areniscas.

En el Sector de Cobatillas se inicia el *hemicycle inferior* de la unidad con una megasecuencia granodecreciente constituida por 48 m de conglomerados y 63 m de lutitas rojas con intercalaciones de conglomerados y areniscas. A esta primera megasecuencia le sucede otra análoga formada por 24 m de conglomerados y 24 de lutitas. Culmina el hemicycle inferior con 143 m de lutitas rojas con intercalaciones de conglomerados grises y areniscas blanco amarillentas y pardo rojizas, que hacia techo pasan a lutitas de tonos más claros con intercalaciones de calizas.

El *hemicycle superior* presenta dos tramos: el inferior, que presenta una tendencia granocreciente, está formado por 51 m de conglomerados de color blanco grisáceo con intercalaciones de lutitas asalmonadas. A este hemicycle le sucede un tramo final sin evolución definida, formado por 78 m de lutitas rojas y asalmonadas que intercalan hacia la base, niveles de lutitas con cristales de yeso y niveles de yeso microcristalino de color verde, y hacia techo calizas beiges (micritas) algo bioturbadas en niveles de 2 m de espesor.

Los sedimentos conglomeráticos de las primeras secuencias del *hemicycle inferior* corresponden a depósitos de barras longitudinales sin frente de avalancha, propios de zonas proximales de sistemas *braided*; los intervalos arenosos representan los depósitos de canales por los que migran en forma de dunas. En cuanto a las intercalaciones conglomeráticas y arenosas del intervalo lutítico final del hemicycle inferior, corresponden, respectivamente, a barras y canales dentro de zonas medias de abanico aluvial. Los metros finales con areniscas y calizas representan una llanura aluvial con canales dispersos (areniscas) y zonas palustres (calizas).

En cuanto al *hemicycle superior*, el tramo inicial presenta depósitos similares a los iniciales a la unidad, y

el tramo lutítico corresponde a depósitos de llanura lutítica con zonas palustres.

En su conjunto toda la UTS responde a un sistema aluvial, estando presentes sedimentos que caracterizan ambientes de zonas proximales a distales. Las paleocorrientes observadas marcan aportes procedentes del N y O.

La Cubeta de Muniesa se ubica entre la depresión de Ebro y la cubeta de Montalbán, al NO de la cubeta de Alloza. La unidad correlacionable con la UTS T<sub>4</sub> aflora exclusivamente en el borde meridional de la cubeta, ocupando una franja deprimida de dirección aproximada E-O, por la que transcurre el barranco del río Seco. Se extiende hacia el N hasta el sector de Peña Amarilla.

Está formada por conglomerados grises y marrones y lutitas rojas con algunas intercalaciones de areniscas pardas y niveles carbonatados. Su potencia es próxima a los 200 m y presenta en la vertical una evolución cíclica positiva-negativa. Se observa en el sector de río Seco (perfil de río Seco, fig. 1.8.12).

En el Sector del Barranco de la Calera el tramo inferior de la unidad presenta conglomerados de cantos calizos, angulosos, de 30 cm de centilo, con textura *matrix supported*, que constituyen cuerpos de 1 m de espesor, con geometría acintada y escaso desarrollo lateral y longitudinal que rápidamente pasan a lutitas con cantos dispersos. Representan depósitos de *debris-flow* característicos de zonas proximales del abanico. Los tramos inferiores del sector de río Seco corresponden a depósitos de barras y canales de un sistema *braided*, en el que los tramos lutíticos son exponente de los sedimentos de llanura de inundación. El tramo superior de la unidad muestra depósitos groseros correspondientes a relleno de canales que discurren por una importante llanura aluvial. La variación vertical de la relación lutita/conglomerado indica sectores medios a distales de abanico. Las paleocorrientes vistas indican aportes procedentes del S y SO.

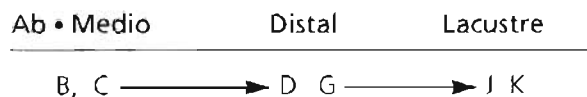
En cuanto al dispositivo sedimentario, sus depósitos se integrarían en el tipo II, presentando las siguientes sucesiones para Aliaga, Montalbán y Muniesa:

	Prox. + Medio	Distal	Lacustre
ALIAGA	B, E, D, G,	I, G	K, J
ALLOZA	A, B, (C)	I	J
MONTALBAN	A, B, D		

En el Ebro, sin embargo, las unidades quedan caracterizadas por un sistema del tipo I con aportes de O a E que actúan como colector de los sistemas del ti-

po II procedentes de las estructuras activas E-O del margen ibérico (ver fig. 1.8.13).

Este sistema presenta la siguiente sucesión:



En esta unidad ha sido posible realizar un mapa de isopacas (fig. 1.8.14) que muestra el control de las estructuras activas E-O e Ibéricas.

Cartográficamente se han separado tres facies en aquellos sitios donde fue posible identificarlas, con los números 60, 61 y 62.

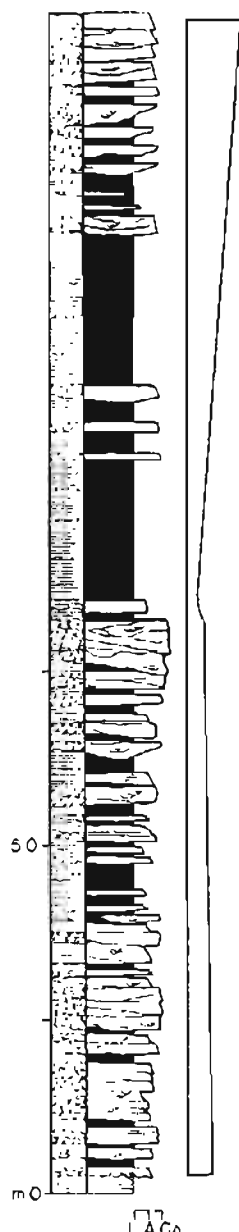


FIG. 1.8.12 —Perfil de la UTS T<sub>4</sub> en la Cubeta de Muniesa, Sector de Río Seco.

La asignación cronoestratigráfica de estas unidades se basa principalmente en los yacimientos de fósiles de Vivel del Río y Villanueva del Rebollar de ADROVER et al (1982).

- Vivel del Río: *Archaeomys intermedius*, *Issiodoromys quercyi*, *Issiodoromys* sp., *Melissiodon chatticus*, *Eucricetodon dubius*, *Eucricetodon* cf. *praecurso*, *Pseudocricetodon aff. thaleri*, *Eomys zitteli*, *Eomys major*, *Plesiosminthus promyarion*, *Sciurus* cf. *costatus*, *Microdyromys praemurimus*, *Peridyromys murinus*, *Gliravus* sp., *Gliridae* indet., *Peratherium antiquum*, *Dinosorex* sp., *Paratalpa micheli*, *Geotrypus* sp., *Cainotheriidae* indet.
- Villanueva del Rebollar: *Archaeomys intermedius*, *Issiodoromys quercyi*, *Eucricetodon dubius*, *Eucricetodon* cf. *hürzeleri*, *Pseudocricetodon* aff. *thaleri*, *Eomys zitteli*, *Plesiosminthus promyarion*, *Gliravus* sp., *Microdyromys praemurinus*, *Paratalpa micheli*, *Cainotheriidae* indet.

Estos yacimientos se sitúan en los sedimentos carbonatados correspondientes a la zona de inflexión que marca el límite entre los dos hem Ciclos que forman la unidad T<sub>4</sub> del sector de Montalbán. De acuerdo con ellos se asigna una edad Oligoceno superior (nivel de Boningen-Cournon) para la misma.

En cuanto a su límite superior no hay evidencias paleontológicas que permitan hacer una asignación segura. Ahora bien, en la unidad suprayacente las faunas citadas ya en los yacimientos más bajos de la misma, indican zona MN-2 o MN-3 de la zonación de MEIN (1975), por lo que el límite ruptural superior podría correlacionarse con la ruptura Ageniense superior o Aragoniense inferior que LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1985) citan en otras cuencas continentales terciarias, aunque no debe descartarse la posibilidad de que sea la ruptura Ageniense inferior de estos mismos autores el límite superior de la unidad. Para unificar criterios se le atribuye edad Oligoceno-Mioceno (Arverniense-Ageniense).

1.8.5. Conglomerados (63). Arcillas rojas, arenas y conglomerados (64). Calizas margosas y margas (65). Margas yesíferas y yesos (66). UTS T<sub>5</sub>. UTS T<sub>6</sub>. Mioceno (Ageniense-Aragoniense).

Se han agrupado en este epígrafe dos Unidades tectosedimentarias que en el informe sedimentológico se caracterizan como UTS T<sub>5</sub> y UTS T<sub>6</sub> debido a la dificultad de separación litológica y cronológica que ya se pone de manifiesto al definir los límites superior e inferior de las dos unidades.

Ateco

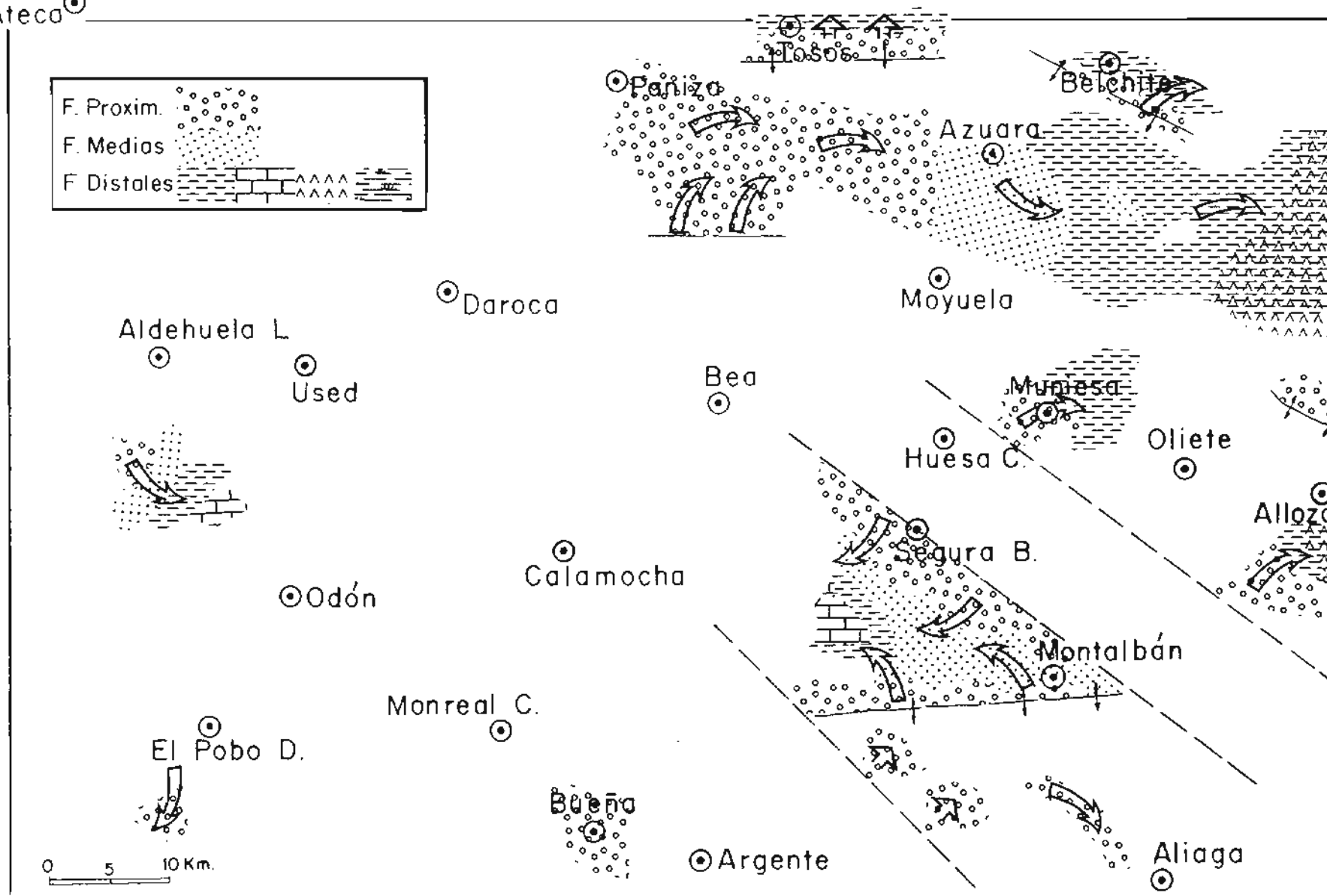


FIG 1 8.13.—Mapa de distribución de facies de la U.T.S. T<sub>4</sub> en la Hoja 1:200.000 de Daroca. Las flechas indican la dirección de los aportes.

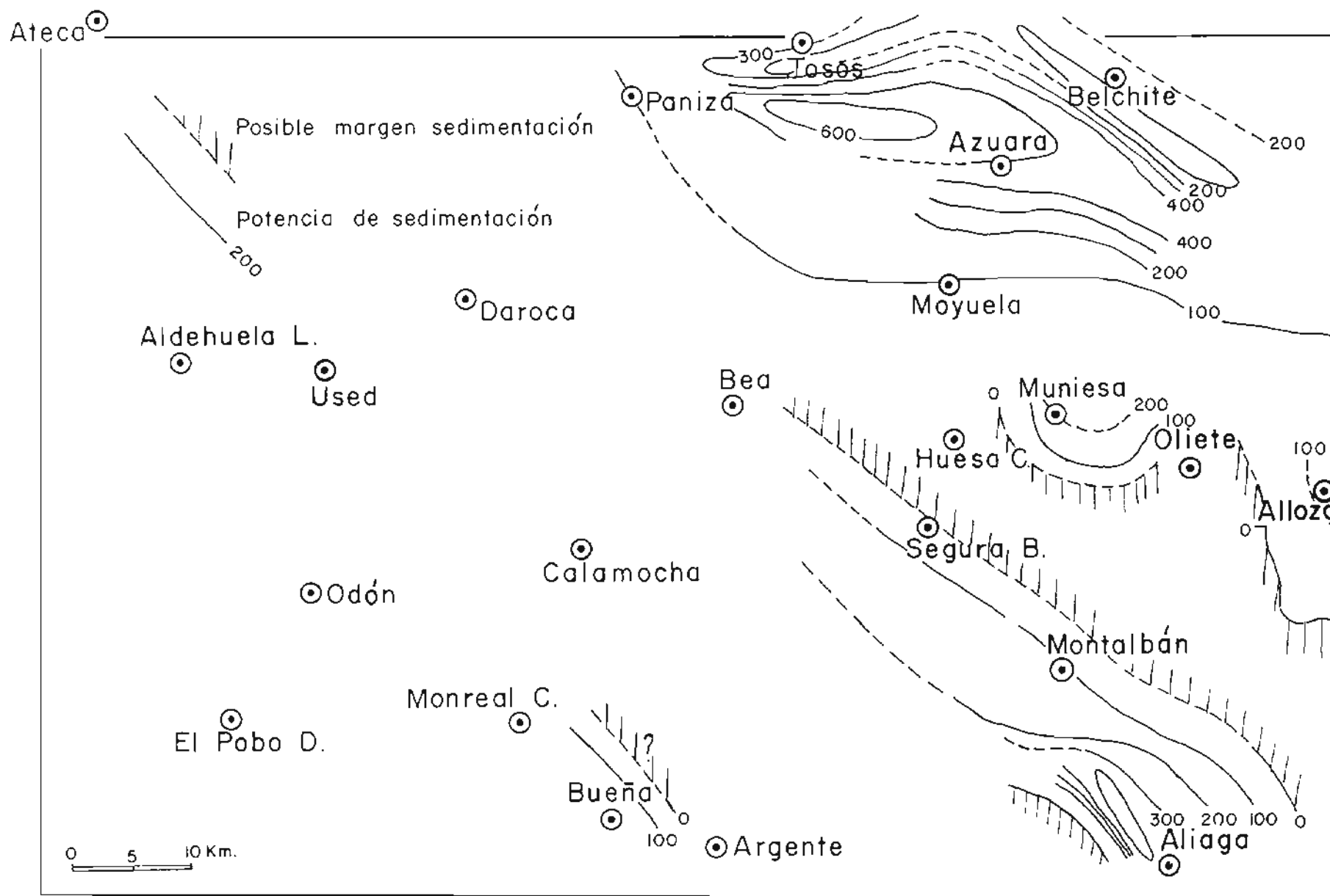


FIG. 1.8.14 — Mapa de isopacas de la  $T_1$ - $T_4$



Se identifican y definen bien en el sector de Daroca, en la mitad occidental de Segura de los Baños (492), y se correlacionan con:

- La unidad que GONZÁLEZ et al. (1984) diferencian en el sector de Alloza, ya que de acuerdo con estos sectores dicha unidad ( $T_5$  se relaciona mediante una discordancia sintectónica con la unidad  $T_4$  y presenta evolución vertical igual a la del sector de Calamocha-Montalbán. De acuerdo con la datación que hemos establecido, habrá que bajar el límite superior que GONZÁLEZ et al. (op. cit.) proponen para la UTS  $T_5$  en la zona de Alloza.
- Los afloramientos de Aliaga  $TA_5$ , por su situación estratigráfica y similitud evolutiva.
- Las dos megasecuencias definidas y cartografiadas en el Ebro, teniendo en cuenta que en el Informe Sedimentológico cada una de ellas correspondería a una unidad.
- Asimismo incluimos en esta unidad la UC  $T_{cgs}^0$  de la Hoja 467 (Muniesa) por continuidad cartográfica con la definida como UTS  $T_5$  en Alloza.
- Los materiales terciarios del sector de Tordellego-Adobes (Hoja 515), dado que los términos más meridionales, estratigráficamente más bajos, presentan continuidad de afloramiento con los niveles más altos de la «serie detrítica superior» de ANADÓN (1983) para lo que este autor asigna una edad Ageniense.
- Los fangos rojos, arenas y microconglomerados cementados (U.C. 29) que descansan netamente discordantes sobre los materiales terciarios plegados que ocupan el núcleo del sinclinal de Aldehuela de Liestos (Hoja E. 1:50.000, n.º 464).
- La «unidad superior» del sinclinal de Huesa del Cornú, dada su similitud litológica, características sedimentológicas y la casi continuidad cartográfica con la megasecuencia superior anteriormente descrita en la depresión del Ebro.
- La segunda unidad de Muniesa, por razones similares a los de la unidad superior de Huesa del Cornú.

Esta unidad está formada por dos hemiciclos que podrían constituir una UTS elemental de evolución positiva, según se definen en el Informe Sedimentológico.

El límite inferior se caracteriza por discordancia sintectónica sobre  $T_4$  en el sector de Daroca, o como discordancia aparente sobre esta  $T_4$  (sector de Aliaga) con la que se articula en un abanico de ca-

pas, llegando a superponerse en discordancia angular sobre los términos basales de la citada unidad y descansando siempre en igual discordancia sobre el Mesozoico.

El límite superior de la unidad, por tanto, de este conjunto de hemiciclos es siempre una ruptura por cambio brusco de litología.

En el Sector de Daroca está constituida por una sucesión de lutitas y conglomerados, yesos y calizas. Su potencia es del orden de unos 80 m. La zona más representativa en cuanto a caracterizarla lo constituye el sector de Navarrete-Barrachina (ver Perfiles de Barrachina). En este sector las litofacies dominantes son lutíticas, con escaso desarrollo de intercalaciones conglomeráticas y evaporíticas (carbonatos y yesos). Adosados al borde sur de la depresión (Puerto Mínguez), aflora una sucesión de conglomerados, integrados exclusivamente por cantos calizos, subredondeados, con textura granosostenida y centilo de hasta 50 cm. Las paleocorrientes reflejan aporte del Oeste y Suroeste en el sector de Navarrete y del Sur en Puerto Mínguez.

La sedimentología de la unidad se corresponde con abanicos aluviales de corto radio en los que se desarrollan procesos acuosos, y que pasan lateralmente a extensas llanuras lutíticas salinas conectadas con ambientes de playas salinas y lagos muy someros donde precipitan carbonatos y yesos.

En la misma zona de Daroca, un *segundo hemiciclo* está constituido, en evolución positiva, por conglomerados, lutitas y calizas. Los conglomerados son dominantes en algunos sectores del borde norte de la cubeta comprendidos entre Sierra Pelada y el cerro de Las Coronas, apareciendo también afloramientos muy reducidos adosados al borde sur (proximidades de Torre los Negros).

Las paleocorrientes dominantes en este sector proceden del Norte y Noreste. Hacia el NO existe un desarrollo notable de facies yesíferas.

El conjunto de la unidad responde a un desarrollo de abanicos aluviales relacionados lateralmente con áreas lacustres. La facies proximales de estos abanicos vienen caracterizadas por depósitos de *debris flow* o acuosos, interpretados como barras conglomeráticas dejadas por cursos torrenciales.

En el sentido de los aportes, las corrientes se dispersan y pierden competencia, dando lugar a depósitos canaliformes que aparecen como canales aislados entre las litofacies lutíticas, estos últimos se interpretan como la llanura de inundación de tales canales, o bien, lutitas correspondientes a la llanura aluvial de los sistemas de abanicos.

Por último, la litofacies evaporítica evidencia la existencia de una amplia zona lacustre en la que el proceso de sedimentación es la precipitación de carbonatos y yesos. La acumulación de fragmentos orgánicos (ostrácodos y charáceas) evidencian la existencia de lagos de cierta estabilidad, sin embargo, en ocasiones sufren periódicas desecaciones dando lugar a facies palustres.

En la Cubeta de Alloza la UTS T<sub>5</sub> aflora en los sectores central y occidental de la cubeta. Dentro del área que cubre nuestra Hoja es la que mayor superficie ocupa.

Está constituida por conglomerados grises, areniscas anaranjadas, lutitas ocre y calizas blancas. En el sector central de la cubeta, donde alcanza mayor desarrollo, su potencia es de 250 m. En la vertical esta unidad presenta una evolución granodecreciente, constituida por tres secuencias.

La secuencia inferior se puede observar en las proximidades de Alloza (1 km al S). Está constituida por una sucesión de conglomerados gris anaranjados que hacia techo presentan intercalaciones de limos ocre y anaranjados formando una secuencia granodecreciente de 120 m de espesor.

La secuencia media está constituida por una sucesión de areniscas y lutitas de evolución granodecreciente.

En cuanto a la secuencia final, está constituida por una alternancia de margas blancas, margas calcáreas y calizas margosas, bien estratificadas en bancos 1-7 m de potencia.

La secuencia conglomerática inicial es atribuible a un ambiente de abanico aluvial, en el que los niveles conglomeráticos presentan una cierta evolución. Hasta aproximadamente la mitad de la secuencia se trata de depósitos característicos de barras longitudinales, sin frente de avalancha, propias de zonas proximales de un sistema *braided*. Posteriormente evolucionan y van alternando depósitos de barras con otros no canalizados, debidos a expansión de flujos, que se producirían durante etapas de avenidas, formando lóbulos de desbordamiento. Las intercalaciones lutíticas reflejan la superposición de segmentos inactivos sobre segmentos activos del dispositivo sedimentario.

Para la secuencia media, el carácter plano de las superficies erosivas, así como de las cicatrices internas que presentan las areniscas, nos sugiere que se tratará de depósitos originados por mecanismos de *sheet flow*. El tramo lutítico de esta sección corresponderá a depósitos en áreas de llanuras de arena-llanuras de barro, representando las intercalaciones

arenosas depósitos de *sheet flow* y canales efímeros.

En cuanto a los sedimentos de la secuencia superior son representativos de un ambiente lacustre de poca profundidad.

En conjunto, la unidad representa la superposición de depósitos en un sistema abanico-lago, con escaso desarrollo de las facies medias del abanico.

En Aliaga aflora en la mitad occidental de la cubeta, donde presenta una importante extensión superficial, sobrepasando los límites del sinclinal. Litológicamente está constituida por conglomerados grises, lutitas asalmonadas y rojizas, areniscas pardo amarillentas y calizas blancas a beige en una primera secuencia; y conglomerados blancos con intercalaciones de areniscas rojas y rosadas para la segunda. Estas secuencias podrían corresponder a U.T.S. elementales.

Su potencia máxima observable es de unos 400 m en el sector de Campos-San Just, donde la unidad está constituida por una alternancia de lutitas rojo-anaranjadas y conglomerados blanco-grisáceos de clastos de naturaleza calcárea, encontrándose, además, una baja proporción de clastos de naturaleza cuarcítica. No obstante, en este sector la serie se encuentra muy cubierta, por lo que se da como representativa para la unidad la Sección de Cobatillas, donde la unidad presenta una potencia de 125 m.

La segunda secuencia tiene 100 m. La evolución vertical refleja una cierta tendencia positiva (granodecreciente) integrada por varias secciones de orden menor, de evolución variable. Para establecer los rasgos sedimentológicos tomemos de referencia la sección del perfil de Cobatillas para la *primera secuencia*:

Los sedimentos conglomeráticos y arenosos del tramo inicial representan depósitos de barras longitudinales en ambientes proximales de sistemas *braided* y depósitos de barras y canales de zonas *braided*.

El tramo calcáreo corresponde a depósitos palustres.

Las areniscas y conglomerados de los dos tramos finales representan depósitos de un sistema aluvial con importante llanura de inundación (lutitas) por las que discurren canales de sistemas *braided* cada vez más proximales.

Para la *segunda secuencia*, una sección representativa se puede observar en las proximidades de Cuevas de Almodén (perfil de la Cueva del Viejo). En

este sector la unidad está constituida por 90 m de alternancia de conglomerados blanco grisáceos y lutitas rojas y asalmonadas. Estos materiales son referibles a un sistema aluvial en el que los sedimentos conglomeráticos representan depósitos de barras longitudinales sin frente de avalancha, características de zonas proximales de un sistema *braided*. Las lutitas corresponden a depósitos de llanura de inundación, pertenecientes a zonas alejadas del sistema activo.

En esta unidad se han observado paleocorrientes provenientes tanto del N como del S.

En la Cubeta del Ebro esta unidad es la que mayor superficie ocupa dentro de nuestra zona de estudio. Comprende las unidades cartográficas 28, 29 y 30 de la Hoja 27-17 (Azuara), 12, 13, 14 y 15 de la Hoja 28-17 (Belchite), la 54 de la Hoja 27-18 (Moyuela) y T<sup>B</sup><sub>cgs</sub> de la Hoja de Muniesa. Está constituida por conglomerados, areniscas, calizas y yesos. Su potencia máxima es de 200 m y se pueden diferenciar dos megasecuencias:

La *megasecuencia inferior* aflora casi exclusivamente en el sector nororiental de la zona de estudio y está constituida por una sucesión de conglomerados, lutitas y areniscas, y calizas y yesos. Una sección representativa de esta megasecuencia se puede observar al S de Belchite.

Hacia la margen oriental de nuestra zona de estudio, esta megasecuencia se presenta en facies detríticas más finas a las que suceden verticalmente un importante tramo de yesos microcristalinos, masivos, de color verdoso, con nódulos dispersos de yeso blanco o verde.

El *tramo inferior* corresponde a depósitos propios de cursos *braided* proximales. Las litofacies arenosas con estratificación cruzada en surco representan el relleno y abandono gradual del sistema activo de canales. Por otra parte, los conglomerados descritos hacia techo presentan características propias de barras longitudinales sin frentes de avalancha y de bajo relieve, desarrollados dentro de sistemas *braided* de menor energía que los subyacentes.

En el *tramo intermedio* las intercalaciones arenosas corresponden a depósitos de *sheet-flood* que resultan de la expansión del flujo aguas abajo de los canales proximales.

Los sedimentos del *tramo superior* corresponden a depósitos de áreas lacustres marginales en las que una evaporación intensa produciría la retracción de la lámina de agua, lo que provocaría nodulización y brechificación de los depósitos carbonatados, así como la precipitación de sedimentos sulfatados.

La *megasecuencia superior* aflora en el sector occidental y presenta rápidos cambios laterales de facies y, dada la disposición horizontal de esta unidad junto con una topografía sin grandes desniveles, no es fácil describir una sección vertical representativa. Por ello nuestra descripción la haremos fijándonos en las diferentes litologías que lateralmente caracterizan esta unidad.

#### *Litofacies conglomeráticas:*

Afloran en el Embalse de las Torcas, integradas por conglomerados de color gris de cantos y bloques de caliza (95 %) y cuarcíticos, con centilos de unos 90 cm, subangulosos y subredondeados, muy heterométricos y con matriz arcillosa escasa o ausente. Potencia 70 m.

En Aguilón y Tosos, estas facies están formadas por cantos cuarcíticos (80-90 %) y escasos cantos calizos, con centilos de unos 75 cm, muy angulosos y de baja esfericidad, con abundante matriz limosa y cementación variable, en ocasiones escasa o nula. Potencia 80 m.

Corresponde a la U.C. 63 del mapa 1:200.000 de Daroca.

#### *Litofacies mixtas de conglomerados y lutitas:*

Afloran principalmente al S y SO de Azuara. La composición de los conglomerados (cantos calizos y cuarcíticos) varía en función de su procedencia (Paleozoico de la Sierra de Herrera o relieves jurásicos situados al Sur y Sureste). Así en las Ventas de Herrera son cantos predominantemente cuarcíticos, muy angulosos; mientras que en los sectores de Galán y El Pozo son cantos casi exclusivamente calizos. Se estima una potencia de unos 50 m.

Más al SO, en las proximidades del margen septentrional de la Cordillera Ibérica, se reconocen unas facies similares a las anteriormente descritas, pero con presencia de areniscas. Así, en el sector comprendido entre Herreras de los Navarros y Moyuela se reconocen facies conglomeráticas que se caracterizan por presentar centilos que varían desde 60 cm hacia la base a 10 cm a techo. La morfología de los cantos es de subangulosa a subredondeada, la textura granosostenida, y la matriz, arenosa o lutítica. Potencia vista 50 m.

Corresponde a la U.C. 64 de la Hoja de Daroca (1:200.000).

#### *Litofacies lutítico-carbonatadas:*

Afloran exclusivamente al N de Azuara y al O y S de Lécer y corresponden a la U.C. 65 del mapa

Al N de Azuara aparecen como una alternancia de arcillas rojas y ocre, margas grises y verdes y niveles de caliza margosa de color blanco-grisáceo que contienen gasterópodos, huellas de bioturbación, posiblemente debida a raíces, y desarrollo importante de laminaciones algales.

Al O de Lécera, sobre las litofacies conglomeráticas que afloran al sur de Samper de Salz, se desarrolla un importante tramo de lutitas anaranjadas que presentan intercalaciones margosas. La unidad culmina con una alternancia de arcillas rojas, margas grises y calizas margosas. Las calizas dominantes a techo aparecen en estratos centimétricos con laminación horizontal y formas onduladas atribuibles a *ripples*.

Al sur de Lécera afloran margas y calizas, en láminas delgadas, micritas y esparitas con restos de dolomitizaciones y crecimientos de sílex. La micrita aparece en bandas subparalelas de la estratificación y presenta dentro de ella recrystalizaciones de esparita orientadas perpendiculares a las bandas de micrita, desarrollándose a techo de estos niveles de sílex.

En cuanto al significado sedimentológico de estas litofacies podemos decir que:

- Las litofacies conglomeráticas del sector del Embalse de las Torcas corresponden a depósitos debidos a flujos acuosos de muy alta energía (depósitos de *flash flood*).
- En cuanto a los conglomerados de los sectores de Aguilón y Tosos son más representativos de barras conglomeráticas longitudinales características de ambientes *braided* proximales. Es por ello por lo que la litofacies conglomerática corresponde a depósitos proximales de un abanico aluvial.

Para litofacies mixtas, los niveles conglomeráticos masivos corresponden también a barras longitudinales, mientras que los conglomerados y areniscas con estratificación cruzada de surco corresponderían a depósitos de canales. Los intervalos lutíticos representan depósitos de llanura de inundación. Por la relación lutita/conglomerado, esta litofacies nos sitúa en sectores medios de abanicos aluviales.

Finalmente, las litofacies lutítico-carbonatadas están formadas por depósitos propios de zonas lacustres someras con importante sedimentación carbonatada y variaciones periódicas del nivel de agua afectadas ocasionalmente por una dinámica de oleaje (*ripples* simétricos). La litofacies de lutitas rojas representa las llanuras de barro que bordean tales áreas lacustres. Estas lutitas son transportadas como material en suspensión por flujos acuosos laminares de baja energía.

Las paleocorrientes medidas indican un área fuente que seguiría a una alineación paralela del actual margen Ibérico.

En la Cubeta de Muniesa la unidad está formada por conglomerados grises o marrones con lutitas rojas. Potencia máxima 65 m y evolución granodecreciente. Las litologías presentes son esencialmente detríticas (conglomerados y lutitas) con desarrollo local de niveles carbonatados de origen edáfico. Los conglomerados ocupan preferentemente los sectores S y E de la Cubeta.

Los afloramientos reconocidos en el margen sur están integrados por conglomerados masivos de textura granosostenida. Hacia el N disminuye el tamaño de los clastos, así como la relación conglomerado/lutita, presentando las mismas características texturales pero con mayor grado de selección. A techo de los cuerpos conglomeráticos, se identifican niveles de caliche, reconociéndose como costras laminadas o brechoides en las que se pueden diferenciar varias fases de ratrabajamiento. Los conglomerados se organizan en cuerpos de geometría canaliforme generalmente aislados entre las lutitas.

Las paleocorrientes medidas en esta unidad reflejan aportes del Sur y Suroeste. Los conglomerados monogénicos reconocidos en el sector oriental presentan una notable dispersión de paleocorrientes con flujos procedentes tanto del sur como del Este y Noroeste.

Estas litofacies y sus relaciones laterales ponen de manifiesto la existencia de abanicos aluviales de corto radio, cuyas áreas proximales vienen caracterizadas por depósitos originados por flujos acuosos muy energéticos, que en los sectores proximales dan lugar a barras conglomeráticas sin fuentes de avalancha. Aguas abajo las corrientes se dispersan y pierden competencia, siendo capaces de generar únicamente pequeños canales que aparecen dispersos entre las facies lutíticas propias de sectores distales de abanico.

Los depósitos son referibles al dispositivo sedimentario tipo II, presentando las siguientes evoluciones para el hemicírculo inferior:

	Prox. + Medio	Distal	Lacustre
ALIAGA	B, (A), C, D	→ G	→ J, K
ALLOZA	B, D	→ I	→ J
MONTALBÁN	B, D	→ I	→ J
EBRO	B, D	→ I	→ J, K
DAROCA	A, (B), D, (G)	→ I	→ K, J

Sobre estas evoluciones hemos de advertir que el sector de Daroca en general presenta dificultades

para establecer la realización de secuencias, pues las condiciones de afloramiento dificultan establecer divisiones estratigráficas en las facies marginales, y los afloramientos de facies intermedias y distales son escasos. Por ello las evoluciones dadas para este sector deben tomarse con reservas.

En la figura 1.8.15 se esquematizan los rasgos paleogeográficos de este hem ciclo inferior. El hem ciclo superior, también constituido por depósitos referibles al tipo II, presenta los siguientes rasgos paleogeográficos (fig. 1.8.16) y evoluciones en las diferentes áreas de sedimentación:

	Prox. + Medio	Distal	Lacustre
ALIAGA	B, D, E		
MONTALBAN	B, D	→ I	→ J
HUESA	B	→ I	
EBRO	B, D	→ I	→ J
DAROCA	A, (B), (G)	→ (G)	→ K, J

En el sector de Alloza, ya fuera de la Hoja, la unidad aparece representada por secuencias J.

El establecimiento del intervalo cronoestratigráfico de esta unidad presenta algunos problemas, pese a que en ella se encuentra un importante número de yacimientos de vertebrados, tales como Navarrete II, IV, VI, Bañón, Ateca III, Ramblar y la Dehesa entre otros para el hem ciclo inferior, y Navarrete V, Arroyo del Val I, III, IV y VI, Manchones, Las Planas I, II y III y Murero para el hem ciclo superior cuyas faunas son las siguientes:

- Navarrete II: *Heteroxerus* sp., *Paratalpa*, sp. *Soricido* indet., *Ligerimys antiquus* (FAHLBUSCH), *Peridyromys murinus* (POMEL) y *Pseudodyromys* sp.
- Navarrete IV: *Peratherium frequens* (VON MEYER), *Paratalpa* sp. *Lagopsis peñai* (ROYO), *Ligerimys antiquus* (FAHLBUSCH), *Peridyromys occitanus* (BAUDELLOT y DE BONIS), *Pseudodyromys simplicidens* (DE BRUIJN), *Armantomys aragonensis* (DE BRUIJN).
- Navarrete VI: *Prolagus vasconiensis* (VIRET), *Lagopsis peñai* (ROYO), *Ligerimys antiquus* (FAHLBUSCH), *Peridyromys occitanus* (BAUDELLOT y DE BONIS), *Armantomys aragonensis* (DE BRUIJN), *Eucricetodon infractorensis* (VIRET) y *Peratherium frequens* (VON MEYER).
- Bañón: *Ligerimys antiquus* (FAHLBUSCH), *Glirudinus modeus* (DEHM), *Pseudodyromys simplicidens* (DE BRUIJN) y *Prolagus vasconiensis* (VIRET).

- Ateca y Munébrega: *Anchitherium* sp., *Cinotherium miocaenicum*, «*Rhinoceros*» sp., *Listriodon* sp., *Zygolophodon turicensis* y *Palaeomeryx* sp.

Navarrete V ha proporcionado: *Lagopsis peñai* (ROYO), *Prolagus* cf. *oeningensis* (VON MEYER?), «*Oligoserez*» (grupo *dehmi* (VIRET y ZAPFE)), *Galerix exilis* (DE BLAINVILLE), *Megacricetodon collongensis* (MEIN), *Fahlbuschia darocensis* (FREUDENTHAL), *Microdyromys Koenigswaldi* (DE BRUIJN), *Pseudodyromys simplicidens* (DE BRUIJN), *Heteroxerus rubricati* (Crusafont et al.), *Atlantoxerus blacki* (DE BRUIJN) y *Caenotherium miocaenicum* (CRUSAFONT et al.).

- Arroyo del Val I, III, IV, VI: *Pseudaelurus* cf. *Corteri*, *Micromeryx fluorensianus*, *Euprox furcatus*, *Listriodon splendens aragonensis*, *Hyotherium* sp., *Anchitherium aurelianense* y *Progenetta* sp.
- Manchones: *Martes* cf. *pusilla*, *Progenetta* sp., *Hemicyon* sp., *Semigenetta mutata*, *Palaeomeryx* sp., *Euprox furcatus*, *Protragoceras* sp., *Macrotherium* sp., *Dicerorhinus sansaniensis*, *Brachypotherium* sp., *Anchitherium aurelianense* y *Gomphotherium augustidens*.
- Las Planas I, II y III en los que se ha citado: *Anchitherium aurelianense*, *Gomphotherium augustidens*, *Caenotherium miocaenicum*, *Dicerorhinus sansaniensis*, *Amphicyon* sp., y *Palaeomeryx* sp.
- Murero con: *Anchitherium aurelianense*, *Listriodon Splendens*, *Dicerorhinus sansaniensis* y *Rinocerontido* indet.

Dada la dificultad de identificar el límite inferior de esta unidad en las áreas donde el contenido biológico es importante, dicho límite tendrá que situarse en función de los yacimientos más inferiores conocidos, tales como los de Navarrete I y Ramblar 1 cuyas faunas indican una edad Ageniense superior (Ramblense inferior de DAAMS et al. (1987)), zonas MN-2, MN-3 de la zonación de MEIN (1975), las cuales sitúan la edad máxima de dicho límite, pero siempre contemplando la posibilidad de un descenso cronoestratigráfico del mismo.

Igual dificultad se presenta al tratar de establecer los límites entre los dos hem ciclos. A este respecto, en el sector de Navarrete del Río se puede identificar una ruptura, situada unos 30 m por debajo del yacimiento Navarrete V, cuya fauna indica la zona MN-5 de la biozonación de MEIN (op. cit.) Por ello muy probablemente el límite entre hem ciclos podrían ser equivalente a la ruptura Aragoniense medio que LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (op. cit.) dan para

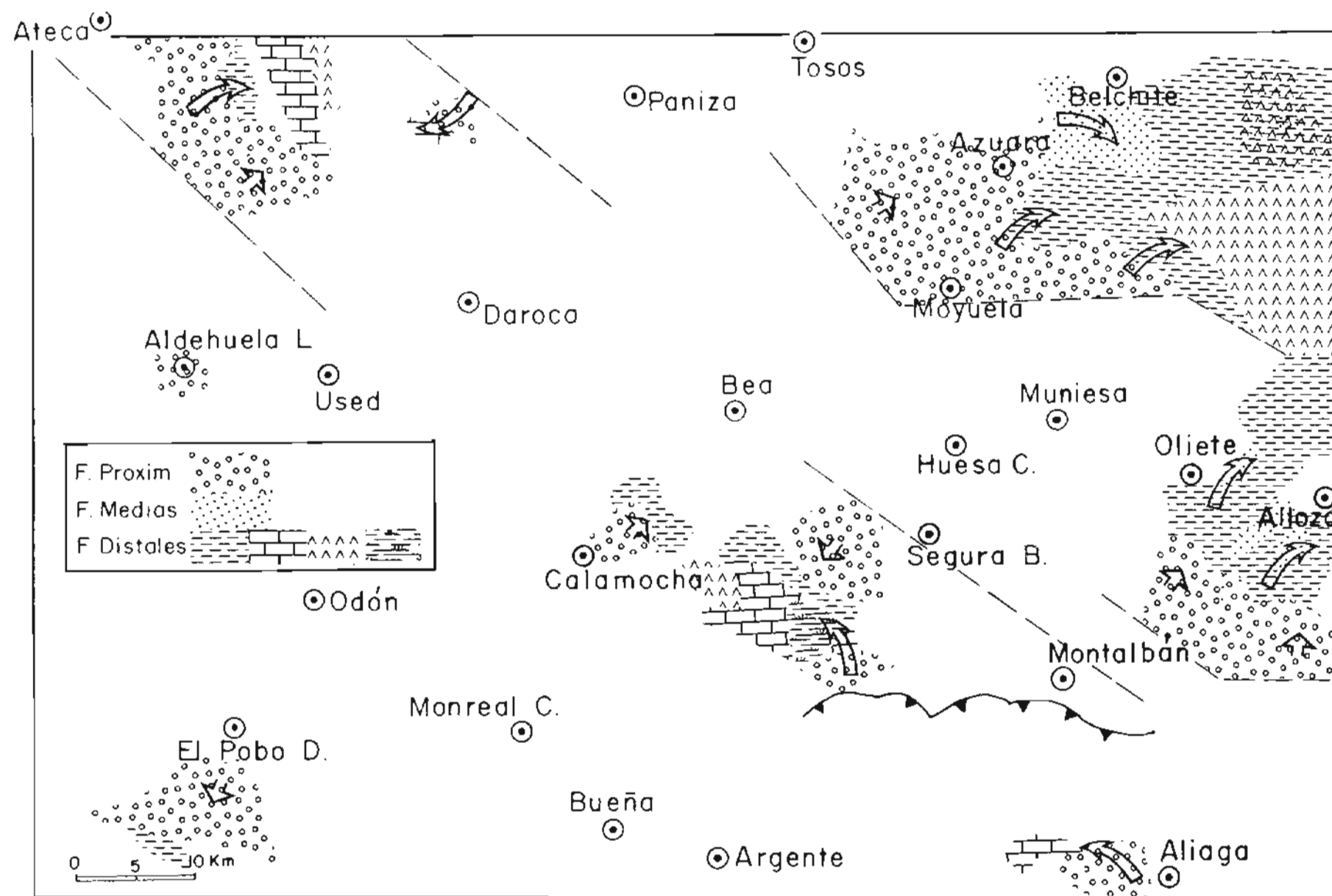


FIG. 18.15 — Mapa de distribución de facies de U.T.S. T<sub>5</sub> en la Hoja 1 200.000 de Daroca. Las flechas indican la dirección de los aportes.

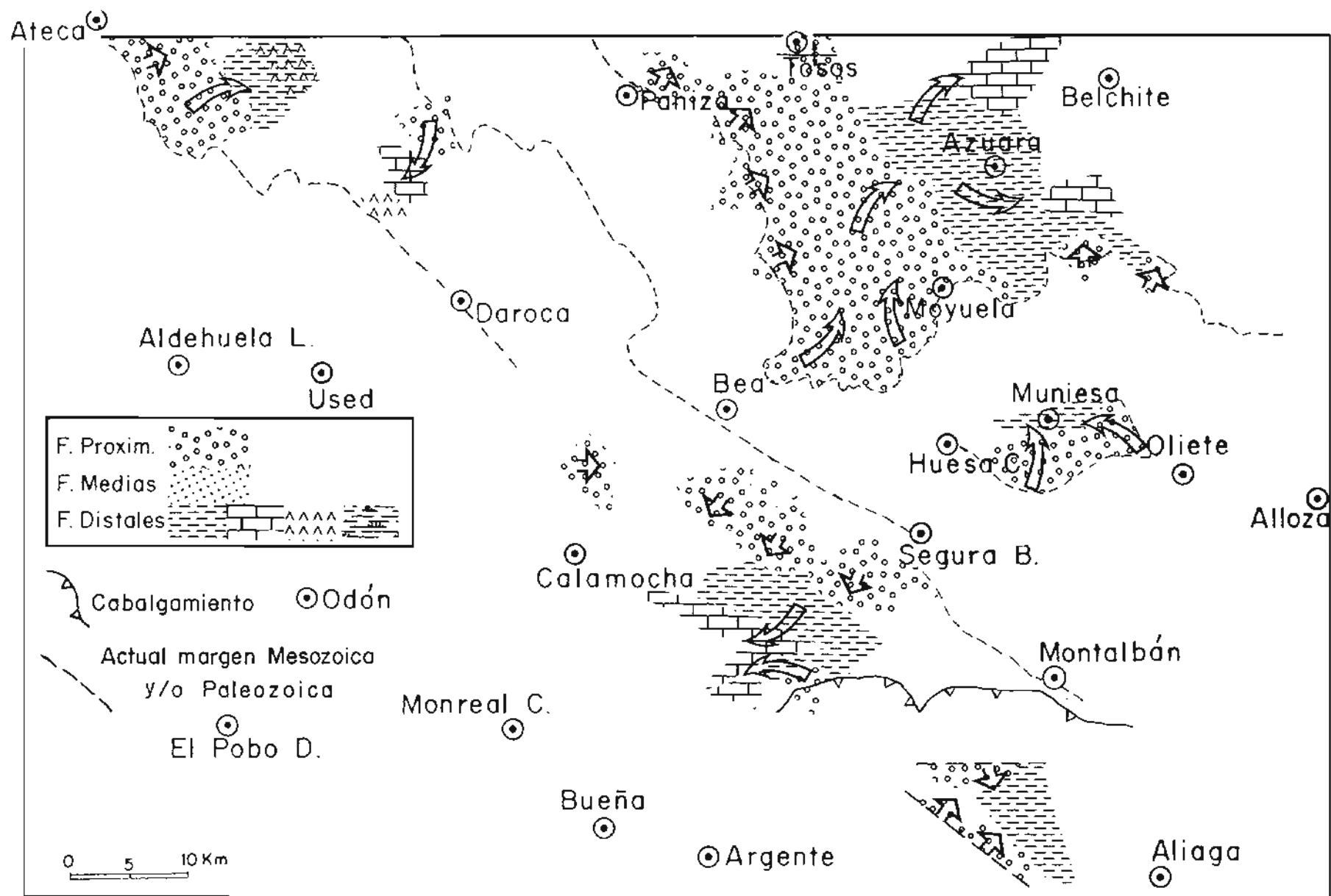


FIG. 1.8 16.—Mapa de distribución de facies de la U.T.S. T<sub>6</sub> en la Hoja 1:200.000 de Daroca. Las flechas indican la dirección de los aportes.

este sector de Daroca-Calamocha y otras cuencas terciarias

Su límite superior hay que situarlo en función de las faunas más bajas de la unidad suprayacente. A este respecto el ITGE (1983) cita la existencia de una fauna correspondiente a las zonas MN-7, MN-8 y MN-9 de la zonación de MEIN, en los niveles detríticos que marcan el inicio de la siguiente unidad.

De acuerdo con esto se propone como límite superior una ruptura intra-Aragoniense superior, correlacionable con la que LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (op. cit.) citan en el sector de Madrid y que, de forma análoga a como ocurre con otras rupturas señaladas en el Neógeno continental español, sería correlacionable con una etapa de descenso del nivel del mar. En este caso podría tratarse de la regresión intra-Serravaliense señalada por VAIL y HARDENBOL (1979).

En consecuencia esta unidad se iniciaría en el Ageniense superior para terminar en el Aragoniense superior, presentando una ruptura que ha dado lugar a la separación en el Informe Sedimentológico de los hem Ciclos a los que le correspondería una edad intra-Aragoniense.

Cartográficamente se han diferenciado unas facies proximales (63), medias (64) y distales (65) e incluso una facies yesífera-lacustre (66) en los sectores del Ebro y Daroca.

#### 1.8.6. Conglomerados y arcillas (67). Arcillas y niveles arenosos (68). Calizas (69). UTS T<sub>7</sub>. Mioceno (Aragoniense superior-Turolense).

Se identifica bien esta UTS en el sector situado al N de Calamocha, dentro de las Hojas 438 y 469, donde está representada por una megasecuencia formada por arenas, conglomerados y lutitas rojas que verticalmente pasa a un conjunto carbonatado de calizas y margas. Esta megasecuencia incluye las unidades cartográficas 43 y 45 de la Hoja 438 y las unidades 38 y 39 de la Hoja 465, a escala 1:50.000.

Esta UTS es correlacionable con la «unidad superior» de PÉREZ et al. (1985) (unidades cartográficas 16, 31 y 55 de las Hojas 440, 439 y 466, E. 1:50.000, respectivamente), la cual en sus términos más inferiores, ITGE (en prensa), presenta una asociación de vertebrados y charáceas que indican una edad desde Aragoniense superior hasta la zona MN-8 de la biozonación de MEIN (op. cit.) lo que induce a pensar que esta UTS puede comprender materiales del Vallesense.

El límite inferior, tanto en Daroca como en el Ebro, es una ruptura sedimentaria marcada por un brusco cambio en la litología y localmente discordancia (Murero y Manchones).

El límite superior es también una ruptura marcada por el paso de sedimentos carbonatados a terrígenos.

En el Sector de Daroca se trata de una unidad tectosedimentaria con evolución positiva. Está constituida a grandes rasgos por dos tramos: uno inferior detrítico y otro superior carbonatado. Su potencia oscila entre 80 y 110 m.

Esta UTS está bien representada en los dominios centrales de la cubeta, estando bien definida en el sector situado al E de la línea Villafeliche-Manchones. En dicho sector se puede observar un *tramo inferior* constituido por 40 m de lutitas rojas con intercalaciones de conglomerados silíceos y areniscas blancas en bancos canaliformes. Lateralmente este tramo pierde potencia e incluso puede llegar a faltar.

El *tramo superior* está constituido por calizas, calizas arcillosas y margas, formando una sucesión de 20 a 100 m, siendo más normal espesores del orden de 70 m. Se trata de calizas, calizas margosas y margas de tonos blanquecinos y niveles arcillosos más oscuros. Contienen abundantes gasterópodos, restos de vegetales y vertebrados. Son de microdolomías y dismicritas con pseudopisolitos, trazas de ostrácos y charáceas que a veces presentan la textura modificada por bioturbación de algas. Ocasionalmente biomicro de algas, también de forma esporádica se observan huecos de disolución rellenos de calcita o tapizados por óxidos de hierro. Se observan pseudomorfo de yeso.

Los tramos basales de esta megasecuencia nos indican un ambiente aluvial, propio de zonas relativamente distales de abanico aluvial, por las que circularían canales (arenas), mientras que el tramo carbonatado indica depósitos de ambientes en zonas palustres, posiblemente efímeras, en las que se producirían desecaciones locales. La presencia de pseudomorfo de yeso indica un ambiente palustre de alta salinidad.

En la Zona del Ebro presenta afloramientos muy reducidos, localizados al norte de la localidad de Moyuela y en el extremo N del sector que nos ocupa de la depresión del Ebro. Se sitúan en discordancia sobre el Mesozoico y las unidades terciarias más inferiores, siendo recubierta en discordancia por depósitos atribuidos al pliocuaternario.

La litología dominante son calcarenitas blancas con niveles de conglomerados de cantos cuarcíticos muy redondeados e intercalaciones de brechas de



cantos calizos. A partir de perfiles parciales y observaciones puntuales se puede establecer de forma sintética la siguiente sucesión de base a techo (fig. 1.8.17):



FIG. 1.8.17 —Columna sintética de la U.T.S. 7 en el Sector del Ebro.

1. Conglomerados de cantos calizos con intercalaciones de areniscas y lutitas.
2. Areniscas y calcarenitas alternando con margas grises y negras, y lutitas.

Presentan laminaciones horizontales, *ripples* y *megaripples* simétricos, *ripples* agradacionales, estructuras de carga, así como *megaflaser* y estratificaciones tipo *hummocky*. Las litofacies de calcirruditas bioclásticas presentan estratificación irregular, a veces con geometrías lenticulares o planoconvexas, y aparecen con intervalos métricos integrados a su vez por unidades de hasta 1 m de potencia. Internamente presentan laminación cruzada de bajo ángulo y estratificación cruzada planar. Potencia máxima observada: 25 m.

3. Calizas blancas micríticas en bancos de aproximadamente 1 m de aspecto masivo, nodulosas a techo. Potencia máxima vista 8 m.

Los conglomerados basales se interpretan como canales que discurren por una llanura aluvial. El conjunto de litofacies calcareníticas y calcirrudíticas se interpretan como sedimentos lacustres con una dinámica muy acusada de oleaje.

Las estructuras reconocidas indican condiciones alternantes de flujos muy energéticos y períodos de baja energía. La presencia de estratificación

cruzada tipo *hummocky* y los *megaripples* simétricos ponen de manifiesto la posible acción de oleaje bajo condiciones de tormenta. Esta UTS solamente se ha reconocido en los sectores de Daroca y Ebro (ver fig. 1.8.18).

En el Sector de Daroca sólo se identifican claramente las facies distales y lacustres; no obstante, aunque no se conocen las secuencias proximales, pensamos que la evolución de secuencias podría responder, aunque con ciertas reservas, a un modelo general análogo al de la UTS T<sub>6</sub>.

En cuanto a la depresión del Ebro, para esta unidad tectosedimentaria, sus sedimentos no son referibles a las secuencias dadas. Se trata, según con VILLENA et al. (1987) y PÉREZ et al., de unos sedimentos depositados en un lago permanente, posiblemente de grandes dimensiones, unos 1.500 km<sup>2</sup>, según los autores citados, sometido en su margen meridional a una dinámica de oleaje que se manifiesta por la presencia de *ripples* de oscilación y estratificación cruzada *hummocky* y *swaley* que indican condiciones de alta energía. Según PÉREZ et al. (op. cit.) y VILLENA et al. (op. cit.) dicho oleaje pudo deberse a vientos de más de 50 km/hora, aunque estos autores no descartan que hayan podido jugar un importante papel «tsunamis lacustres» como agente desencadenante del mismo. En efecto, la UTS se encuentra afectada por un conjunto de fallas sin-sedimentarias listricas, de pequeño salto, que aparecen fosilizadas por capas con estratificación *hummocky* y *swaley*.

Tal como se ha indicado en la unidad tectosedimentaria anterior los niveles detríticos inferiores contienen fauna del Aragoniense superior e incluso Vallesiense. Por otro lado, los tramos carbonatados finales presentan los yacimientos de vertebrados de Nombrevilla, Pedregueras y Fuentes, cuya fauna es:

- Nombrevilla: *Amphicyon* sp., *Lycaena chaeretus* (GAUDRY), *Machairodus* sp., *Anchitherium sam-pelayoi* (VILL y CRUS), *Hipparion primigenium koenigswaldi*, *Acylottherium pentelici* (GAUD y LAT), *Dicerorhinus* cf. *sansaniensis*, *Tetralophodon longirostris* (KAUP), *Euprox dicranocerus* (KAUP), *Capreolus* sp., *Decennatherium pachecoi* (CRUS), *Tragocerus amaltheus* (ROT y WAGG) y *Gazella* sp.
- Pedregueras: *Hipparion* cf. *primigenium koenigswaldi*, *Hipparion primigenium melendesi*, «*Rhinoceros*» indet., *Tetralophodon longirostris* (KAUP), *Deinotherium giganteum* y *Euprox dicranocerus* (KAUP).
- Fuentes: *Kowalskia fablhuschi* (BACHMAYER y WILSON), *Valeryomys* aff. *vireti* (SCHAUB),

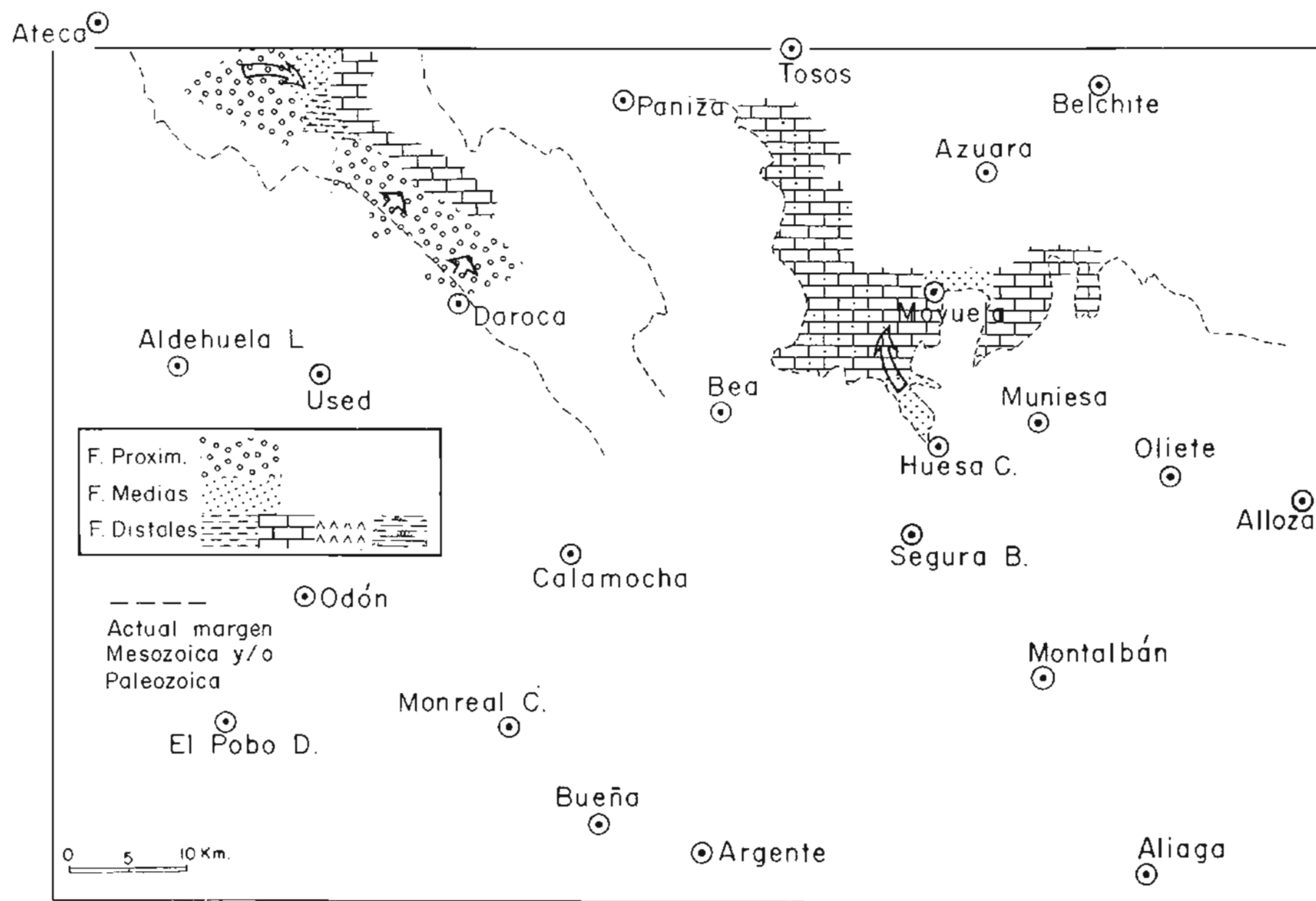


FIG. 1 B 18 — Mapa de distribución de facies de la U.T.S. T<sub>7</sub> en la Hoja 1:200 000 de Daroca. Las flechas indican la dirección de los aportes

*Megacricetodon* sp. no. o *minutus* (DAXNER?), *Mymomys* cf. *dehmi* (DE BRUIJN), *Hispanomys freudenthali* (VAN DE WEERD), *Desmana* sp., *Soricido* indet., *Prolagus crusafonti* (LÓPEZ), *Parapodemus barbare* (VAN DER WEERD), *Occitanomys adroveri* (THALER), *Ruscinomys schubi* (VILLALBA y CRUSAFONT), *Desmanella crusafonti* (RUMKE), *Galerix* sp., *Erinaceus* sp.

Otros vertebrados identificados, ITGE (1983), son peces, tortugas, rumiantes y batracios. También se citan *Candona praecox*, *C. exigua* y *C. molassica* (STRAUB).

En la zona del Ebro se ha citado la presencia de *Chara* aff. *rohcenttiana*, *Candona* aff. *mérica* y *Candona* sp., *Planorbis*, *Helix* e *Hydrobia*; *Ammonia Beccari* tépida; *Ostrácodos*; restos de vertebrados como *Barbus*, *Rutilus* y *Cirpinidae*, *Megacricetodon* cf. *minor*, *Cricetodon* sp., *Fahlbuschia* cf. *darocensis* y *Caenotherium*. Nos permite establecer su posible límite cronoestratigráfico superior como Vallesiense superior o quizá Turolense inferior, de acuerdo con la fauna del yacimiento de Fuentes.

De forma análoga a como hemos visto para otras unidades, su límite superior podría corresponder a la ruptura datada como Vallesiense superior por LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (op. cit.) para diferentes cuencas terciarias, entre ellas las de Daroca-Calamocha. En función de lo dicho, esta séptima unidad tectosedimentaria representa un intervalo temporal que abarca del Aragoniense terminal a Vallesiense superior o inicio del Turolense. Cartográficamente esta UTS queda representada por las unidades cartográficas 67, 68 y 69 en el mapa 1:200 000.

#### 1.8.7. Conglomerados (70). Calizas y margas (71). UTS T<sub>g</sub>. Mioceno-Plioceno (Turolense-Ruscinense).

Aflora únicamente en el sector de Daroca y comprende esta UTS la sucesión formada por la «Unidad Roja 1» y «Unidad Páramo 1» que el ITGE (1983) señala para este sector.

Su límite inferior está determinado por una ruptura sedimentaria con cambio brusco de litología, y su límite superior está constituido por discordancia bajo la unidad superior y o por ruptura sedimentaria con cambio litológico.

En esta UTS se puede diferenciar un *tramo detrítico inferior* (70) y otro superior carbonatado (Calizas del Páramo) (71).

El *tramo detrítico inferior* presenta espesores entre 10 y 50 m. Está constituido por limolitas de tonos

rojos que presentan intercalaciones conglomeráticas de cantos silíceos redondeados, de hasta 2 m de potencia. En el sector NW presentan intercalaciones de nódulos carbonatados.

El tramo carbonatado superior lo constituyen las denominadas «Calizas del Páramo» y sus equivalentes laterales. Su potencia oscila de 25 a 30 m. Está constituida por una sucesión de margas y calizas en las que las margas tienden a desaparecer hacia techo pasando a ser exclusivamente calizas. Las calizas son dismicritas o biomicritas con restos de ostrácodos y gasterópodos, que pueden alternar con niveles oncolíticos y estromatolíticos. Localmente se observa fuerte bioturbación de raíces, tubos, etc., así como la existencia de zonas karstificadas.

El tramo basal de esta megasecuencia responde a depósitos en una importante llanura aluvial por la que discurrían canales poco profundos, efímeros y dispersos, con los sedimentos detríticos gruesos. Los depósitos carbonatados corresponden a una zona encharcada, posiblemente palustre con algunos episodios lacustres. Las paleocorrientes medidas en el sector norte indican aportes dirigidos hacia el S y SO.

Se reconocen principalmente secuencias J y secuencias I así como términos intermedios. Las facies carbonatadas tienen una mayor extensividad, llegando a cubrir los márgenes paleozoicos de la depresión. Solamente en el sector de Miedes existen unos fangos limolíticos con cantos dispersos asimilables a depósitos de *mud-flow*. Por todo ello, pensamos que esta unidad podría corresponder a dispositivos del tipo II con extensas áreas distales (fig. 1.8.19).

La unidad que culmina con las «Calizas del Páramo», en el sector de Velilla del Jiloca, según el ITGE (1983), contiene la fauna de vertebrados siguiente:

*Apodemus dominans* (KRETZOL); *Apodemus Janteti* (MICHAX); *Apodemus* aff. *gudunae* (VAN DE WEERD); *Atlantoxerus* cf. *rhodius* (DE BRUIJN); *Cricetus barrieri* (MEIN y MICH); *Bricetus* cf. *kormosi* (SCHAUB); *Desmana pontica* (SCHREUBER); *Desmanella crusafonti* (RUMKE); *Paraethomys meini* (MICHAX); *Prolagus michauxi* (LÓPEZ); *Ruscinomys lasallei* (ADROVER); *Stephanomys medius* (CORDY); *Stephanomys ramblensis* (VAN DE WEERD); *Trilophomys pyrenaicus* (DEPERET); *Trischizolagus* indet.

Esta asociación se da como perteneciente a las biozonas MN-13 a MN-15 de la zonación de MEIN (op. cit.) que indican una edad Turolense superior a Ruscinense, mientras que en las UTS suprayacentes

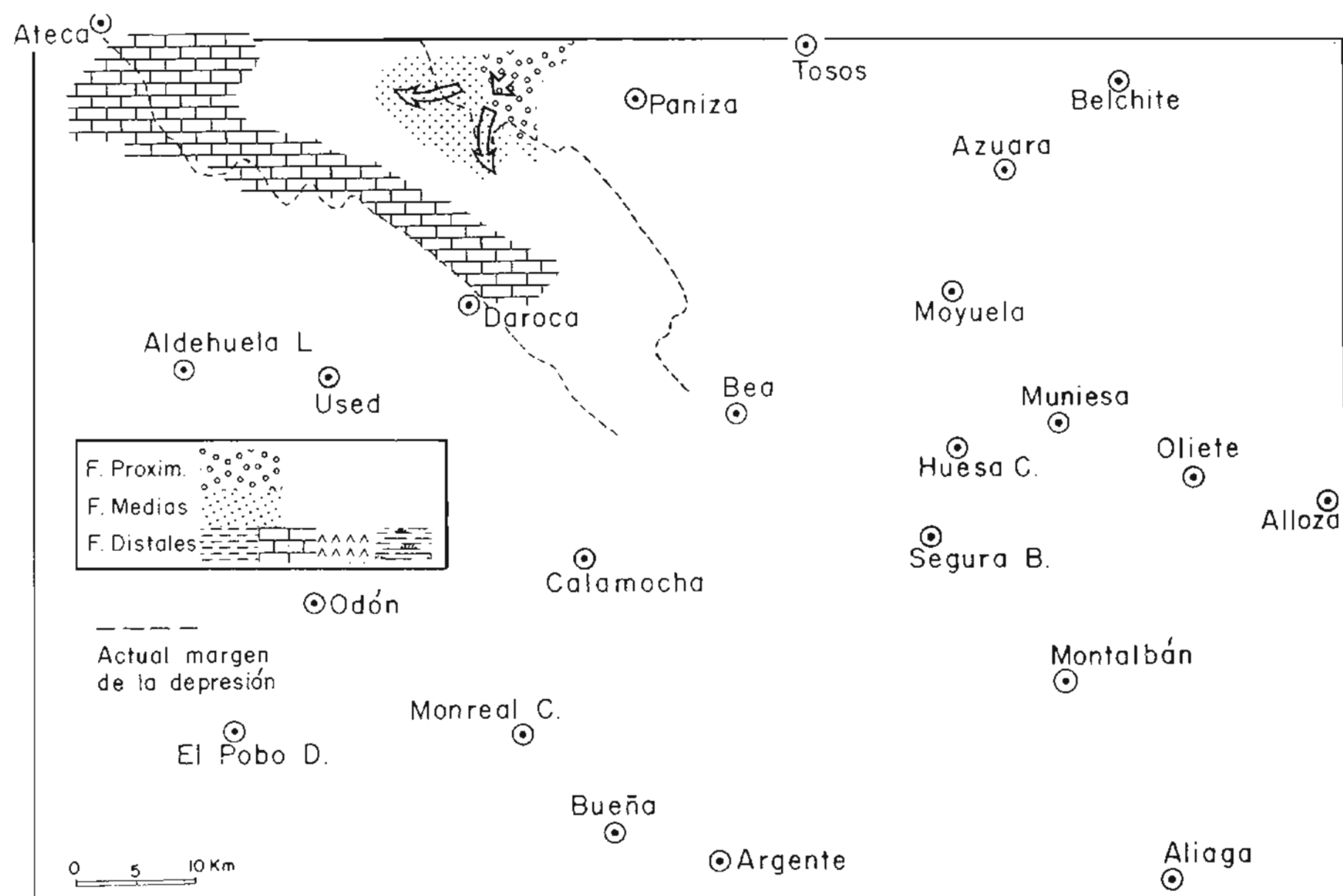


FIG. 1.8.19 — Mapa de distribución de facies de la U.T.S. T<sub>3</sub> en la Hoja 1:200 000 de Daroca. Las flechas indican la dirección de los aportes.

se ha reconocido fauna correspondiente a la zona MN-14 (Rusciniense inferior).

Estos hechos inducen a correlacionar su límite superior con la ruptura atribuida al Tuoliense superior por LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (op. cit.) para la región que nos ocupa. En consecuencia, su datación estará comprendida entre el Vallesiense superior y Tuoliense superior-Rusciniense. Por tanto, representa aproximadamente el Tuoliense.

**1.8.8. Limolitas rojas y conglomerados (72 y 73). Calizas y margas (74). UTS T<sub>9</sub>. Conglomerados silíceos (75). UTS T<sub>10</sub>. Pliocuaternario.**

Se agrupan bajo este mismo epígrafe las unidades tectosedimentarias T<sub>9</sub> y T<sub>10</sub> dado que los límites entre ambas no son siempre determinables.

Comprenden los materiales de la sucesión formada por las unidades «Rojo 2» (U.C. 72 y 73), «Páramo 2» (U.C. 74) y «Rojo 3» (U.C. 75) que el ITGE (1983) señala para el sector de Daroca-Fosa de Viloca.

Las dos primeras, «Rojo 2» y «Páramo 2», forman una unidad tectosedimentaria (T<sub>9</sub>) de evolución positiva que se inicia con términos detríticos y finaliza con sedimentos químicos. Se trata de una UTS compleja pues entre sus términos detríticos localmente aparece una discordancia y se podría incluso diferenciar una secuencia positiva basal.

Esta UTS T<sub>9</sub> está constituida por limolitas rojas, conglomerados y calizas. Su potencia oscila entre 70 y 100 m. Se pueden diferenciar dos tramos discordantes entre sí, pero con características similares. Se diferencian en que en el más inferior (U.C. 72) los clastos son carbonatos, fundamentalmente oncolitos, mientras que en el superior (U.C. 73) dominan los cantos de calizas mesozoicas y silíceos. En ambos tramos es frecuente la existencia de niveles con carbonatos dispersos correspondientes a pseudosuelos. En algunos sectores, como en la zona de Retascón, el tramo inferior presenta abundantes niveles carbonatados.

El tramo superior está constituido principalmente por fango limo-arcilloso rojo y limos carbonatados con alguna intercalación de conglomerados de cantos de cuarcitas y pizarras de matriz arenosa-limosa. En conjunto el intervalo detrítico puede presentar espesores de 50 a 100 m.

Los depósitos del tramo inferior corresponden a depósitos fluviales que discurrirían sobre los materiales existentes en la cuenca removilizando en parte estos sedimentos, de ahí la existencia de los oncolitos en zonas de paleocanales. Estos canales discurrirían hacia el centro de la cuenca donde podría haber zonas

encharcadas donde se precipitan carbonatos. Las paleocorrientes medidas indican procedencia del E y SE.

El intervalo carbonatado (Páramo 2) U.C. 74, lo constituye un paquete de calizas y margas con intercalaciones de arcillas negras, con una potencia de 5 a 20 m. Cuando presenta mayor espesor, forma una sucesión de calizas, calizas margosas y margas en bancos métricos con intercalaciones de margas blancas y arcillas negras. Se trata de biomicritas ricas en ostrácodos, charáceas y gasterópodos, que a veces llegan a formar una lumaquela. También se observan «grumos de algas». Es dentro de este tramo donde se han encontrado los restos fósiles que caracterizan la Unidad.

Desde el punto de vista sedimentológico este tramo representa depósitos de ambientes lacustres y/o palustres, pero en cualquier caso con una lámina de agua no muy importante.

La unidad formada por el «Rojo 3» del ITGE (1983) U.C. 75, está constituida por un conjunto detrítico de conglomerados silíceos y limolitas rojas, que ocasionalmente descansan sobre las demás unidades y presentan modelado de glacis.

Adosados a las márgenes de la cuenca, afloran unos conjuntos detríticos, formados por conglomerados, brechas, areniscas y lutitas en los que los conocimientos actuales no nos permiten establecer divisiones. Se trata de una sucesión que mayoritariamente representa los depósitos más proximales de los diferentes sistemas aluviales, que se pueden identificar en las zonas más centrales, tanto de la cuenca de Daroca como de la de Almazán.

La unidad constituida por el «Rojo 2» y el «Páramo 2» podría corresponder a abanicos asociados a depósitos lacustres (fig. 1.8.20), con una sucesión lateral de secuencias del tipo (B) 2, D → (G), I → J, mientras que la unidad denominada «Rojo 3» se puede identificar con secuencias de abanico del tipo II en sectores medios y distales.

Su atribución cronoestratigráfica es incierta, ya que sólo se cuenta con la fauna de Villarroya del Campo (Hoja 465) citada por el ITGE (1983), localizada en los tramos carbonatados de la unidad, la cual indica una edad Rusciniense inferior (zona MIN-14 de la biozonación de MEIN).

En esta unidad el ITGE (1983) cita la existencia de *Mimonyx*, *Apodemus dominans* (Krlzoi), *Apodemus janteti* (MICHAX), *Trilophomys pirenaicus* (Deperet), *Stephanomys medius* (Cordy), *Prolagus michauxi* (López), *Apodemus aff. gudrunae* (VAN DE VELDE), *Atlantoxerus cf. rhodius* (DE BRUIN), *Cricetus barrieri* (MEIN y MICH), *Bricetus cf. kormosi* (SCHAUB), *Desmana pontica* (SCHREUBER), *Demanella crusa-*

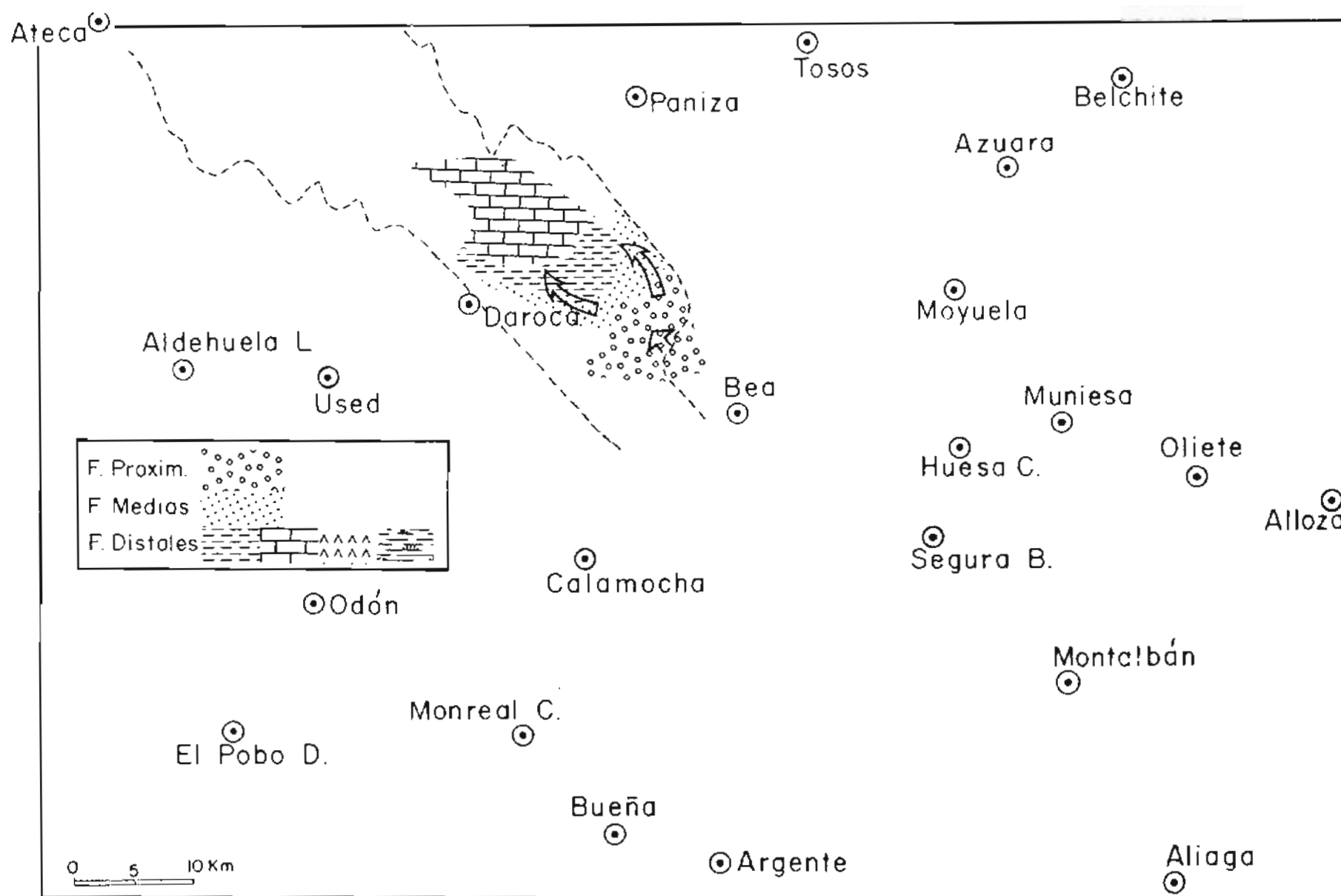


FIG. 1.8 20.—Mapa de distribución de facies de la U.T.S. T<sub>3</sub> en la Hoja 1:200.000 de Daroca. Las flechas indican la dirección de los aportes

*fonti* (RUMKE), *Paraethomys meini* (MICHAUX), *Rucinomys lasellei* (ADROVER), *Stephanomys medius* (CORDY), *Stephaenomys ramblensis* (VAN DER WEERD), *Trischizolagus indt.* y se han clasificado ostrácodos y charáceas: *Llyocypris bradi* (SARS), *Candona praecox* (STRAUB), *C. neglecta* (SARS), *C. aff. exigua* (STRAUB) y *Charamolassica* (STRAUB.)

Se propone para estas unidades edades no bien definidas entre el Rusciniense inferior y el Villafranchense superior (LÓPEZ MARTÍNEZ et al., 1985); en cualquier caso, y dadas las dificultades de definición de las unidades tectosedimentarias y su datación, atribuimos a este conjunto una edad pliocuaternario.

## 1.9. CUATERNARIO.

### 1.9.1. Cantos de cuarcita, arenas y limos (76). Rañas y terrazas antiguas.

En esta unidad cartográfica se han incluido dos tipos de depósitos:

Por una parte, aquellos que poseen morfología de glacis, pero en los que no se puede establecer con certeza cuál es su procedencia. Un ejemplo de ellos es la controvertida Formación Pelarda (Hoja de Moyuela) que para ADROVER et al. (1982) está intercalada entre sedimentos terciarios, mientras que para otros, MARTÍN FERNÁNDEZ et al. (1977), es cuaternaria.

El segundo tipo de depósitos que se engloban en esta unidad cartográfica lo constituyen sedimentos de claro origen fluvial que no guardan relación directa ni con las distintas Unidades Tectosedimentarias del Terciario ni con la red fluvial actual.

La litología de ambos es análoga: se trata de cantos cuarcíticos dominantes sobre los de otras litologías, incluidos en una matriz arenosa o areno-limosa. En el caso de la Fm. Pelarda llegan a alcanzar dimensiones notables (hasta 1 m).

### 1.9.2. Arcillas y limos asociados a la laguna de Gallocanta (77).

Se localizan en los alrededores del área endorreica de Gallocanta y corresponden a la sedimentación lacustre de materiales aportados por la red fluvial que alimenta esta zona.

Los horizontes más antiguos pueden llegar a estar colgados sobre el actual nivel de la laguna de Gallocanta. Representarían unas «terrazas lacustres» originadas por el descenso de nivel de la laguna con el consiguiente encajamiento de la red alimentadora y creación de depósitos lacustres en un nivel topográfico más bajo.

Su litología predominante es de arcillas y limos, acompañados de algo de arena e hiladas de gravas finas cuarcíticas.

### 1.9.3. Gravas y arenas (78). Cuaternarios fluviales.

Bajo esta denominación quedan comprendidos todos los materiales que forman los aluviales de los ríos y sus terrazas.

La composición es casi siempre de gravas predominantemente cuarcíticas y arenas, aunque en algunas zonas localizadas pueden existir limos e incluso arcillas.

### 1.9.4. Arcillas y cantos sueltos (79). Glacis.

Se asignan a esta unidad unos depósitos con morfología de glacis ampliamente distribuidos por toda la Hoja, pero preferentemente orlando el valle del río Jilora y las Sierras de El Pobo y Caldereros.

Su composición litológica es función del área de la que proceden. En general, son gravas subredondeadas de cantos cuarcíticos, excepto cuando están enraizados en relieves calcáreos mesozoicos en que hay mezclas en proporción muy variable de cantos calizos y cuarcíticos.

### 1.9.5. Cantos de cuarcita y pizarra, limos y arcillas (80). Conos de deyección.

A pesar de estar muy repartidos por toda la extensión de la Hoja, sus dimensiones no permiten representarlos a la escala de trabajo. Únicamente se han conservado aquellos cuya superficie así lo ha permitido.

Están formados por cantos subangulosos a subredondeados de cuarcitas y pizarras empastados en una matriz limo-arcillosa.

### 1.9.6. Cuaternario indiferenciado (81). Suelos, canchales y derrubios.

En amplias zonas de la Hoja hay depósitos de este tipo que impiden ver el substrato y cuya supresión cartográfica obligaría a extrapolaciones de la geología del substrato a veces comprometidas por la inexistencia de datos.

Generalmente se trata de potentes coluviones de ladera, suelos de considerable espesor y canchales de posible origen periglacial situados en zonas elevadas. En la zona de Sierra Herrera se han medido potencias de hasta 20 m.

Su composición es de fragmentos angulosos de la misma naturaleza del substrato en que se enraizan, con una matriz arcillo-limosa más o menos abundante.

## 2. TECTÓNICA.

El territorio de la Hoja E 1 200.000 número 40, Daroca, está situado en el sector septentrional de la Cordillera Ibérica, abarcando parte de sus Ramas Castellana y Aragonesa, las depresiones de Calatayud-Montalbán y del Jiloca, consideradas tradicionalmente como la divisoria entre ambas, y una pequeña parte del borde meridional de la depresión del Ebro (fig. 2.1).

La historia tectónica de la región es dilatada y compleja. Sus materiales más antiguos son de edad precámbrica y paleozoica, y fueron estructurados durante el ciclo Hercínico. Durante el Mesozoico fue un área sedimentaria controlada por los accidentes del zócalo generados al final de la estructuración variscica. El ciclo alpino termina en el Terciario, con la

estructuración de la Cadena durante varias fases de deformación con sedimentación sinorogénica en las zonas deprimidas. Durante el Neógeno superior y el Cuaternario la región ha estado sometida a un régimen de tectónica extensional, con formación de fosas.

En este capítulo se enmarca la zona estudiada en el contexto regional, se describe la estructura de los materiales precámbricos y paleozoicos, y se analiza la evolución geotectónica durante el Mesozoico y la estructura alpina.

Para todo ello se ha utilizado la información contenida en las Memorias y mapas a escala 1:50.000 del MAGNA, los datos obtenidos específicamente para

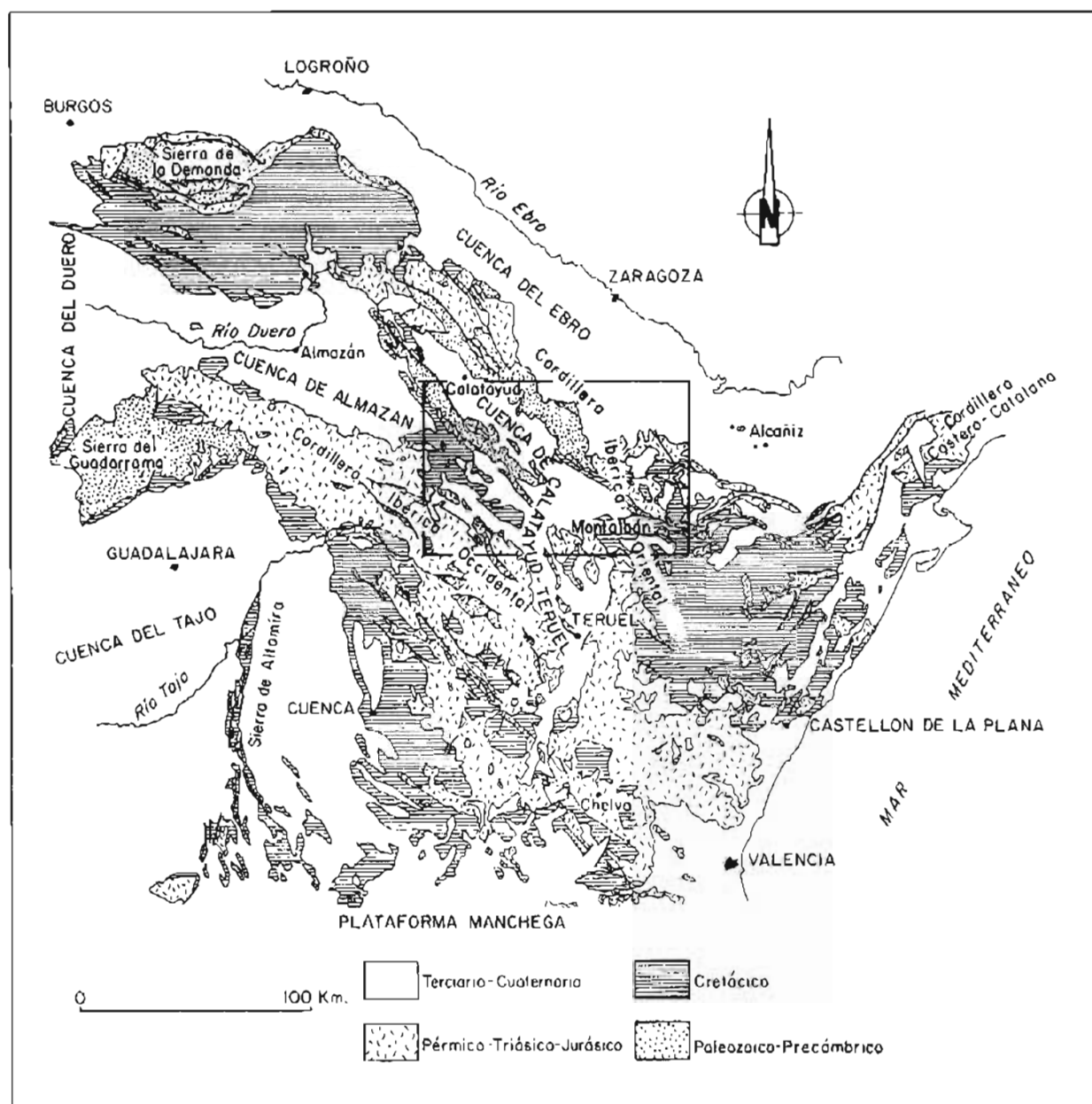


FIG. 2.1.—Situación de la Hoja a escala 1:200.000 n.º 40 (Daroca) en la Cordillera Ibérica



la ejecución de este proyecto y las publicaciones más recientes que tratan de esta región y de áreas limítrofes. Asimismo se ha realizado una toma de datos estructurales sobre el terreno, especialmente en los aspectos de microtectónica.

## 2.1. MARCO TECTÓNICO REGIONAL.

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 y precámbricos 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 considerarlos como prolongación hacia el SE de la Zona Astur-Occidental Leonesa (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.

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 (ÁLVARO et al.,

1978), desarrollada por distensión desde el Trias hasta finales del Jurásico. La individualización de la Cordillera Celtibérica tiene lugar a comienzos del Mesozoico, evolucionando como un *graben* complejo 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 y se colmata con depósitos carbonatados de la facies Muschelkalk.

El Trias 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.

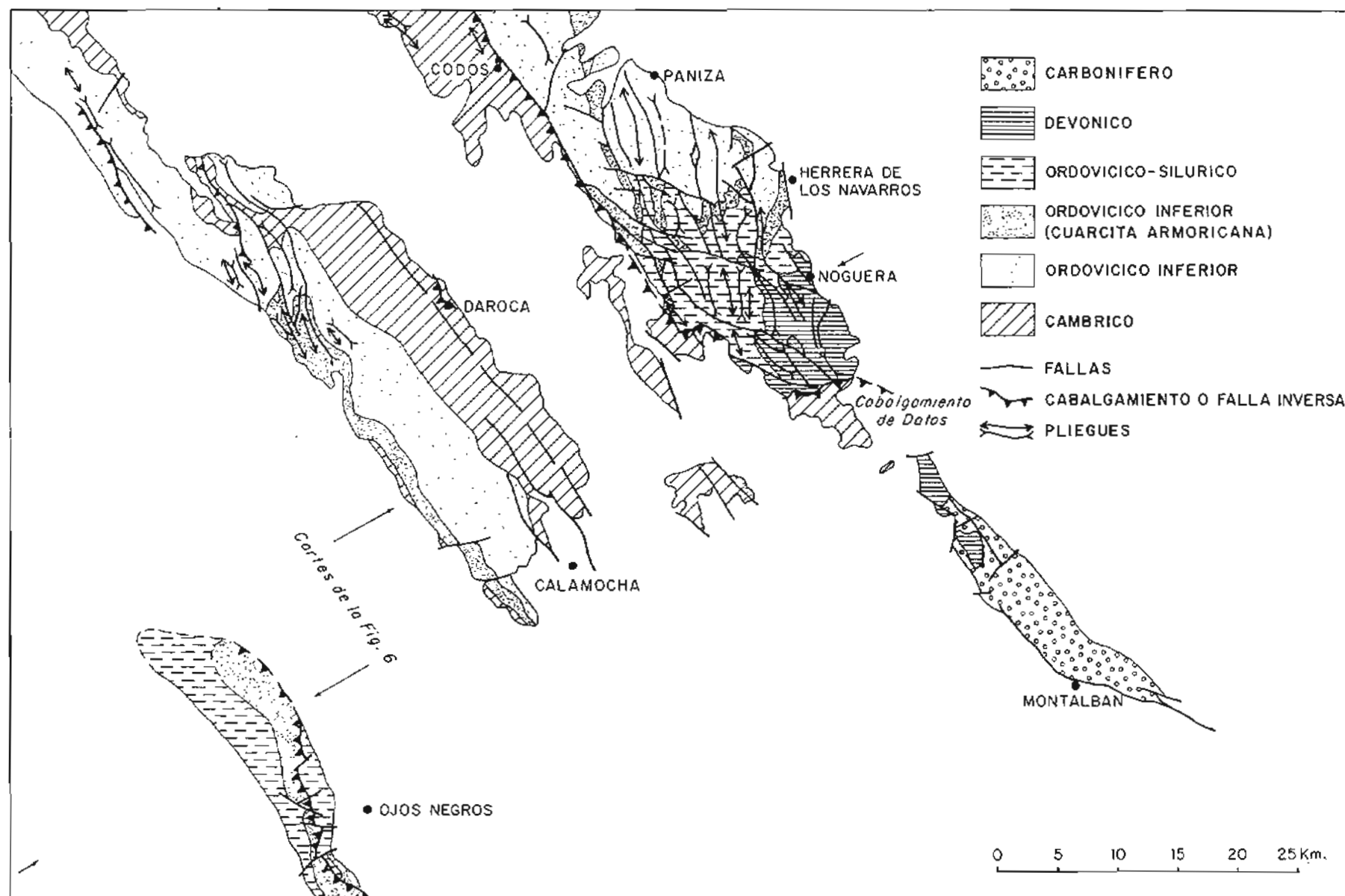
El Cretácico inferior corresponde a un nuevo período de *rifting* en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya. Dos etapas de actividad tectónica (movimientos neokimméricos y áustricos) introdujeron importantes cambios paleogeográficos relacionados con movimientos verticales. El Cretácico superior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

Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior, la Cordillera Ibérica fue deformada por los esfuerzos comprensivos 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 comprensión 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 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. CICLO HERCÍNICO.

Los materiales paleozoicos de la Hoja de Daroca, número 40, afloran en tres bandas dispuestas en dirección NO-SE a favor de pliegues de fondo alpino o fo-



00FIG. 2 2 —Esquema estructural de los terrenos paleozoicos de la Hoja 1 200 000 Daroca.

sas neógenas. Corresponden al Macizo de Sierra Menera-El Pobo, Macizo de Ateca-Daroca y Macizo de Calatayud-Montalbán (figs. 2.2 y 2.3).

Los antecedentes sobre estudios específicamente estructurales de estos afloramientos paleozoicos son realmente escasos. Hay que destacar el trabajo pionero de LOTZE (1929), y los de JULIVERT (1954), VILLENA (1971), CAPOTE y LODEIRO (1983) y CARLS (1983). La tesis de licenciatura de VILCHEZ (1984) es el primer estudio que utiliza el análisis estructural como herramienta de trabajo, pues todos los anteriores tienen exclusivamente un enfoque regional. En las Hojas 1:50.000 del MAGNA sólo hay una descripción de microestructuras en la Memoria de El Pobo de Dueñas (Hoja 515).

#### 2.2.1. EL MACIZO DE EL POBO-SIERRA MENERA.

Es el afloramiento de materiales paleozoicos más suroccidental, y de menores dimensiones, de la Hoja de Daroca. Está constituido por materiales del Ordovícico y el Silúrico, siendo la cuarcita armoricana el nivel más antiguo que aflora. Su estructura ha sido descrita anteriormente por VILLENA (1971), BASCONES y MARTÍN HERRERO (1982) y CAPOTE y GONZÁLEZ-LODEIRO (1983).

El Macizo está limitado por el Este por una falla inversa de gran ángulo con un salto vertical de 800 a 1.000 m, que corresponde a un desgarre tardihercínico reactivado en la compresión alpina. Hacia el Oeste es recubierto por los depósitos triásicos.

Las principales estructuras hercínicas existentes son el anticlinal de El Pobo, el anticlinal de Sierra Menera y el cabalgamiento de Sierra Menera. Las dos primeras son pliegues de la primera fase hercínica de dirección 160° a N-S o con planos axiales erguidos de vergencia hacia el NE e inmersión hacia el SE. Su amplitud es del orden de 1 a 1,5 km y su morfología corresponde a la de pliegues de tipo isopaco con débiles engrosamientos de charnela. Asociada a estos pliegues hay una esquistosidad grosera sólo observable a veces en los niveles más pizarrosos. Localmente, hay una esquistosidad de crenulación que afecta a  $S_1$ , sólo detectable a escala microscópica.

El cabalgamiento de Sierra Menera está situado en el flanco oriental del anticlinal del mismo nombre, siendo su traza paralela a las trazas axiales de los pliegues. Buza 50° a 60° hacia el Oeste, haciendo cabalgar a la cuarcita armoricana sobre los niveles del Ordovícico medio-superior, con un salto vertical del orden de 800 a 1.000 m.

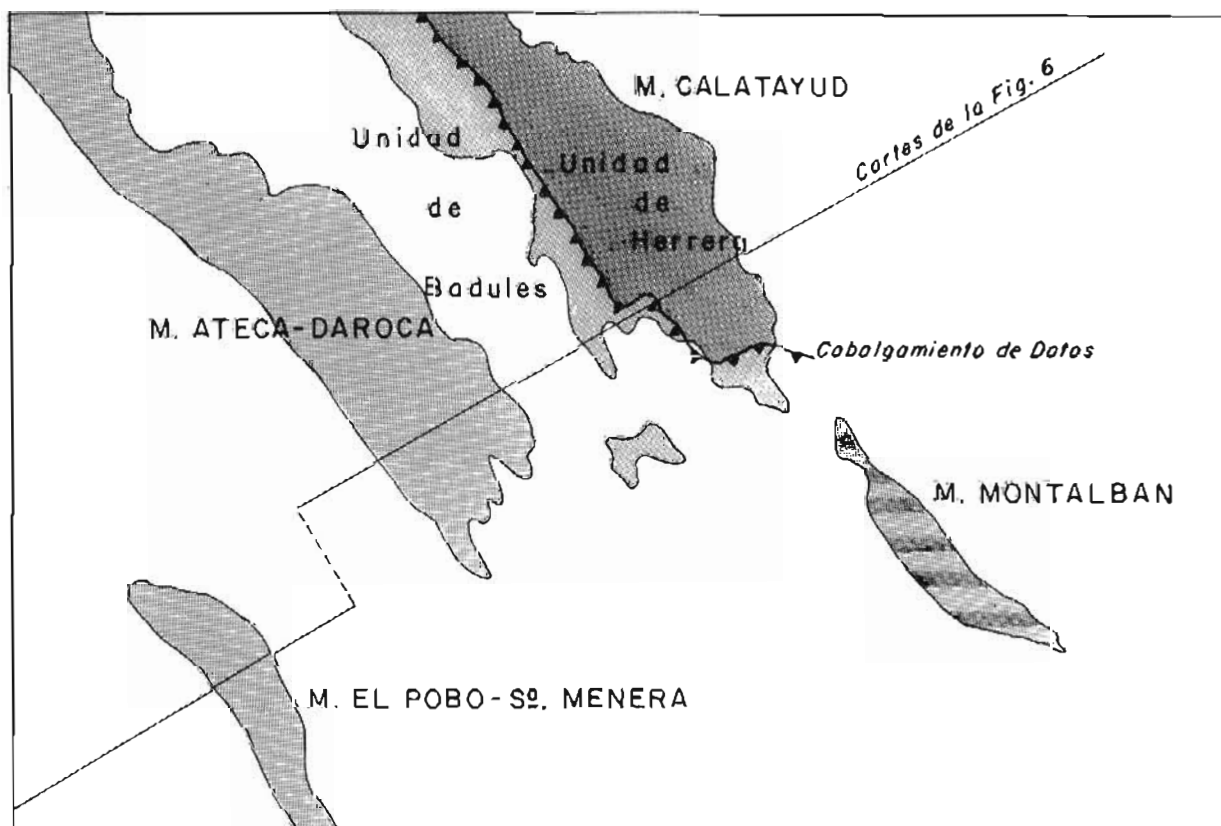


FIG 2.3 Unidades estructurales de los terrenos paleozoicos de la Hoja 1:200.000 Daroca

Varias familias de fracturas (130°-150°; 100°-110° y 60°-70°) afectan a las estructuras de plegamiento y al cabalgamiento. Se interpretan como desgarres tardihercínicos eventualmente reactivados en el ciclo alpino.

### 2.2.2. EL MACIZO DE ATECA-DAROCA.

Corresponde a los afloramientos paleozoicos centrales de la Hoja. Su límite oriental es la depresión de Calatayud-Montalbán. La configuración actual de este macizo está controlada por la trama de fracturas tardihercínicas y sus sucesivas reactivaciones posteriores (figs. 2.2 y 2.3).

La serie paleozoica aflorante comprende desde el Cámbrico inferior hasta el Ordovícico. Los niveles cámbricos afloran en el borde oriental del macizo, principalmente en el sector de Daroca. En la parte meridional del borde SO aflora la cuarcita armoricana y algún retazo del Ordovícico medio-superior. El resto está constituido por los materiales de la Serie Ibérica, de edad Ordovícico inferior.

CAPOTE y GONZÁLEZ-LODEIRO (1983) proponen para este macizo una estructura hercínica consistente en un gran anticlinal de rumbo NO-SE vergente al éste, cuyo núcleo y flanco oriental estaría oculto bajo el Terciario de la fosa de Calatayud. En la Hoja de Daroca, la macroestructura visible consiste simplemente en un gran monoclinal buzando hacia el SO con algunos repliegues secundarios. Los afloramientos paleozoicos del borde SO del Macizo de Calatayud-Montalbán no permiten considerar la existencia de una estructura anticlinal como la propugnada por los autores citados.

En el sector NO del Macizo la estructura monoclinal afecta a los materiales del Cámbrico superior y el Ordovícico inferior. Su estructura interna se caracteriza por micro y mesopliegues de rumbo NO-SE a NNO-SSE, generalmente con inmersión hacia el SO. Suelen ser pliegues isopacos con algo de aplastamiento (engrosamiento de charnelas). Los planos axiales son erguidos o buzando hacia el SO. Pueden llevar asociada una esquistosidad de fractura discontinua o una pizarrosidad de plano axial, en los niveles pelíticos, que se refracta o desaparece en los cuarcíticos, y buza 45° a 75° hacia el SO. En el borde occidental del macizo la vergencia de los pliegues y la esquistosidad es hacia el SO. Los pliegues son concéntricos, y a veces llevan asociados fallas inversas en los flancos cortos. Al sur de Carenas se ha localizado un pliegue de rumbo NO-SE, con plano axial tendido (20°-30°) buzando hacia el NE que afecta a la estratificación y a la esquistosidad  $S_1$ .

En este sector hay una falla de rumbo NO-SF y varios kilómetros de longitud, la falla de Pardos, que se

muestra actualmente como una falla inversa cabalgante hacia el NE afectando al Triásico. Aunque podría tratarse de un desgarre tardihercínico, sus relaciones con estructuras de plegamiento parecen indicar que se trata de un cabalgamiento hercínico posteriormente reactivado en los tiempos alpinos.

La transversal de Morata de Jiloca a Cubel es representativa de la estructura del sector central del macizo. Aquí la macroestructura es algo más complicada, con un pliegue anticlinal, el anticlinal de Castejón de Alarba, que hacia el NE pasa mediante una zona de fallas inversas en el flanco corto al sinclinal de Santa Cruz. Son pliegues de magnitud kilométrica que afectan a la serie desde el Cámbrico a la cuarcita armoricana. Más hacia el NE las capas cámbricas recuperan la disposición monoclinal. Los cabalgamientos hercínicos han sufrido reactivación alpina, afectando a los materiales triásicos.

En toda la transversal coexisten dos tipos de microestructuras. Por un lado, hay pliegues de rumbo NNO-SSE a NO-SE, con inmersión generalmente hacia el SE y vergencia NE, de plano axial a veces muy tendido (20°), que suelen ser agudos, a veces isoclinales, con ángulos interflancos 40°-50°, y con frecuentes disarmonías en las alternancias litológicas; y pliegues rectos o de vergencia SO, con el mismo rumbo, y ocasionalmente fuerte inmersión o fallas inversas asociadas al flanco corto. Ambos tipos de pliegues no se distribuyen preferentemente, sino que suele aparecer próximos y a lo largo de toda la transversal.

En el sector meridional del macizo, el más extenso, se recupera la disposición general monoclinal, con la serie buzando sistemáticamente hacia el SO excepto en repliegues locales. Aflora desde el Cámbrico inferior al Ordovícico medio-superior. También en este sector coexisten dos tipos de estructuras menores. Hay pliegues rectos o vergentes hacia el NE de rumbo NO-SE a N-S, de clase 1C, charnelas agudas y ángulos entre flancos de 40° a 70°, con desarrollo eventual de esquistosidad de plano axial; y pliegues que serían de abiertos a apretados, concéntricos con un grado variable de aplastamiento, homoaxiales con los anteriores pero con plano axial vertical o vergencia SO, y que también pueden llevar asociada esquistosidad de plano axial buzando hacia el NE.

El cuadro estructural de este sector se completa con fallas de diversa magnitud y rumbo NO-SE y NE-SO, interpretables en general como desgarres tardihercínicos. Destaca el gran accidente que conforma el borde oriental de la depresión de Jiloca, falla tardihercínica, de escala posiblemente peninsular, con una dilatada historia cinemática. No obstante, las fallas inversas existentes en la franja tectonizada de

la margen derecha del Jiloca, aunque reactivadas en las últimas fases compresivas del ciclo alpino, pues afectan al Mioceno inferior alto, es probable que fueran originalmente cabalgamientos hercínicos, tal como propuso LOTZE (1929).

En la figura 2.4.A se ha representado la proyección equiareal de los pliegues y esquistosidades medidas en este macizo, sin indicar la vergencia de los pliegues. Aunque en las Memorias de las Hojas MAGNA y en la síntesis de CAPOTE y GONZÁLEZ-LODEIRO (1983) se admitía una vergencia general hacia el NE, la descripción anterior muestra que la realidad es diferente.

A nuestro juicio, no es posible invocar una doble vergencia, pues coexisten ambas estructuras, y muy localmente se han observado relaciones de superposición. Por ello, y en el contexto general de la zona Astur-occidental Leonesa, es más razonable pensar en una superposición de dos fases de plegamiento homoxiales. La primera tuvo vergencia NE, y culminó con una etapa de cabalgamiento. La segunda tuvo vergencia SO. Ambas desarrollaron esquistosidad.

### 2.2.3. EL MACIZO DE CALATAYUD-MONTALBÁN

Es el más oriental y de mayores dimensiones de los tres. Presenta la serie estratigráfica más completa, desde el Precámbrico hasta el Carbonífero.

El afloramiento meridional de Montalbán está constituido por materiales devónicos y carboníferos, mientras que en el afloramiento de las Sierras de Vicort, Algairén, Herrera y Cucalón están representados desde el Precámbrico hasta el Devónico.

En los afloramientos paleozoicos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica tradicionalmente se consideran dos unidades estructurales denominadas de Badules y de Herrera, separadas por un importante accidente, la falla de Datos (LOTZE, 1929; CARLS, 1962) (fig. 2.3).

En el afloramiento septentrional, el elemento estructural más manifiesto es dicha falla. Es un cabalgamiento hercínico que muestra actualmente un salto estratigráfico de varios miles de metros. Penetra en la parte norte de la Hoja a favor del valle del río Grío, con un trazado bastante rectilíneo y generalmente enmascarado por depósitos recientes. Hacia el SE describe un giro adoptando un rumbo ENE-OSO para desaparecer fosilizado por el Buntsandstein en Monforte de Moyuela.

Para la descripción de la estructura de este afloramiento se pueden considerar dos sectores: uno septentrional comprendido en las Hojas E.

1 50.000 de Paniza y Azuara (26-17 y 27-17), y otro meridional, en las Hojas de Moyuela (27-18) y Daroca (26-18).

En el sector septentrional la unidad de Badules está constituida por capas cámbricas buzando hacia el SO, con un pequeño afloramiento precámbrico en Codos, donde también hay vulcanitas pérmicas. El cabalgamiento de Datos no es observable, pero su trazado cartográfico rectilíneo sugiere un buzamiento elevado hacia el SO. La unidad de Herrera, que corresponde al bloque cabalgado, está formada predominantemente por materiales ordovícicos. La deformación frágil es muy importante (VILCHEZ, 1984), enmascarando las macroestructuras de plegamiento. Aunque la geometría general es difícil de reconstruir, las estructuras de pequeña y mediana escala permiten esbozar el estilo general de este sector, que se caracteriza por pliegues tumbados de dimensiones kilométricas y dirección submeridiana.

En la transversal del Puerto de Paniza la disposición tendida de la esquistosidad y de los planos axiales de micropliegues, y la verticalidad de la estratificación señalan la existencia de la zona de charnela de un gran anticlinal tumbado y vergente hacia el NE. Los afloramientos ordovícicos de la transversal de Vistabella presentan un cortejo de microestructuras que delatan una estructura similar, aflorando el flanco normal, mientras que los materiales silúricos por los que discurre la carretera de Luesma a Herrera están situados en la zona de charnela o tal vez pertenezcan en parte al sinclinal subsiguiente. Más hacia el Este una falla N-S con movimiento normal deja elevado un bloque de Ordovícico inferior con las capas en posición subvertical, que podría corresponder a la zona de charnela de otra estructura análoga.

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. Además de los grandes pliegues tumbados deducidos existen numerosos pliegues menores de orientación 30° a 140°, con inmersiones al Norte y al Sur (fig. 2.4.B). En los tramos cuarcíticos y alternancias cambriordovícicas son pliegues concéntricos, a veces algo aplastados. Generalmente son asimétricos indicando vergencia hacia el Este con los planos axiales inclinados de 10° a 30° hacia el Oeste. Son cilíndricos a pequeña escala. Localmente hay desarrollo de *mullions* en los flancos. En las series predominantemente pelíticas del Silúrico los pliegues muestran una orientación análoga, aunque suelen aparecer más tumbados. Son desde cerrados a isoclinales, con charnelas agudas que pueden ser curvas. Pueden desarrollar esquistosidad de plano axial y las disarmonías son frecuentes.

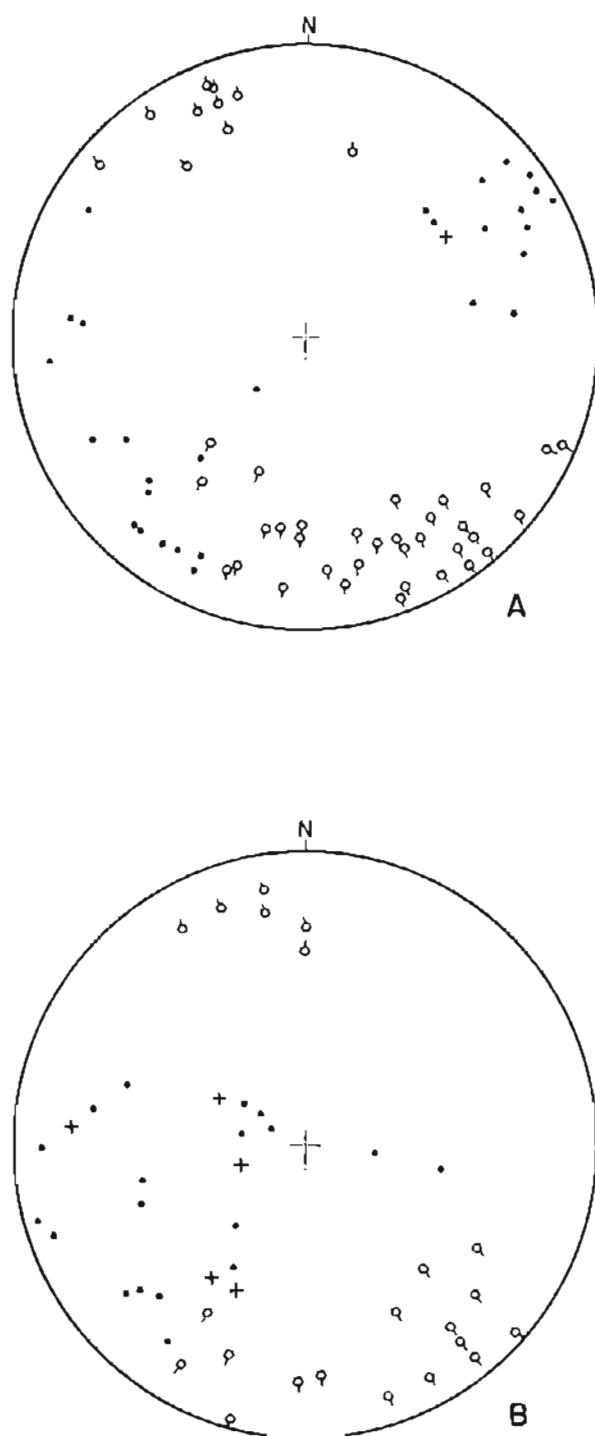


FIG. 2 4.—Orientación de los ejes de pliegues (círculos), esquistosidad (puntos) y fallas inversas (cruces) en los materiales paleozoicos de los Macizos de Ateca-Daroca (A) y Calatayud (B) comprendidos en la Hoja de Daroca 1.200 000.

La apariencia cartográfica de domo, del anticlinal tumbado de Vistabella se debe posiblemente a que está deformado por una segunda fase de plegamiento homoaxial que generó pliegues erguidos. En zonas próximas son frecuentes los pliegues menores de dirección N-S y plano axial (ocasionalmente con esquistosidad) subvertical, aunque no se han encontrado relaciones que permitan establecer si se trata de pliegues de primera fase verticalizados durante la segunda, o son pliegues de segunda fase.

Localmente en la Formación Bádenas se han encontrado algunos pliegues menores de rumbo E-O, con fuerte inmersión, rectos o con vergencia hacia el Norte. Son pliegues concéntricos. Se atribuyen a una tercera fase de carácter débil y desarrollo local.

Los pliegues de primera fase localmente llevan asociada una esquistosidad de plano axial. Se trata de una esquistosidad de fractura desarrollada en los niveles pelíticos que adopta una posición tendida, buzando de 20° a 40° hacia el Oeste. La intersección con la estratificación origina una lineación de intersección con inmersión, tanto hacia el Norte como hacia el Sur, paralela al eje de los pliegues de primera fase. Estas variaciones son atribuibles tanto a las deformaciones tardías como al carácter inhomogéneo de la deformación.

En los pliegues menores de fase tres, descritos anteriormente, también se desarrolla una esquistosidad de fractura de rumbo Este-Oeste y fuerte buzamiento hacia el Sur.

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 se consideran relacionadas con la primera fase de deformación, siendo su desarrollo ligeramente posterior. Son correlacionables con estructuras similares de importancia regional (la falla de Datos) y con los cabalgamientos de la denominada segunda fase por CAPOTE (1985) y CAPOTE y GONZÁLEZ-LODEIRO (1983).

A escala cartográfica existen además fracturas posteriores al plegamiento, de direcciones N-S a NNO-SSE, NE-SO y NO-SE. La familia más importante es la de rumbo N-S. Se consideran generadas durante las etapas de fracturación tardihercínicas, y removilizadas repetidas veces durante el ciclo alpino.

En el sector meridional el trazado del cabalgamiento de Datos es festoneado, siendo además más asequible a la observación. 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 de 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  $30^\circ$  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, y a la inmersión general hacia el SE que muestra todo el Macizo.

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 en este sector 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 E 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 la primera fase. Hay también evidencias de una fase tardía que da lugar a pliegues cruzados a los anteriores.

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 sinclino, 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.

Una transversal desde Badules (Hoja de Daroca, 26-18) hasta Herrera de los Navarros (Hoja de Azuara, 27-17), muestra la siguiente sucesión estructural: bajo el cabalgamiento de Datos se desarrolla un sinclinal silúrico, un anticlinal con núcleo de cuarcita armoricana y mediante algunos repliegues secundarios otro sinclinal silúrico. La vergencia es al NE, con buzamientos axiales y de S de  $30^\circ$  a  $60^\circ$ . Una falla vertical eleva un bloque ordovícico (Mina del Hocino). En este sector los pliegues de la cuarcita blanca silúrica indican que se trata del flanco normal de un pliegue tumbado. El núcleo sinclinal aparece al NE de Luesma, y está constituido por materiales silúricos. Una falla normal deja elevado un bloque constituido por materiales ordovícicos, sobre los que se sitúa la población de Herrera.

En la transversal de Cucalón-Nogueras el dispositivo estructural es muy similar: cabalgamiento del Cámbrico sobre repliegues en materiales ordovícicos y silúricos de la unidad de Herrera y desarrollo de un flanco anticlinal normal en materiales silúricos. El sinclinal siguiente (sinclinal de Santa Cruz) está, sin embargo, mejor desarrollado, adquiriendo gran extensión los materiales devónicos. Algunos afloramientos devónicos, en los que la serie aparece invertida sobre el flanco normal, corresponden al flanco inverso cerrado sobre el normal, tal vez en relación con cabalgamientos de segundo orden. Hacia el Este los materiales devónicos más modernos quedaron preservados en la fosa de Cabezo Agudo. La falla de Bádenas, de rumbo NO-SE, indica un desplazamiento lateral dextral con cierta componente normal. Hacia el SE toda la unidad de Herrera es recubierta por los materiales cámbricos de la unidad de Badules.

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  $30^\circ$  y  $130^\circ$  (fig. 2.4.B). Las 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  $10^\circ$  a  $45^\circ$  hacia el Oeste. Son cilíndricos a pequeña escala, aunque no son raras las charnelas curvas. En las series predomi-



nantemente pelíticas los pliegues muestran una orientación análoga, aunque suelen aparecer más tumbados. Son cerradas 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 desenraizados 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 flancos 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 B-1 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 han encontrado en la Formación Bádenas 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 Moforte. (Figuras de interferencias en «cartón de huevos»).

Los pliegues de la primera fase (F-1) localmente llevan asociada una esquistosidad de plano axial. Se trata de una esquistosidad de fractura desarrollada preferentemente en los niveles pelíticos que adoptan originalmente una posición muy tendida hacia el Oeste (fig. 2.4.B). 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 B-1.

En las zonas adyacentes al cabalgamiento de Datos también se desarrolla una esquistosidad de plano axial ligada a la cizalla. Sus características rememo-

ran a una foliación milonítica, aunque desarrollada posiblemente cerca del umbral de un comportamiento dúctil-frágil.

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 *seudoklippes* del sinclinal de Santa Cruz, se considerarán asimismo relacionadas con la etapa de cabalgamientos.

A todas las escalas existen además numerosas fracturas con rumbos NO-SE, ONO-ESE y NO-SE. 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.

El afloramiento de Montalbán está constituido principalmente por materiales carboníferos en facies «Cúlm» que se apoyan discordantemente sobre el Devónico. La monotonía de las series carboníferas y la relativamente importante deformación alpina dificultan el reconocimiento de la macroestructura hercínica. Actualmente se muestra como un antiforme alpino de rumbo NO-SE desconectado del afloramiento septentrional por los recubrimientos mesozoicos. La constitución estratigráfica y el estilo estructural muestran afinidades con la unidad de Herrera. Los pliegues menores tienen un rumbo NO-SE a NNE-SSO, con plano axial buzando hacia el NE y frecuentemente muy tendido (fig. 2.5). Varían de pliegues isopacos (1B-1C) con cierto aplastamiento, a pliegues casi similares (clase 2). Las charnelas suelen ser

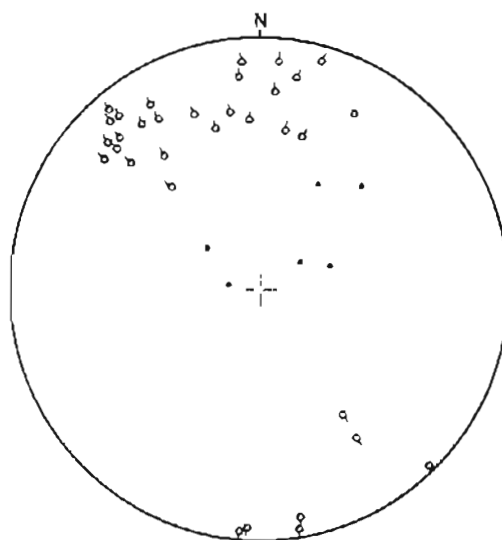


FIG. 2.5.—Orientación de los ejes de pliegues (círculos) y de la esquistosidad (puntos) en los materiales paleozoicos del Macizo de Montalbán.



agudas y engrosadas. Pueden llevar asociada una esquistosidad de plano axial, generalmente discontinua, afectando a los niveles pelíticos. Ocasionalmente es una pizarrosidad continua. La vergencia aparente de todas las micro y mesoestructuras es hacia el SO, contraria a la observada en la unidad de Herrera, cuyo estilo estructural, sin embargo, comparte. Por otra parte, es frecuente encontrar relaciones y geometrías que indican la existencia de flancos inversos.

Estos datos permiten interpretar provisionalmente este afloramiento como parte de una gran estructura de primera fase, posiblemente el flanco normal de un sinclinal tumbado vergente hacia el NE, que formaría parte de la unidad de Herrera, posteriormente modificada por las fases tardías y la deformación alpina hasta configurarse como un antiforme con las microestructuras de primera fase señalando una vergencia aparente hacia el SO. Otras interpretaciones también son posibles.

#### 2.2.4. INTERPRETACIÓN GENERAL DE LA ESTRUCTURA HERCÍNICA.

Hasta el momento no se ha realizado una interpretación general de la estructura hercínica de los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica. Únicamente VILCHEZ (1984) compara la estructura del Macizo de Calatayud-Montalbán con la de las zonas Cantábricas y Astur-occidental Leonesa, señalando las diferencias y analogías.

A nuestro juicio las características estructurales de los afloramientos paleozoicos de la Hoja de Daroca permiten atribuirlos a la zona Astur-occidental Leonesa, posiblemente a su sector oriental. La serie paleozoica es muy completa, con un Precámbrico pizarroso correlacionable con las capas de Anguiano y del Narcea, no hay diastrofismo sárdico, y la deformación se caracteriza por una fase de plegamiento principal de vergencia hacia el Este, que culmina con una etapa de cabalgamiento, y una segunda fase de pliegues rectos o retrovergentes.

La secuencia de deformaciones aparece más completa y clara en la unidad de Herrera del Macizo de Calatayud-Montalbán: una primera fase de pliegues tumbados o acusadamente vergentes hacia el Este (F-1), con desarrollo de cabalgamientos en sus etapas finales (F-1'), una segunda fase de pliegues erigidos o retrovergentes (F-2) y localmente indicios de una fase tardía de pliegues cruzados (F-3). Todas las fases desarrollan esquistosidad localmente.

En el Macizo de Ateca-Daroca se encuentran pliegues vergentes, tanto hacia el Este como hacia el Oeste. Su distribución espacial no permite considerar la posibilidad de una disposición regional en aba-

nico. Aunque las relaciones de interferencia son escasas, se han atribuido los primeros a F-1 y los vergentes hacia el Oeste a F-2. La etapa de cabalgamientos F-1' está representada por fallas inversas de menor importancia que en el Macizo de Calatayud que frecuentemente muestran reactivaciones alpinas. La fase F-2 origina localmente fallas inversas menores cabalgantes hacia el Oeste.

La deformación de los materiales del Macizo de El Pobo-Sierra Menera es atribuible exclusivamente a las fases F-1 y F-1'.

En el Macizo de Montalbán sólo se ha detectado una fase de deformación, caracterizada por pliegues con esquistosidad vergentes hacia el Oeste. El estilo estructural parece indicar que se trata de estructuras de primera fase, aunque no es descartable que la deformación que afecta a este Macizo se deba a la fase F-2.

La estructura más importante de la región es el cabalgamiento de Daroca, que hace cabalgar a la unidad de Badules sobre la de Herrera. Tiene un desarrollo longitudinal que supera los 40 kilómetros en la Hoja de Daroca, prolongándose hacia el NO. El salto estratigráfico llega a superar los 8.000 m. En el sector septentrional, donde el nivel de erosión es más profundo, muestra un trazado rectilíneo y fuerte inclinación hacia el SO; esta disposición puede deberse a modificaciones posteriores, o más probablemente a que esta zona corresponde a una rampa frontal. Hacia el SE el cabalgamiento va adoptando una posición progresivamente más tendida, correspondiente a una posición de rellano.

En la figura 2.6.A y B se muestran dos reconstrucciones posibles del cabalgamiento en profundidad. El nivel de despegue ha de situarse dentro del Precámbrico, más o menos próximo a la base del Cámbrico. Hacia el Oeste adopta una posición de rampa, cortando progresivamente a toda la serie paleozoica. El bloque de techo o cabalgante está constituido por los Macizos de El Pobo-Sierra Menera y Ateca-Daroca, así como por los materiales cámbricos de la unidad de Badules del Macizo de Calatayud. El bloque de muro corresponde a la unidad de Herrera. El recubrimiento o zona con la serie estratigráfica duplicada es del orden de 20 a 30 kilómetros. La disposición monoclinial del Cámbrico y Ordovícico del Macizo de Ateca-Daroca, que se eleva sobre todos los demás afloramientos paleozoicos existentes hasta el Sistema Central constituidos por materiales ordovícicos y silúricos, se debe a que está situado sobre la rampa de muro del cabalgamiento.

Hacia el Este el cabalgamiento se tiende progresivamente, afectando al bloque superior a nivel del

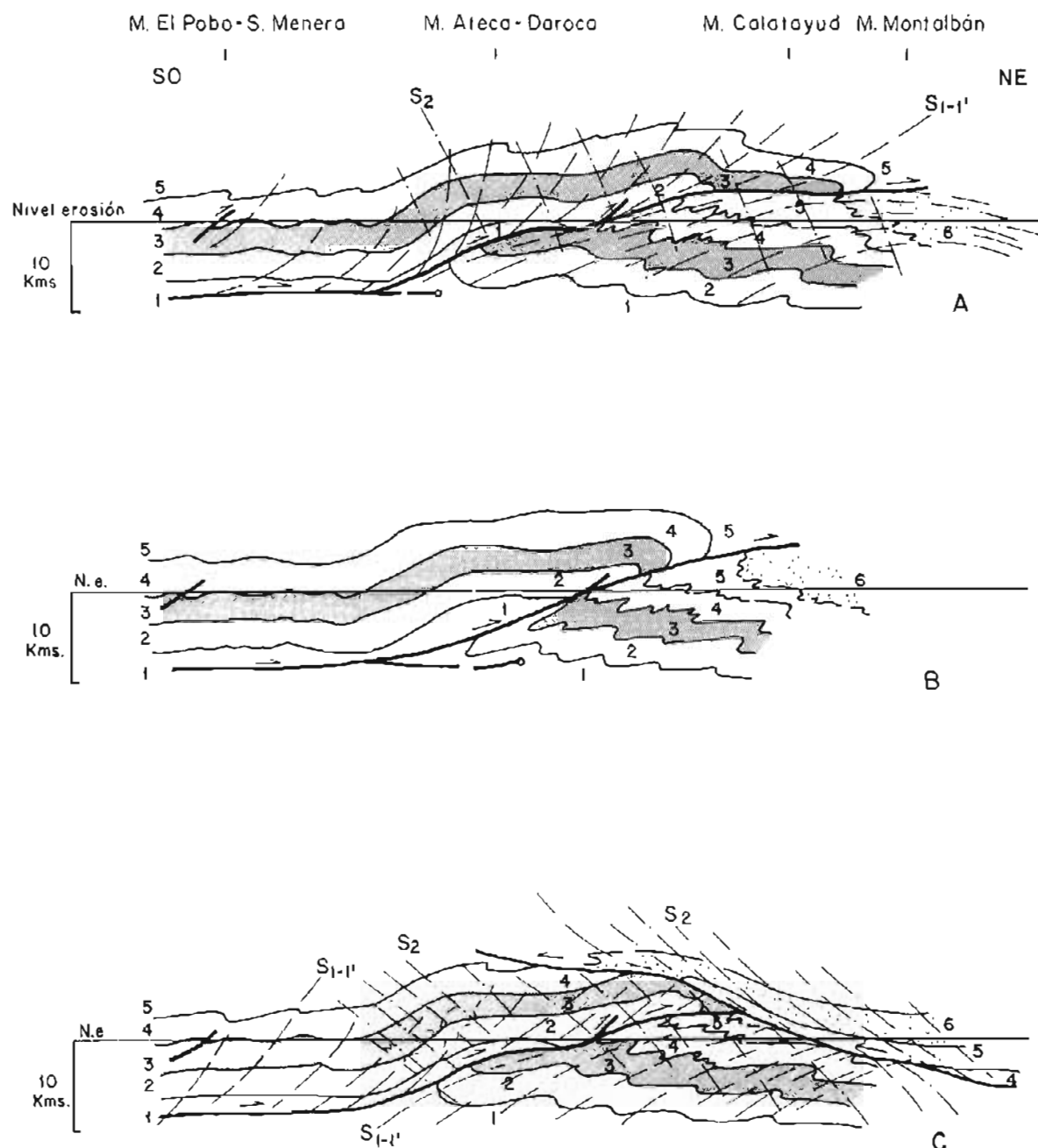


FIG. 2.6.—Corte geológico interpretativo de la estructura de los terrenos paleozoicos de la Hoja 1 200 000 de Daroca (A). En el corte B se ha interpretado el cabalgamiento de Daroca con una disposición más tendida y regular. En el C se ilustra la hipótesis de un retrocabalgamiento del paleozoico de Montalbán en la fase 2, con delaminación e imbricación de la serie paleozoica (1. Precámbrico, 2. Cámbrico; 3. Ordovícico, 4. Ordovícico superior-Silúrico; 5. Devónico, 6. Carbonífero).

Cámbrico. El Cámbrico inferior carbonatado ha debido ser un nivel de despegue secundario importante. El grado y estilo de la deformación es diferente entre los bloques cabalgado y cabalgante. En la unidad de Herrera se desarrollan pliegues con esquistosidad y planos axiales muy tendidos, especialmente en el sector SE, como consecuencia de su situación bajo el cabalgamiento en posición de rellano.

La figura 2.6 corresponde a una interpretación del cabalgamiento con geometría escalonada (rampas y rellanos) a partir de una serie original muy poco deformada. La figura 2.6.B contempla la posibilidad de una superficie de cabalgamiento más suave y regular, desarrollada a partir de un pliegue vergente hacia el Este.

En relación con el desarrollo del cabalgamiento de Datos hay dos fenómenos asociados. El primero es la creación de un surco frontal por sobrecarga en la litosfera debida al engrosamiento de la cobertera. Este surco frontal constituyó una cuenca de antepaís que fue rellenándose con los materiales procedentes de la denudación del relieve originado por el cabalgamiento. Estos materiales son los depósitos carboníferos de facies «Cülm», claramente sinorogénico (FRANKE y ENGEL, 1986). Otro fenómeno inducido por el cabalgamiento es la abundante actividad magmática permo-carbonífera existente en la unidad de Herrera.

El origen de las rocas ígneas emplazadas en el Estefaniense-Pérmico en régimen distensivo posiblemente está en el calentamiento de la corteza inferior causado por engrosamiento cortical debido a la deformación hercínica.

Una última cuestión referente a la estructura hercínica de la región es la que afecta al Macizo de Montalbán. En el apartado anterior se ha interpretado como perteneciente a la unidad de Herrera, esto es, al bloque cabalgado, y su estructura interna se debería a la primera fase. Aunque esta hipótesis encaja bien con el estilo de la unidad de Herrera, es difícil admitir que materiales que son depósitos sinorogénicos procedentes de la erosión de los relieves originados por la primera fase de deformación (F1-1') estén afectados por sus estructuras. Una hipótesis alternativa es considerar al Macizo de Montalbán como parte de una unidad diferente producida por un retrocabalgamiento hacia el SO durante la segunda fase (F2), como se esquematiza en la figura 2.6.C. Las estructuras internas, pliegues y esquistosidad del Carbonífero manifiestamente vergente hacia el Oeste serían de fase dos. La intensidad de la deformación de esta fase decrecería progresivamente hacia el Oeste, para estar prácticamente atenuada en el Macizo de Sierra Menera.

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

No hay ningún dato que ayude a precisar la edad de la segunda fase hercínica. Los depósitos permo-carboníferos (Estefaniense-Autuniense,  $194 \pm 3$  m.a.; datación absoluta en rocas volcánicas) son postorogénicos y se apoyan sobre un sustrato paleozoico deformado y denudado.

#### 2.2.5. LA ETAPA TARDIHERCÍNICA.

El último episodio tectónico del ciclo hercínico corresponde a una fase de fracturación que tiene lugar durante el Estefaniense y el Pérmico, y que ha sido reconocida en la Península Ibérica (PARGA, 1969) y Europa (ARTHAUD y MATTE, 1975 y 1979). La deformación hercínica finaliza pasando de la compresión a un régimen de desgarre y finalmente a un régimen de tectónica extensional.

Las fallas tardihercínicas, cuyas direcciones principales son NO-SE, NE-SO, y N-S, funcionaron inicialmente en régimen de desgarre, y, posteriormente, ya durante el Pérmico, adquieren preponderancia los movimientos verticales, controlando la ubicación y geometría de las cuencas pérmicas.

La sedimentación durante esta época se realiza en cuencas intramontañosas, originadas inicialmente como cuencas *pull-apart* que evolucionan a fosas distensivas.

La actividad magmática durante este período es importante. Se trata de manifestaciones volcánicas y subvolcánicas de carácter calcoalcalino (NAVIGAD, 1982), originadas por el proceso orogénico pero de emplazamiento posttectónico. Son coetáneas con los granitoides tardíos de la zona Centroibérica.

Las fallas tardihercínicas constituyen un elemento estructural importante en la Cordillera Ibérica, así como en las demás zonas alpinas y cuencas terciarias peninsulares, puesto que al reactivarse durante

el Mesozoico controlaron la ubicación y geometría de las cuencas, y durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel esencial. Cada falla del zócalo ha tenido una evolución compleja, funcionando como falla normal durante la distensión y reactivándose como inversa o desgarre durante la compresión. Las fallas y lineamientos del zócalo que se han identificado en la Hoja E 1.200.000 de Daroca se presentan en la figura 2.7. Se han determinado en base a los pliegues de fondo en los que aflora el tegumento y el zócalo, los espesores y distribución de facies del Mesozoico, la ubicación de las fosas terciarias, y de la actividad efusiva del Pérmico y la distribución de estilos estructurales en la cobertera. La precisión en su ubicación depende de los criterios que se han podido aplicar para determinar cada accidente, puesto que cuando no se deducen directamente de afloramientos del zócalo su posición real puede haber variado con respecto a su manifestación en la cobertera.

Los accidentes NO-SE son los que tienen mayor importancia en la Hoja de Daroca: falla de Molina-Sierra Menera, falla de Munébrega-Sierra Palomera, falla de Ateca-Daroca, falla de Montalbán, falla de Belchite, etc. (fig. 2.7). Los accidentes transversales son menos abundantes y tienen poca continuidad: falla del Pedregal, falla de Calamocha, falla de Aguilón. La prolongación de la falla del Segre aparece

en la esquina SE de la Hoja. La falla de Ateca-Daroca coincide en su trazado con el lineamiento denominado falla de Ateca-Castellón por ÁLVARO et al. (1978). Es una falla o conjunto de ellas de importancia peninsular, que hacia el NO se prolonga fuera de la Cordillera Ibérica hasta enlazar con la falla Ventaniella en Asturias, y hacia el SE se continúa mediante la falla de Alcalá de la Selva hacia el Mediterráneo.

## 2.2.6. RECAPITULACIÓN Y CONCLUSIONES.

En el ciclo Hercínico, tal como se desarrolla en este sector de la Cordillera Ibérica, hay tres episodios evolutivos:

1. Etapa sedimentaria. Abarca desde el Cámbrico hasta el Devónico. Es un periodo de tectónica extensional, durante el cual esta región formaba parte de un margen pasivo caracterizado por subsidencia continua y sedimentación marina somera. La notable acumulación de sedimentos siliciclásticos, superior a 10.000 m, implica un estiramiento cortical importante. A finales del Devónico la corteza continental de este sector posiblemente estaba atenuada. No hay evidencias de diastrofismo sárdico, sino que mientras que en otros sectores del Macizo Hespérico durante el Cámbrico superior-

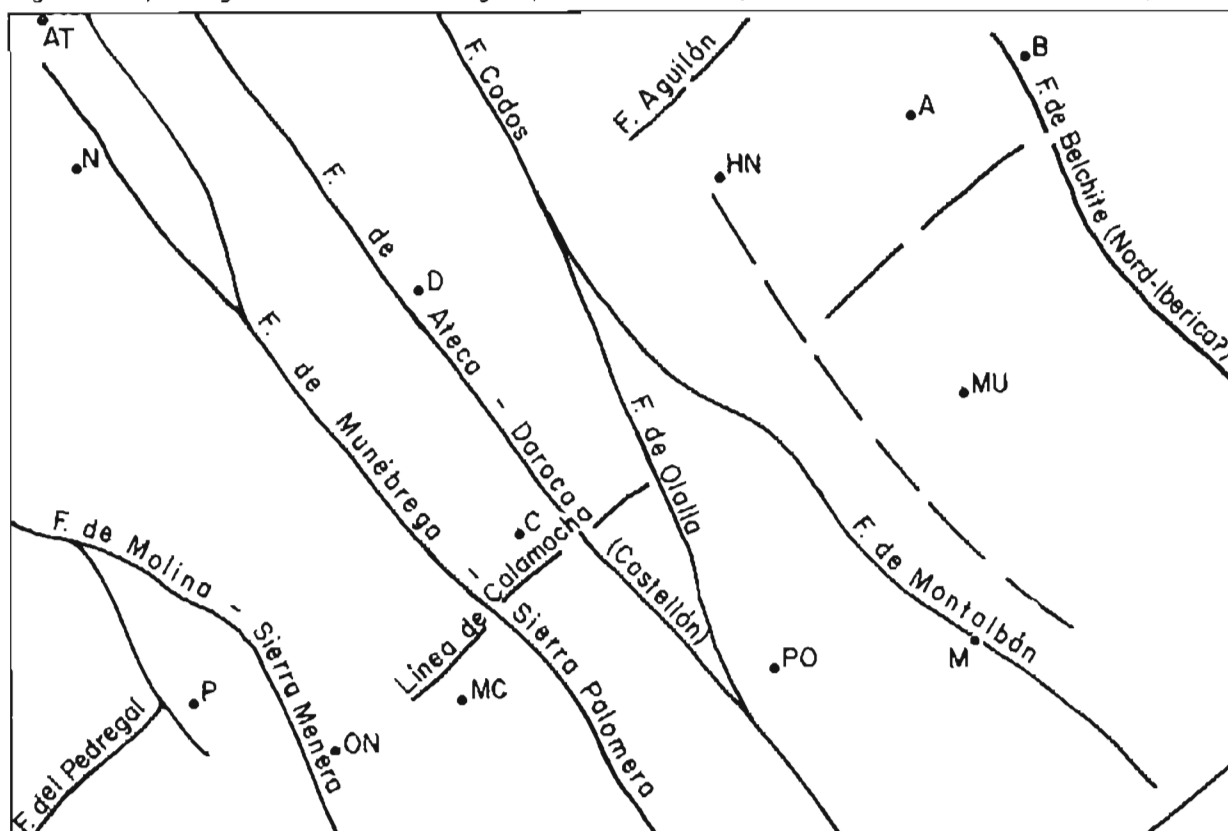


FIG. 2.7 —Principales fallas y lineamientos del zócalo en la Hoja 1:200.000 de Daroca (N: Nuévalos, AT: Ateca, P: El Pobo de Dueñas, ON: Ojos Negros, D: Daroca, C: Calamocha, MC: Monreal del Campo, HN: Herrera de Los Navarros, B: Belchite, A: Azuara, MU: Muniesa, M: Montalbán, PO: Portalrubio).

Tremadociense hay una tectónica de bloques importantes, aquí tiene lugar una aceleración de la subsidencia («serie ibérica»). También hay una exigua actividad magmática (Vulcanitas en el Arenigiense, CARLS, 1983), posiblemente equivalente a las intrusiones graníticas que se registran en la zona Centroibérica.

2. La etapa tectogenética se inició en el límite Devónico-Carbonífero. La región pasa de un régimen tectónico extensional a otro compresivo. La deformación es polifásica, con una fase principal que culmina con cabalgamientos y una fase posterior retrovergente. Este sector formaba parte el cinturón de pliegues y cabalgamientos de la zona externa de la Cadena. No hay metamorfismo regional o es muy débil, ni tampoco magmatismo sinorogénico. La polaridad tectónica es hacia el E-NE, donde debía existir un antepaís

El apilamiento por plegamiento y cabalgamientos origina una cuenca de antepaís durante el Carbonífero, que recoge la sedimentación sinorogénica procedente de la denudación de los relieves estructurales. El engrosamiento cortical probablemente induce además fusión parcial en la corteza inferior, con generación de magmas calcoalcalinos.

3. La etapa postorogénica comprende al Estefaniense y al Pérmico. Se caracteriza por la sedimentación molásica en cuencas intramontañas controladas por desgarres. Simultáneamente tiene lugar una importante actividad magmática volcánica y subvolcánica, de carácter calcoalcalino. Las fases finales tienen ya un marcado carácter distensivo que marcan el paso al ciclo Alpino.

### 2.3. CICLO ALPINO.

Los materiales mesozoicos y terciarios ocupan la mayor parte de la superficie de la Hoja E. 1:200.000 de Daroca. La parte central está ocupada por depósitos terciarios y cuaternarios postorogénicos alojados en las fosas de Calatayud-Montalbán y Daroca, que separan los principales macizos paleozoicos y constituyen la divisoria tradicional entre la Rama Castellana u Occidental y la Oriental o Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

Aparte de la información contenida en los capítulos de Tectónica de las Hojas E. 1:50.000 del MAGNA, los trabajos modernos de tipo estructural sobre esta región son escasos. Destacan el de SIMÓN (1979) sobre la compresión alpina en el sector de Beceite-Portalrubio, el de CAPOTE et al. (1983) sobre la estructura en la parte septentrional de la Rama

Castellana, y el de SIMÓN (1983) sobre el sistema de fosas de Teruel.

El ciclo Alpino en la Cordillera Ibérica comprende una etapa sedimentaria, durante la cual el área es una cuenca intracratónica, que dura todo el Mesozoico, y una etapa tectogenética en la que la Cordillera es deformada y adquiere su configuración actual, principalmente durante el Terciario inferior y medio.

#### 2.3.1. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DURANTE EL MESOZOICO.

Desde el comienzo del Mesozoico, el área estudiada, como el conjunto de la Cadena Celtibérica, estuvo sometida a un régimen distensivo que la configuró como un área sedimentaria.

Los accidentes del zócalo, antiguas fallas tardihercínicas, articularon los dispositivos paleogeográficos, delimitando una serie de bloques que han funcionado como surcos y umbrales que a veces invierten su tendencia de una etapa a otra.

ÁLVARO et al. (1978) propusieron un modelo de tipo aulacógeno para explicar la evolución geotectónica de la Cordillera Ibérica durante todo el Mesozoico. Actualmente es más razonable pensar en una etapa de tipo aulacogénico durante el Triásico y el Jurásico, ligada al desarrollo del margen pasivo bético-balear, y en otra etapa de *rifting* y subsidencia durante el Cretácico en relación con el desarrollo del margen pirineo-cantábrico.

#### 2.3.2. EL PERÍODO AULACOGÉNICO (TRIÁSICO Y JURÁSICO).

Durante la etapa de *graben* del Aulacógeno celtibérico (Triás inferior y medio) la Ibérica es un *graben* complejo de geometría controlada por las fracturas NO-SE y las NE-SO en menor grado, que se rellena primero con sedimentos clásticos (facies Buntsandstein) y se colmata finalmente con los depósitos carbonatados de aguas someras (facies Muschelkalk).

El ambiente tectónico es de inicio de un proceso de *rifting*, controlado fundamentalmente por una tectónica de bloques. Hay evidencias de actividad de la falla de Sierra Menera, que separa un bloque septentrional en el que el Buntsandstein comienza con un nivel de conglomerados, y un bloque meridional en el que, entre este nivel y el zócalo, existe un tramo de brechas basales y un nivel de lutitas, probablemente de edad Thuringiense. Pero el dispositivo paleogeográfico más importante durante el Triás inferior es un umbral de rumbo NO-SE que coincide con la posición actual de los macizos paleozoicos de

Ateca-Daroca y Calatayud-Montalbán. Este umbral estaba condicionado por las fallas de zócalo de Munébrega y Ateca-Daroca. Esta última posiblemente fue la más importante controlando en parte el borde NE del aulacógeno (ÁLVARO et al., 1978). En esta zona elevada la facies Buntsandstein presenta escasa potencia o está ausente. Hacia el SO pasaba al Surco de Molina, con espesores importantes.

La disminución progresiva de la tectónica de bloques y la subsidencia diferencial conduce a la colmatación de la cuenca y la expansión de su relleno sobre los bordes, dando paso al primer episodio marino de la región, que procedente del SE se manifiesta ya en el techo de la facies Buntsandstein. En los umbrales, la facies Muschelkalk llega a descansar directamente sobre el zócalo paleozoico en aquellos puntos donde falta el Buntsandstein, pudiendo faltar incluso la barra carbonatada inferior.

Durante el Triásico superior tiene lugar una etapa de transición en la que se opera el cambio de un mecanismo de subsidencia por *rifting* a otro de subsidencia térmica. La escasez de afloramientos de la facies Keuper y su papel tectónico impide la reconstrucción de la geometría y espesor original de los sedimentos y su utilización como criterios paleotectónicos. La actividad ígnea, representada por las ofitas, que tiene lugar durante esta época en las regiones situadas al sur de la Hoja de Daroca atestigua la existencia de una corteza continental adelgazada y fracturada en un estado avanzado del proceso de *rifting*.

A comienzos del Jurásico se instala una extensa plataforma carbonatada en toda la región. La subsidencia es generalizada y se realiza básicamente por flexión y contracción térmica. Es compensada por una elevada producción de carbonatos en la plataforma, lo que permite que la sedimentación se mantenga en ambientes someros.

La extensa plataforma carbonatada que se implantó en esta área comienza a fragmentarse entre el Lias medio y el superior. Son testigos de este fenómeno las efusiones basálticas del sector centro-oriental de la Cordillera que, como los dispositivos paleogeográficos, continúan condicionadas por los accidentes del zócalo NO-SE. Mientras que en la margen bético-balear esta fragmentación abre paso a condiciones de cuencas profundas en relación con el área tethysiana, el área celtibérica experimentó sucesivos intentos de fragmentación y recomposición de la plataforma carbonatada.

Durante el Dogger y el Malm la configuración de la cuenca jurásica es difícil de establecer, debido a que parte del registro fue erosionado durante el Cretácico inferior. Durante el Jurásico medio los sec-

tores central y occidental pertenecían al Surco Ibérico, un área subsidente con facies de plataforma abierta-cuenca, mientras que hacia el SE de la Hoja se manifestaba una zona elevada caracterizada por facies más someras y de espesor reducido, el umbral de Ejulve (GÓMEZ, 1979). Este umbral estaba condicionado por la fracturación del zócalo, en una zona de interferencia de fracturas NO-SE (fallas de Ateca-Daroca y Montalbán) y fracturas NE-SO (falla del Segre).

La reconstrucción momentánea de la plataforma experimenta un nuevo episodio de inestabilidad que se traduce en las últimas emisiones volcánicas en el sector levantino de la Cordillera, y en la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense, presente en todo el aulacógeno.

En el Malm las condiciones de sedimentación se uniformizan, desapareciendo el Surco Ibérico. Tras un rápido episodio transgresivo se experimenta una tendencia a la colmatación de la cuenca a lo largo de una etapa regresiva, posiblemente en relación con la atenuación de la subsidencia térmica en el aulacógeno. Los primeros niveles detríticos de la facies Purbeck, en el límite Jurásico-Cretácico, anuncian el comienzo de la renovada actividad tectónica que tendrá lugar durante el Cretácico inferior.

### 2.3.3. LA DISTENSIÓN CRETÁCICA

La rotación de la Península Ibérica durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior origina una etapa en la que se registra una actividad tectónica importante, caracterizada por una tectónica distensiva con juego de bloques en la vertical y, probablemente, con desplazamientos laterales. Son los denominados tradicionalmente movimientos neokimméricos y aústricos.

Durante el Cretácico inferior los dispositivos sedimentarios están claramente controlados por un régimen de tectónica extensional, que se manifiesta fundamentalmente por la creación de surcos y umbrales articulados mediante las fallas tardihercínicas del zócalo. Hay actividad diapírica de los niveles evaporíticos del Keuper, y la parte de la cobertera jurásica que queda emergida en los umbrales es denudada.

En el sector SE de la Hoja quedan vestigios de depósitos continentales de la facies Weald, mientras que todo el sector oriental pertenecía a una gran cubeta de dirección ibérica, el Surco del Maestrazgo, en la que se acumuló una potente serie de depósitos continentales y marinos. Hay una alternancia de episodios transgresivos procedentes del Este durante las fases de hundimiento, que son truncados por episodios continentales o transicionales cuando la reactivación de los marcos montañosos introduce aportes

clásticos en la cuenca. El control estructural primordial de este dispositivo lo ejercen las fallas de zócalo NO-SE (falla de Daroca, falla de Montalbán, falla de Belchite), que articulaban el Surco del Maestrazgo con el Macizo del Ebro y el sector central de la Cordillera Ibérica. No obstante, las fallas de rumbo NE-SO, como la del Segre y la de Calamocha, también debieron ser activas.

Los movimientos aústricos corresponden a una reactivación de la actividad distensiva, posiblemente en relación con la transición de un mecanismo de subsidencia por *rifting* a otro de subsidencia térmica. La tectónica de bloques es muy patente en el mapa del sustrato de la facies Utrillas (fig. 2.8), y regionalmente se ha caracterizado mediante macro y microestructuras en la Rama Castellana (CAPOTE et al., 1982).

Las arenas de Utrillas se apoyan discordantemente sobre sedimentos que van desde el Triásico hasta el Aptiense, esbozando un dispositivo de *horst-graben*. El control de las fallas de zócalo del Pedregal, Munébrega-Sierra Palomera, Montalbán, Segre y Belchite es manifiesto. Los fenómenos diapíricos iniciados en la fase neokimmérica en relación con algunas fallas se reactivan, de manera que en algunas zonas, donde el Jurásico superior y el Cretácico inferior no han sido denudados, la facies Utrillas descansa sobre el Keuper.

Desde el punto de vista cronológico los movimientos neokimméricos más importantes tuvieron lugar entre el Portlandiense y el Barremiense. Los movimientos aústricos se enmarcan entre el Albiense inferior y el Albiense superior-Cenomaniense. Esta época de tectónica extensional coincide sensiblemente con la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación antihoraria de la Placa Ibérica. La fase neokimmérica marcó el inicio del proceso de *rifting* y la aústrica, la deriva continental y el inicio de la contracción térmica.

Durante el Cretácico superior tiene lugar de nuevo una etapa de subsidencia controlada por la contracción térmica. La transgresión marina Albo-Cenomaniense se extiende por todo el ámbito celtibérico, rebasando ampliamente sus límites.

Los depósitos clásticos albienses se apoyan discordantemente en los bloques elevados y erosionados durante la etapa anterior, mientras que en las cubetas subsidentes el tránsito es gradual (umbrales de los macizos paleozoicos, cubeta de Utrillas, surco del Maestrazgo, etc.). En el Cenomaniense la plataforma epicontinental carbonatada es muy homogénea en toda la cuenca, continuando la tendencia general transgresiva hasta el final del Turoniense, momento en que se invierte la tendencia, que pasa a ser regresiva hasta el Maastrichtiense, en el que la aparición de depósitos continentales

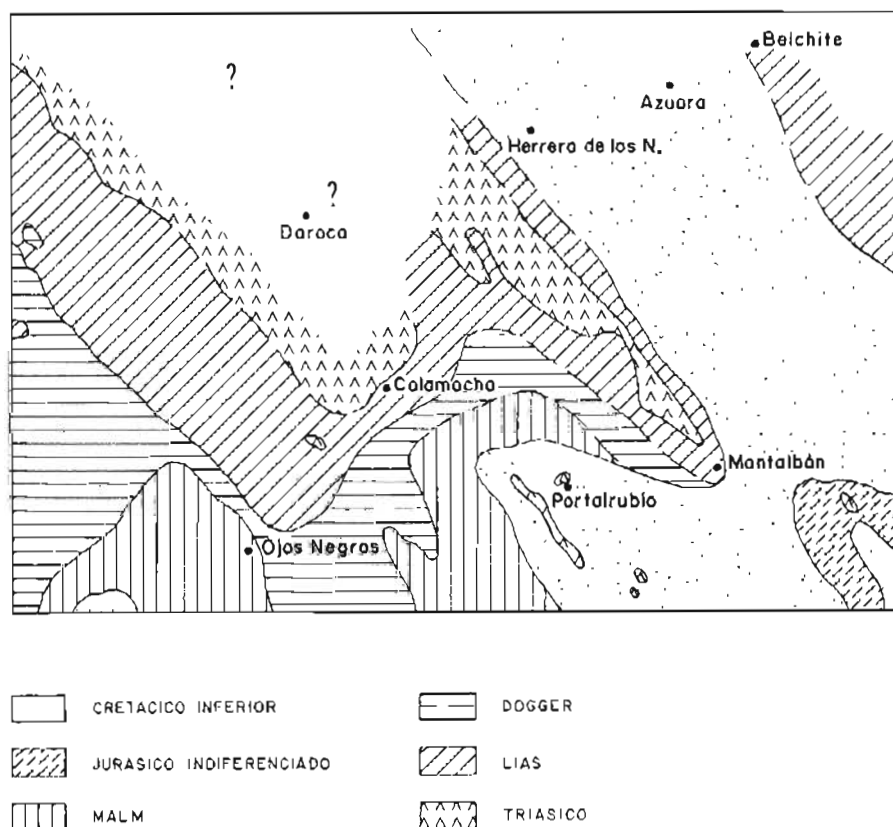


FIG. 2.8.—Sustrato de la Formación Arenas de Utrillas en la Hoja 1:200 000 de Daroca



marca el inicio de las primeras deformaciones compresivas.

## 2.4. LA ESTRUCTURA ALPINA.

Durante el Terciario tuvo lugar la etapa de estructuración y sedimentación molásica en toda la Cordillera Ibérica. Su posición entre dos zonas móviles, los Pirineos y la Cordillera Bética, ha condicionado su historia estructural, habiendo sufrido varias fases de compresión según varias direcciones. Los primeros movimientos compresivos tuvieron lugar ya a finales del Cretácico, originando deformaciones de gran radio controladas por los accidentes de zócalo que conducen a la elevación general de la cadena respecto a sus márgenes de la Meseta y el Macizo del Ebro. Comienza una etapa de erosión y desmantelamiento con deposición de series continentales en las áreas deprimidas adyacentes y en cuencas intramontañosas. La primera fase de acortamiento con generación de estructuras tuvo lugar posiblemente al final del Eoceno, en relación con las fases béticas, puesto que sus estructuras son transversales al aulacógeno. La fase principal del plegamiento, que origina las estructuras propiamente «ibéricas» que confieren su personalidad a la Cadena, tiene lugar a finales del Oligoceno, posiblemente en relación con la deformación en los Pirineos. Los últimos acontecimientos compresivos ocurrieron durante el Mioceno inferior-medio, de nuevo en relación con el área bética. Durante el Neógeno superior y el Cuaternario el paso a la distensión enmarca la creación de las fosas neógenas y cuaternarias.

### 2.4.1. ZONACIÓN TECTÓNICA Y DOMINIOS ESTRUCTURALES.

La estructura de la Hoja de Daroca, como la del conjunto de la Cordillera Celtibérica, está configurada por la orientación de las fases de compresión, la trama de los accidentes del zócalo, y la naturaleza y disposición de los materiales de la serie sedimentaria. Estos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

Desde el punto de vista mecánico, la región presenta una estructura de zócalo-cobertera, en la que ambos niveles se han deformado independientemente gracias a la existencia de un nivel de despegue entre ambos. Los elementos que constituyen los pisos estructurales presentes son:

**El zócalo y el tegumento.** Corresponden al basamento hercínico y al tegumento del Buntsandstein, al que puede asociarse localmente el nivel inferior del Muschelkalk, dotado generalmente de una tectónica de revestimiento. Este piso se deforma preferentemente mediante fallas y pliegues de fondo de

gran radio. La ausencia del Buntsandstein, e incluso del nivel inferior del Muschelkalk, en los umbrales paleozoicos puede condicionar un comportamiento tegumentario de los carbonatos del Muschelkalk.

El nivel de despegue regional está constituido principalmente por las margas y evaporitas (cuyo volumen original posiblemente era superior al observable en la actualidad) del Keuper, a las que se asocian con frecuencia los niveles margosos y las dolomías superiores del Muschelkalk, que presentan una tectónica intracutánea. Este nivel individualiza el tegumento de la Cobertera, que se ha deslizado independientemente durante la estructuración. Cuando ha migrado el Keuper, la cobertura suprayacente puede presentar localmente un estilo de revestimiento. Los materiales plásticos del Keuper han desarrollado asimismo estructuras de tipo diapírico más o menos desarrolladas durante las etapas de distensión.

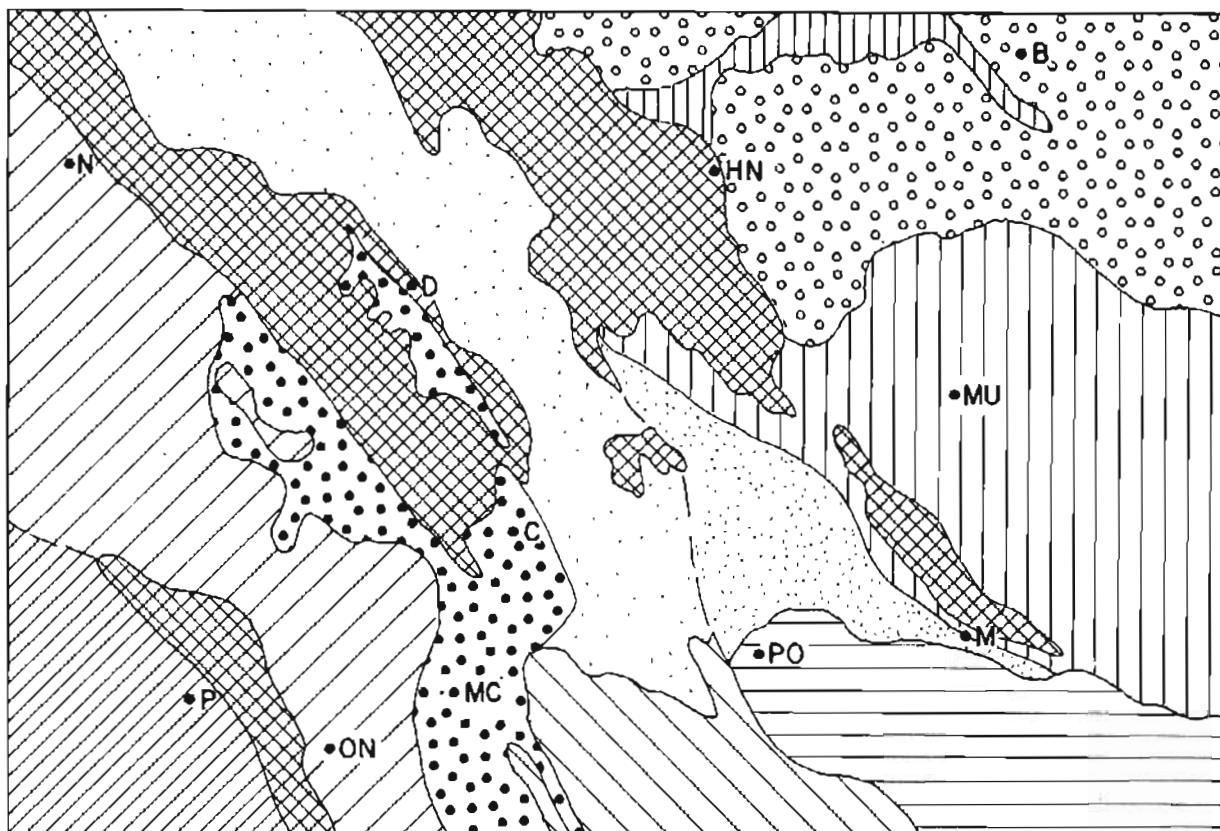
La *Cobertera* está formada por los materiales calcáreos, margosos y terrígenos del Jurásico, Cretácico y Paleógeno, estructurados independientemente del zócalo, excepto en los pliegues de fondo.

Se ha deformado mediante flexión y fractura, originando pliegues, fallas inversas, cabalgamientos y desgarres durante las fases de compresión, y fallas y pliegues de gran radio durante las de distensión. Ciertos niveles (margas toarcienses, niveles de Cretácico inferior) pueden actuar localmente como niveles de despegue secundarios, originando disarmonías en el conjunto de la cobertera. Además de la litología, el espesor del conjunto de la cobertera es otro elemento que condiciona el estilo y la geometría de las estructuras. Las zonas con menor espesor (próximo a los 1.000 m) presentan pliegues más apretados y una mayor transparencia de las estructuras del zócalo, mientras que en la zona suroriental, con cerca de 2.000 m de cobertera las estructuras adquieren una mayor individualización del zócalo, con un estilo de «piel fina».

Los mecanismos de deformación propios de cada nivel estructural han condicionado el que presenten acortamientos diferentes, despegándose el conjunto de la cobertera que ha deslizado independientemente sobre el zócalo.

Las relaciones entre los pisos estructurales, la trama de accidentes de zócalo, y la secuencia de fases compresivas y distensivas condicionan conjuntamente la compartimentación del territorio de la Hoja de Daroca en varios dominios estructurales caracterizados por asociaciones de estructuras compresivas y distensivas que confieren su carácter propio. Se han diferenciado los siguientes dominios (fig. 2.10).

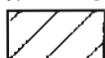




**MACIZOS PALEOZOICOS**



**RAMA CASTELLANA DE LA C. IBERICA**

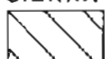


Subdominio de Nuévalos-Odón

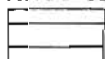


Subdominio de Anquelo del Pedregal

**SIERRA DE LIDÓN - SIERRA PALOMERA**



**ARCO DE BECEITE - PORTALRUBIO**



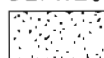
**BORDE ORIENTAL DE LA C. IBERICA**



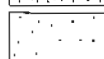
**ARCO DE BELCHITE - AGUILÓN**



**DEPRESION DE CALATAYUD-MONTALBÁN**

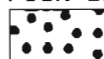


Cuenca de Montalbán o  
Sinclinorio del Río Martín



Fosa de Calatayud

**FOSA DEL JILOCA**



**CUENCA DEL EBRO**

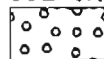


FIG 2 10 —Dominios estructurales de la Hoja 1.200.000 n.º 40, Daroca (Localidades como en la fig. n.º 7)

- Macizos paleozoicos.
- Dominio de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.
- Dominio de la Sierra de Lidón-Sierra Palomera.
- Dominio del Arco de Beceite-Portalrubio.
- Dominio del borde oriental de la Cordillera Ibérica.
- Arco de Belchite-Aguilón.
- Depresión de Calatayud-Montalbán.
- Fosa del Jiloca.
- Cuenca del Ebro.

#### *Dominio de los Macizos Paleozoicos*

El zócalo paleozoico aflora en tres macizos cuya estructura hercínica ya ha sido descrita en los capítulos anteriores. Sus afloramientos actuales están condicionados por la trama de fracturas tardihercínicas, de manera que corresponden a zonas de umbral durante la sedimentación mesozoica, pliegues de fondo durante la etapa de compresión alpina y bloques elevados (*horst*) causados por la distensión neógena (fig. 2.10).

El macizo de El Pobo-Sierra Menera es un pliegue de fondo generado durante la compresión alpina. Su borde oriental es una falla inversa, de gran ángulo, antiguo desgarre tardihercínico, que hace cabalgar al Paleozoico sobre el Mesozoico. Hacia el NO se incurva, y sumergido bajo la cobertera, se prolonga en el afloramiento paleozoico de Aragoncillo.

Los Macizos de Ateca-Daroca y de Calatayud, antiguos umbrales mesozoicos, fueron también un pliegue de fondo en el que la deformación alpina se manifiesta principalmente por la reactivación de cabalgamientos hercínicos y desgarres tardihercínicos como fallas inversas cabalgantes hacia el NE. Estas fallas afectan generalmente al tegumento triásico, pero localmente pueden afectar al Paleógeno e incluso al Mioceno inferior. La configuración actual de los dos macizos es una consecuencia de la distensión neógena. El hundimiento de las fosas de Calatayud y del Jiloca llevó pareja la elevación de los marcos montañosos adyacentes, ambos macizos paleozoicos, cuya denudación proporcionó el relleno sedimentario de las fosas.

El Macizo de Montalbán aflora en el núcleo de un anticlinal alineado con los afloramientos paleozoicos del Macizo de Calatayud. En su borde NE la cobertera mesozoica se apoya discordantemente sobre el zócalo, mientras que en el flanco SO el contacto está frecuentemente mecanizado, con fallas inversas cabalgantes hacia el SO.

#### *Dominio de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.*

Ocupa el sector occidental de la Hoja, al oeste del Macizo paleozoico de Ateca-Daroca y de la fosa del

Jiloca. En él se pueden diferenciar dos subdominios el de Nuévalos-Odón, y el de Anquela del Pedregal, separados por el anticlinal de El Pobo-Sierra Menera. En conjunto es un dominio caracterizado por estructuras de plegamiento con un estilo de zócalo-cobertera (fig. 2.10).

El primero de ellos se caracteriza por el predominio de materiales cretácicos en la cobertera, que está estructurada predominantemente con pliegues de rumbo NO-SE con vergencia NE. En la cobertera predominan los pliegues kilométricos de dirección ibérica y la misma vergencia, con algunos cabalgamientos en los flancos cortos. Los pliegues tienen morfología variable, desde agudos con flancos rectos hasta pliegues encofrados. Ocasionalmente hay pliegues N-S, y NE-SO con vergencia hacia el SE. Las disarmonías entre el Jurásico y el Cretácico son frecuentes. En algunos sinclinales se conservan depósitos terciarios; en el sinclinal de Aldehuela de Liestos (Hoja 25-18, Used) el Eoceno-Oligoceno aparece plegado conjuntamente con el Mesozoico según directrices ibéricas, mientras que el Oligoceno superior-Mioceno inferior se apoya discordante sobre él, fosilizando los pliegues.

El anticlinal de fondo de El Pobo-Sierra Menera tiene un rumbo NO-SE a NNO-SSE. En el núcleo aflora el Paleozoico. El tegumento es potente, y se adapta al Paleozoico en el flanco SO; está afectado por fallas NO-SE.

El Muschelkalk puede presentar localmente una tectónica intracutánea. El flanco NE es una falla inversa de gran ángulo de varios cientos de metros de salto que hace cabalgar al zócalo y tegumento sobre la cobertera. Esta falla debía adoptar una posición más tendida al penetrar en la cobertera, como parece indicar la geometría del cabalgamiento del Keuper al oeste de Ojos Negros.

El subdominio de Anquela del Pedregal está constituido casi exclusivamente por materiales jurásicos afectados por pliegues de rumbo NNO-SSE a ENE-OSO, y ligera vergencia hacia el SE. Son pliegues en general suaves, de desarrollo desde métrico a kilométrico. Ocasionalmente hay algunos pliegues de rumbo NO-SE y vergencia NE.

Desde el punto de vista microestructural, en este dominio predominan las microestructuras que indican direcciones de acortamiento NO-SE y NE-SO, correspondientes a la primera y segunda fase de compresión alpina. Acortamientos NNO-SSE y E-O, propios de las últimas fases de compresión, sólo se han localizado en el subdominio de Anquela del Pedregal (figs. 2.13, 2.14 y 2.15).

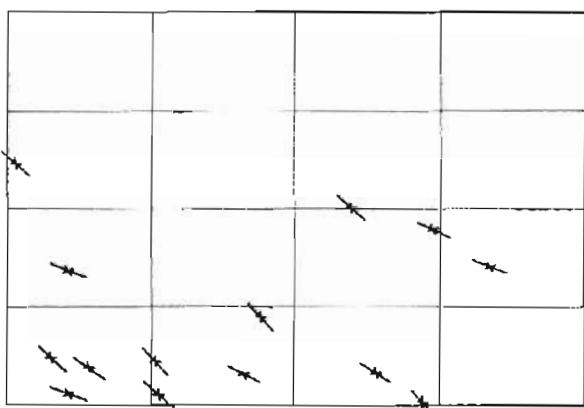


FIG. 2.13.—Orientaciones de la dirección de acortamiento de la primera fase de deformación.

#### *Dominio de la Sierra de Lidón-Sierra Palomera.*

Situado en la parte centro-meridional de la Hoja está enmarcado por la fosa del Jiloca, la depresión de Calatayud y el arco Beceite-Portarubio. El límite de este último corresponde a la falla de zócalo de Ateca-Daroca. Es un dominio que marca la transición entre la Rama Castellana y la Aragonesa de la Cordillera Ibérica (fig. 2.10).

Este sector está constituido fundamentalmente por la cohertera jurásica estructurada mediante pliegues NNO-SSE a NO-SE con vergencia hacia el NE. Son pliegues amplios con longitud superior a los 10 kilómetros.

En el borde occidental, el núcleo del sinclinal de Aguatón está ocupado por depósitos eo-oligocenos discordantes sobre el Mesozoico y plegados con direcciones ibéricas. El Oligo-Mioceno es discordante y aparece poco deformado.

El anticlinal de Pancrudo, en el borde oriental, presenta un núcleo de Keuper perforante, en relación con una línea diapírica durante el Cretácico inferior a favor de una falla de zócalo, posteriormente reactivada en la distensión neógena: la alineación diapírica de Rillo.

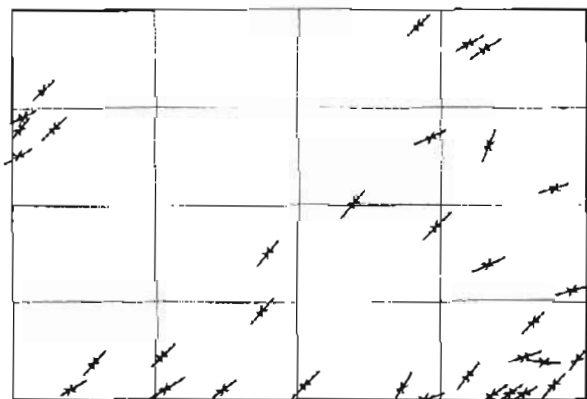


FIG. 2.14.—Orientaciones de la dirección de acortamiento de la segunda fase de deformación.

Al sur de Cañada Vellida hay una zona con pliegues NF-SO, que se articula con el dominio de Beceite-Portarubio mediante una falla y una banda triásica de dirección NO-SE.

La tectónica de fractura más importante se desarrolló en las inmediaciones de la fosa del Jiloca, mediante fallas normales de rumbo NO-SE a NNO-SSE y edad pliocena. Parte de estas fallas han sido reactivadas durante el Cuaternario, pues en la zona de Rubielos de la Cerda afectan a depósitos coluviales.

Las microestructuras (estilolitos, grietas, etc.) existentes en las calizas jurásicas de este dominio corresponden a tres fases de compresión de la Cordillera: NO-SE, NE-SO y ENE-OSO a NNO-SSE (figs. 2.13, 2.14 y 2.15).

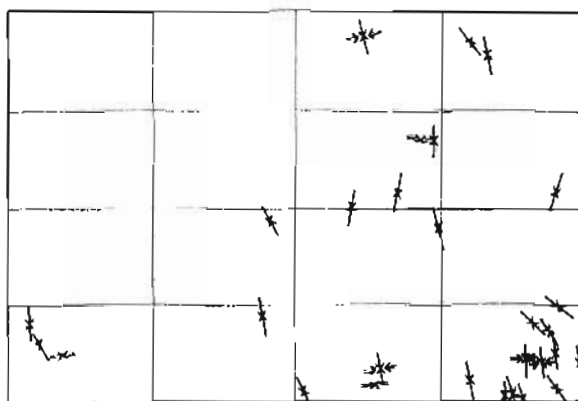


FIG. 2.15.—Orientaciones de la dirección de acortamiento de la tercera (doble trazo) y cuarta (trazo continuo) fases de deformación.

#### *Dominio del Arco de Beceite-Portarubio.*

Este dominio corresponde a la terminación occidental de la faja de pliegues y cabalgamientos que forman el borde NE de la Cordillera en su enlace con las Catalánides, denominada Arco de Beceite-Portarubio por CANEROT (1974). Está situado en el extremo SE de la Hoja, prolongándose fuera de ella hacia el Este (fig. 2.10).

El límite occidental es una neta banda de dirección NO-SE constituida por la alineación diapírica de Rillo, situada sobre la falla de zócalo de Ateca-Daroca, que separa espectacularmente dos dominios con directrices estructurales casi ortogonales.

El límite septentrional tiene un trazado festoneado, que corresponde a varios cabalgamientos en relevo de los materiales mesozoicos sobre los depósitos terciarios de la cuenca de Montalbán. Hacia el Este el cabalgamiento frontal se realiza sobre la cobertura del Macizo paleozoico de Montalbán, que se hunde hacia el SE prolongándose probablemente bajo este dominio.

Está constituido fundamentalmente por la cobertera jurásico-cretácica (con predominio de los afloramientos cretácicos) despegada a nivel del Muschelkalk y del Keuper y deformada con un estilo de pliegues y cabalgamientos de tipo «piel fina», característico de las fajas periféricas de las cadenas. La vergencia de las estructuras es hacia el Norte y el NE.

Los cabalgamientos, con geometría general de abanico imbricado, son más frecuentes en la zona frontal y oriental. Posiblemente entroncan todos en el nivel de despegue triásico. Una parte de ellos derivan de pliegues-falla. Hacia el Sur predominan casi exclusivamente las estructuras de plegamiento, con planos axiales progresivamente más erguidos. El acortamiento es mayor hacia la zona frontal y hacia el Este.

Es frecuente la existencia de disarmonia estructural entre los materiales jurásicos y los cretácicos, originada por las diferencias en las propiedades mecánicas de ambos (competencia, estratificación, etc.) y por los niveles incompetentes de las facies Weald y Utrillas.

El sector oriental del dominio se caracteriza por pliegues de rumbo ONO-ESE, NO-SE, N-S y ENE-OSO, con frecuentes figuras de interferencia de plegamientos, y cabalgamientos ONO-ESE a N-S con geometría de pliegues-falla. Los cabalgamientos son más abundantes y más tendidos hacia la parte frontal donde es probable que tengan recubrimientos del orden de varios kilómetros (fig. 2.11). Esta geometría es favorecida por la reducción de espesor de la cobertera hacia el antepaís relativo (el Macizo de Montalbán). Las figuras de interferencia, muy vistosas en la Sierra de Ejulve, Aliaga, etc., ya fueron descritas por BIROT (1959) y RIBA (en ITGE, 1971) y estudiadas por SIMÓN (1980). Corresponden a la

superposición de pliegues concéntricos de rumbo ENE-OSO sobre pliegues anteriores NO-SE.

Hacia el sector occidental disminuye la frecuencia de los cabalgamientos, que se limitan a la zona frontal. Hacia el Sur los pliegues son más amplios, de rumbo E-O y vergencia hacia el Norte.

Casi toda la parte meridional del dominio está ocupada por depósitos terciarios, entre los que aparecen algunos isleos de terrenos mesozoicos plegados, destacando el anticlinal NNO-SSE de Aliaga.

Los datos microestructurales indican que este dominio ha sido acortado desde varias direcciones. En el sector occidental algunas microestructuras, escasas, indican una compresión NO-SE (figs. 2.13, 2.14 y 2.15) atribuibles a la primera fase de deformación. Las direcciones de acortamiento propias de la fase de directrices ibéricas, en general con orientación NE-SO, tiene en este dominio una variación entre NNE-SSO a casi E-O.

Las microestructuras más modernas indican un acortamiento según la dirección NO-SE (120°g a 160°g).

SIMÓN (1979, 1981) ha puesto de manifiesto la importancia de la fase de compresión intramiocena de dirección 160° a 170° en este sector. Las directrices tectónicas y la distribución de las estructuras está controlada por la configuración de las fallas de zócalo (Ateca-Castellón, Nordibérica y del Segre) y por la reactivación de esta última como desgarre sinistral ante esfuerzos de orientación NNO-SSE durante la fase intramiocena. Este fenómeno induce la disposición escalonada y la rotación de las estructuras ENE a NNE de la cobertera, así como la rotación local de las estructuras NO-SE, ibéricas, ya existentes.

SSE

NNO

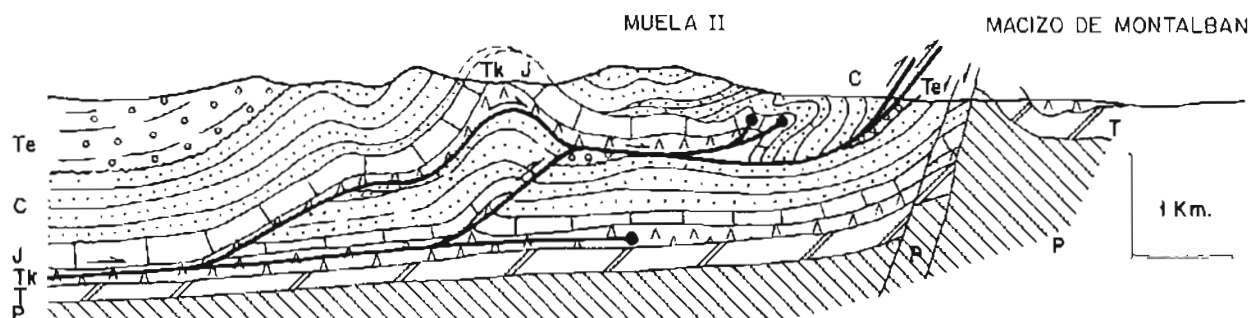


FIG. 2.11.—Estructura del borde septentrional del Arco de Berceite-Portalrubio. El corte (que es una reinterpretación del II-II' del Mapa Geológico a escala 1:50 000 n.º 518, Montalbán) muestra cómo la cobertera despegada cabalga hacia el Norte y los cabalgamientos, con recubrimiento de hasta 7 km duplican la serie estratigráfica. El anticlinal con núcleo de Keuper situado al sur de Muela II se ha interpretado como un apilamiento antiformal incipiente, aunque también podría deberse a una línea diapírica cretácica, o una conjunción de ambas causas.  
P. Zócalo Paleozoico, T. Teguimento; Tk. Nivel de despegue (Keuper, tal vez Muschelkalk superior); J y C. Cobertura Jurásica y Cretácica, Te. Paleógeno

### *Dominio del borde oriental de la Cordillera Ibérica.*

Ocupa la parte centro oriental de la Hoja situada al oeste de la alineación paleozoica de Calatayud-Montalbán. Su límite occidental es la cuenca terciaria de Montalbán y el septentrional está señalado por los depósitos terciarios postorogénicos de la Cuenca del Ebro. El arco de Beceite-Portarubio lo limita por el sur (fig. 2.10).

En él se pueden diferenciar dos subdominios:

- El primero corresponde a la orla de materiales mesozoicos que rodean a los pliegues de fondo del zócalo de los macizos paleozoicos de Calatayud y de Montalbán, de orientación NO-SE. Se caracteriza por una serie mesozoica de reducido espesor (ausencia local de la facies Buntsandstein y reducción o ausencia del Cretácico inferior) que muestra un comportamiento tectónico con el zócalo paleozoico. En el flanco NE el mesozoico adopta generalmente una disposición monoclinas, con alguna falla inversa local. En cambio en el otro flanco el contacto entre la cobertera y el zócalo se realiza mediante una falla o conjunto de fallas inversas de gran ángulo.
- El otro subdominio comprende a la cobertera situada entre los macizos paleozoicos y los depósitos postorogénicos de la cuenca del Ebro. La cobertera, especialmente la cretácica, aumenta rápidamente de espesor hacia el NE, para luego volver a reducirse hacia el bloque del Ebro. Asimismo debe aumentar la potencia del Triásico y su contenido en niveles salinos. El resultado de este dispositivo es el despegue de la cobertera hacia el Norte y NE y su estructuración mediante pliegues y cabalgamientos de vergencia NE.

En los bordes de los macizos paleozoicos y de la cuenca del Ebro las estructuras de plegamiento en general mantienen un rumbo NO-SE. Esta disposición varía en dos zonas, que hemos denominado

Arco de Oliete y Arco de Muniesa, donde sufren una virgación. El Arco de Oliete es el menos acusado. Se caracteriza por pliegues apretados y cabalgamientos vergentes hacia el N y NE que desde un rumbo NO-SE giran hasta E-O y posteriormente recuperan el rumbo inicial.

Entre este arco y el siguiente, y los macizos paleozoicos, la estructura es de pliegues suaves y amplios con escasos cabalgamientos (cobertera espesa). El Arco de Moyuela es el más externo. En él las estructuras sufren un giro análogo, desde ONO-ESE o NO-SE en la zona de Ariño pasa a E-O y posteriormente a N-S en Moyuela donde queda parcialmente recubierto por depósitos postorogénicos. Aquí la fracturación y la interferencia de varias direcciones de plegamiento complican la estructura.

En el sector de Ariño, sin embargo, la estructura del borde de la Cordillera es clara, y se manifiesta como un doble cabalgamiento de la cobertera sobre los materiales paleógenos de la cuenca del Ebro. Los cabalgamientos, de rumbo E-O a NO-SE son bastante tendidos, con una flecha importante, del orden de cuatro kilómetros cada uno (fig. 2.12).

Los datos microtectónicos indican que este sector ha sido comprimido desde tres direcciones: NO-SE (la dirección de acortamiento más escasa, y posiblemente la más antigua), NE-SO causante de las estructuras de dirección ibérica, y submeridiana (figs. 2.13, 2.14 y 2.15).

### *Dominio del Arco de Belchite-Aguilón.*

Está situado en el borde septentrional de la Hoja. Corresponde a una franja 2 a 4 kilómetros de anchura de terrenos mesozoicos y paleógenos plegados que emergen entre los depósitos terciarios postorogénicos de la cuenca del Ebro y de la depresión de Azuara. Esta última la separa del dominio anteriormente descrito.

SSO

NEE

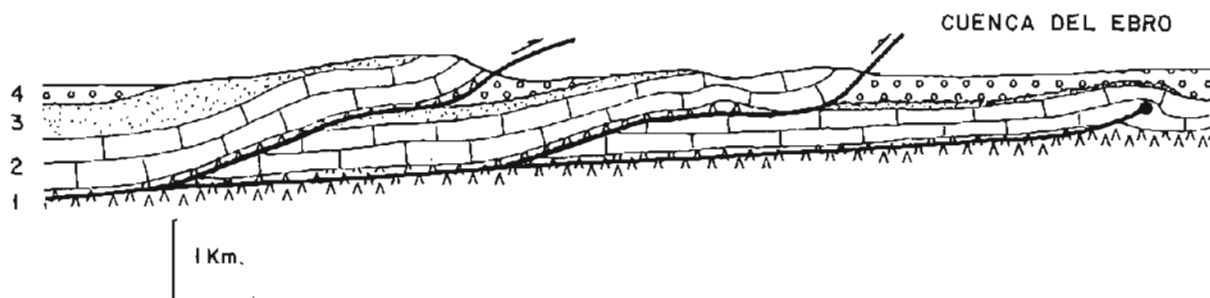


FIG. 2.12 —Corte de la estructura del borde oriental de la Cordillera Ibérica en el sector de Ariño (2 km al Este de esta localidad). 1. Keuper, 2. Jurásico, 3. Cretácico, 4. Paleógeno.

En la parte oriental la franja tiene una orientación NO-SE, que hacia el Oeste se incurva progresivamente para ser E-O primero, y finalmente recuperar la orientación NO-SE al adosarse al Macizo paleozoico de Calatayud.

En este sector occidental los materiales triásicos adosados al zócalo presentan una tectónica tegumentaria, aunque al alejarse de él la cobertera jurásica adquiere un estilo de plegamiento y fractura, con fallas inversas y pliegues vergentes hacia el NE.

En la parte central del arco (transversal de Aguilón) las estructuras de rumbo E-O presentan una geometría que responde a un pliegue desarrollado en materiales jurásicos con geometría encofrada y acusada vergencia hacia el Norte. Esta se manifiesta muy claramente en el flanco inverso septentrional y en los cabalgamientos del Jurásico sobre el Cretácico y de éste sobre el Paleógeno. La geometría del conjunto sugiere un estilo tectónico de «piel fina» con despegue de la cobertera.

Las microestructuras medidas en este dominio se agrupan según tres direcciones. Las más recientes indican una compresión NNO-SSE, y las más antiguas NE-SO; ello independientemente de la orientación de las macroestructuras. En algún punto la dirección de acortamiento más antiguo es casi E-O, lo que puede interpretarse como debido a una rotación por efecto de la deformación posterior, o bien como microestructuras que registran el giro progresivo de la compresión desde NE-SO a NNO-SSE.

El Arco de Belchite-Aguilón, así como las virgaciones de Moyuela y de Olhete, es posible integrarlas en un conjunto de estructuras similares al Arco de Becite-Portarubio, que caracterizan al borde NE de la Cordillera Ibérica. Su génesis debe estar en relación con la reactivación sinistral de fallas de zócalo de rumbo NE-SO durante la fase de compresión miocena, que provoca la reactivación de estructuras NO-SE y creación de nuevas estructuras ENE-OSO, según el modelo propuesto por SIMÓN (1981) para el Arco de Becite-Portarubio.

#### *Depresión de Calatayud-Montalbán.*

Corresponde a la región constituida por terrenos terciarios que ocupa la parte central de la Hoja. Tiene una disposición alargada en dirección NO-SE. Su límite oriental es el Macizo paleozoico de Calatayud-Montalbán y el oriental el paleozoico de Ateca-Daroca y los depósitos pliocuaternarios de la fosa del Jiloca. Hacia el norte se prolonga fuera de la Hoja, mientras que hacia el sur se cierra en los relieves mesozoicos del Arco de Becite-Portarubio y de la Sierra de Lidón (fig. 2.10).

La orientación NO-SE de esta depresión terciaria está claramente controlada por fallas del zócalo, principalmente la falla de Montalbán y las fallas de Ateca-Daroca y Munébrega (fig. 2.7). La falla de Olalla, un segmento más norteado que anastomosa las fallas de Montalbán y de Daroca marca el límite entre dos sectores bien diferenciados de este dominio:

La Cubeta de Montalbán, de forma triangular, ocupa la terminación meridional, cerrándose hacia el SE entre el Macizo de Montalbán y el Arco de Portarubio que la cabalga y recubre tectónicamente varios kilómetros, de manera que bajo el Mesozoico de Escucha posiblemente aún existan materiales terciarios. Está ocupada por una potente serie de sedimentos terciarios fundamentalmente detríticos, de edad Eoceno a Plioceno.

Parte del relleno sedimentario terciario corresponde a depósitos sinorogénicos, que muestran discordancias progresivas.

El Terciario plegado se dispone adosado al Mesozoico en el borde septentrional, es cabalgado por él en el meridional, como ya se ha mencionado, y tiende a adoptar posición subhorizontal en el centro.

A partir de la falla de Olalla hacia el Oeste se configura el otro sector considerado, la fosa de Calatayud-Daroca, como un *graben* estrecho y alargado de orientación NO-SE, limitado por antiguas fallas tardihercínicas y relleno fundamentalmente por depósitos miocenos, pliocenos y cuaternarios.

Hacia el NO la falla de Daroca es relevada por la de Munébrega, en el borde occidental, ampliando la fosa. No obstante, la primera sigue bajo el curso del Jiloca, como evidencian las deformaciones existentes en el Mioceno superior y el termalismo de Paracuellos del Jiloca.

La individualización de este dominio estructural se inicia probablemente en el Mioceno inferior o antes, cuando aún persistían condiciones compresivas (SIMÓN, 1983), con las fallas limitantes actuando en movimiento inverso.

El inicio de la distensión en el Mioceno inferior-medio (en el Aragoniense de Lechago, según SIMÓN, op. cit.) la configura ya como una fosa de hundimiento, que como hipótesis es posible interpretar de tipo *pull-apart*, pues la orientación de las fallas limitantes con respecto a la distensión miocena (extensión ONO-ESE) es muy oblicua y debieron funcionar en régimen de transtensión.

### *La fosa del Jiloca.*

Es una estructura estrecha y alargada en dirección NNE-SSO que se extiende desde la zona de Used-Gallocanta hasta Teruel. Constituye una fosa asimétrica conformada por grandes fallas en relevo de rumbo NO-SE y NNO-SSE en su borde oriental, y flexiones y fallas menores en el occidental (figs. 2.10 y 2.17).

Las fallas limitantes, a veces con saltos de varios cientos de metros, ponen en contacto los materiales que rellenan la fosa con los marcos montuosos paleozoicos, mesozoicos e incluso miocenos.

El relleno de la fosa consiste en depósitos del Plioceno superior-Cuaternario que alcanzan un gran desarrollo.

La fosa del Jiloca es una estructura individualizada por primera vez durante el Plioceno superior, como consecuencia de la última fase de distensión que afecta a la región, y que origina también la deformación de la superficie de erosión fundamental del Plioceno medio, que enrasaba con la superficie de colmatación de las cuencas mio-pliocenas (fig. 2.17). Otras estructuras próximas atribuibles a esta fase de deformación distensiva, que se mantiene hasta el Pleistoceno superior, son el *semigraben* NO-SE localizado entre Murro y Burbágena, controlado por la falla de Daroca, y las reactivaciones de fallas en los marcos montuosos que afectan a depósitos de ladera, como las existentes en las inmediaciones de Rubielos de la Cerdá

### *Cuenca del Ebro.*

Este dominio ocupa el sector NE de la Hoja de Daroca. Actualmente corresponde a depósitos postorogénicos, que fosilizan a las estructuras de los materiales mesozoicos ibéricos, cuyos bordes sobrepasan, ocupando las depresiones preconfiguradas por los relieves plegados (fig. 2.10).

Este dominio estructural fue una zona elevada durante la sedimentación mesozoica y el antepaís nororiental de la Cordillera durante la etapa tectogénica. En ella pasó a configurarse como una fosa de antepaís pasiva de los Pirineos y en cierto grado de la Ibérica, inducida por el engrosamiento tectónico de las cordilleras y la acumulación de depósitos sinorogénicos en sus bordes. No fue deformada, y su relleno final mediante una «molasa postetónica» tiene lugar ya durante el Mioceno, en el contexto de las fases distensivas que afectaron a esta parte de la Península desde el Mioceno medio hasta el Cuaternario.

Los últimos episodios de diastrofismo distensivo tuvieron lugar durante el Plioceno superior-

Pleistoceno, con la deformación de la superficie de erosión fundamental que, labrada en algunos relieves mesozoicos residuales (zona de Belchite), aparece a una altitud de unos 600 m, mientras que en los relieves paleozoicos se eleva hasta 1.300-1.400 m. La rápida flexión, según una línea NO-SE, Belchite-Lécera parece evidenciar la existencia de un escalón a favor de una antigua línea del zócalo

### 2.4.2. LA COMPRESIÓN

A finales del Cretácico superior tuvo lugar la inversión tectónica del área celtibérica, que pasó de ser un surco sedimentario complejo con subsidencia en régimen extensional a configurarse como un área emergida sometida a compresión, deformándose mediante pliegues y cabalgamientos.

Entre el Cretácico superior y el Mioceno medio, la Cordillera Ibérica ha experimentado varias fases de compresión, caracterizadas a nivel regional mediante macro y microestructuras (GÓMEZ y BABIN, 1973; ÁLVARO, 1975, CAPOTE et al., 1982; SIMÓN, 1980, 1982). Estas fases señalan los movimientos álgidos de un diastrofismo continuo, registrado por macro y microestructuras en los materiales mesozoicos y por discontinuidades estratigráficas en el registro sedimentario sinorogénico. Su peculiar evolución estuvo condicionada por la ubicación de la Cordillera Ibérica entre las zonas móviles de Pirineos y Béticas y la cinemática de aproximación Europa-Africa a partir de -50 m.a.

En la Hoja de Daroca las macroestructuras compresivas, principalmente pliegues y cabalgamientos, se disponen según direcciones NO-SE, N-S, NE-SO y ENE-OSO. Además a nivel de afloramiento existen numerosas estructuras menores (estilotitos, grietas de tracción, desgarres, etc.) que se agrupan en familias de distinta orientación. Las microestructuras existentes en una estructura mayor, con frecuencia, pueden no ser congruentes con ella, reflejando una fase de compresión diferente.

En las figuras 2.13, 2.14 y 2.15 se han representado las direcciones de acortamiento deducidas en 49 estaciones a partir de microestructuras. La cronología relativa se ha deducido de las relaciones mutuas o interpretado por su orientación regional (Las estaciones del sector SO se han tomado de CAPOTE et al., 1982, y las del sector SE, de SIMÓN, 1979.)

Aunque localmente hay indicios de que temporalmente algún sector puede haber estado sometido a varios acortamientos simultáneos, regionalmente parece que ha habido un giro progresivo de las direcciones de compresión, que posiblemente refleje la evolución de la Placa Ibérica durante la aproximación de Africa y Europa durante el Terciario.

Por otra parte, las direcciones de acortamiento localmente pueden sufrir desviaciones con respecto a las líneas de esfuerzo regional a causa de anisotropías como pliegues de fondo del zócalo, movimientos de desgarre a lo largo de fallas del basamento, o la estructura de la cobertera generada en las fases anteriores.

Este sería el caso de las direcciones ibéricas giradas a casi E-O en el Arco de Beceite-Portaliubio, aunque queda la posibilidad de que estas microestructuras realmente reflejen el tránsito de la fase de compresión NE-SO a la NNO-SSE.

La datación de las fases se puede establecer en base a su cronología relativa establecida mediante la superposición de estructuras y a la comparación con las estructuras que afectan a las series terciarias y a las discontinuidades que marcan los momentos álgidos de diastrofismo (fig. 2.16).

La primera fase de compresión tiene una dirección de acortamiento NO-SE (110 a 140) que a escala microestructural puede ser confundida con la última fase si no hay relaciones con otras microestructuras

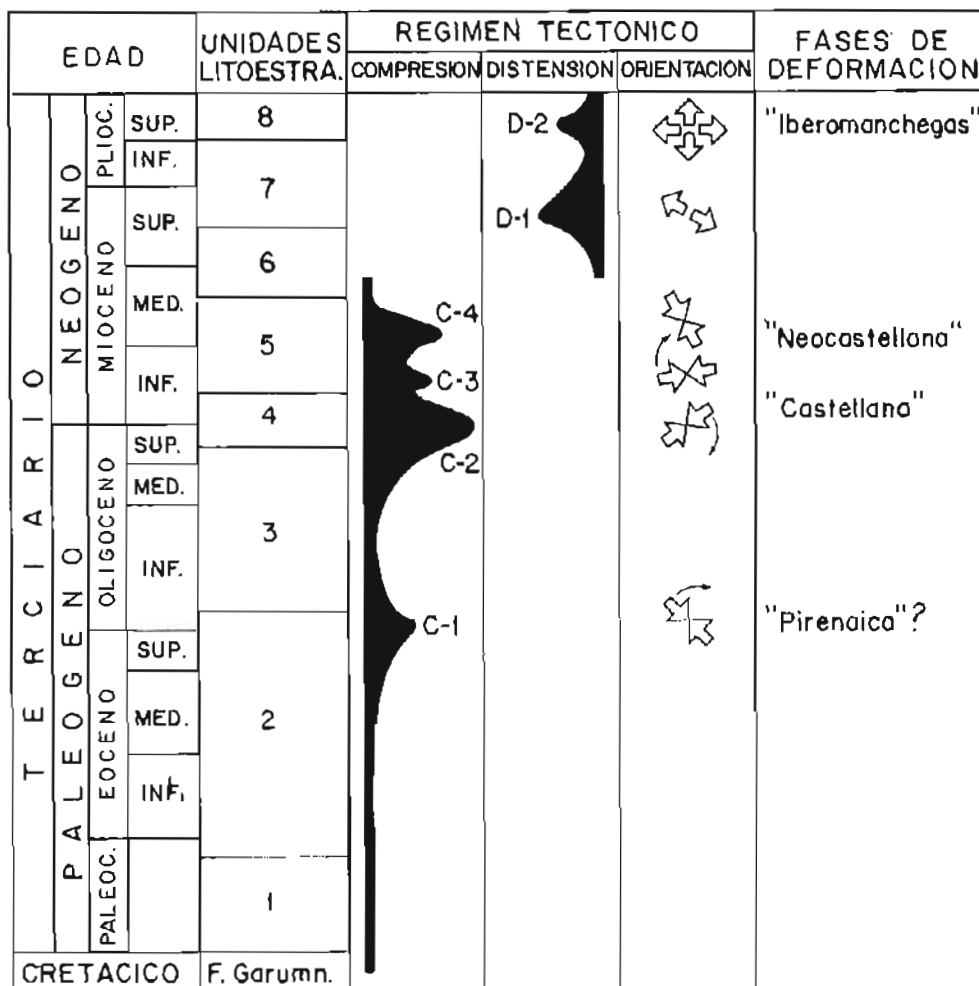
Esta escala está mejor representada en el sector SO de la Hoja, en la Rama Castellana (fig. 2.13).

A nivel regional las macroestructuras atribuibles a esta fase son escasas, y corresponden casi exclusivamente a pliegues de cobertera ubicadas en el dominio de la Rama Occidental de la Cordillera.

Regionalmente esta fase parece tener lugar en el Eoceno o el tránsito al Oligoceno, sin que hasta el momento se haya datado con precisión. En la Hoja de Daroca corresponde a la discontinuidad situada en la base de la unidad tectosedimentaria terciaria  $T_3$  (fig. 2.16).

Las discontinuidades que limitan las bases de las UTS  $T_1$  y  $T_2$  parece ser que no están en relación con ninguna fase de plegamiento que generara macro o microestructuras, sino que se deben a una actividad diastrófica que se manifestó por la emersión y levantamiento general del área celtibérica al comienzo de la inversión tectónica.

La segunda fase de compresión tiene una dirección de acortamiento NE-SO (045). Es la responsable de la ar-



HG. 2.16.- Evolución de la deformación durante el Terciario.



quitectura principal de la Cadena, y se manifiesta en todo el ámbito de la Hoja y a todas las escalas. Ha generado pliegues de fondo, pliegues de cobertera, fallas inversas y cabalgamientos y la removilización de fracturas del zócalo. Los grandes pliegues de fondo (Sierra Menera, Macizo de Ateca-Daroca y Calatayud-Montalbán) se elevan durante esta fase. La cobertera se separa, y desliza a favor de los niveles de despegue triásicos, plegándose y fracturándose según haces de pliegues y cabalgamientos de rumbo NO-SE.

Las direcciones de acortamiento que proporcionan las microestructuras de esta fase tienen una orientación muy constante y aparecen sistemáticamente en toda la Hoja. Únicamente en el Arco de Portalrubio aparecen algunas desviaciones E-O que pueden deberse a una rotación, por efecto-arrastre, de la cobertera inducida por fallas del zócalo (SIMÓN, 1981), o bien reflejar el acortamiento de la tercera fase, en giro progresivo en sentido horario (fig. 2.14).

Esta fase es la mejor documentada desde el punto de vista cronológico a escala de la Cordillera. Su edad es Oligoceno superior, correspondiendo a la fase Castellana de PÉREZ GONZÁLEZ et al. (1971). En el contexto de la Hoja es la responsable de la discontinuidad que separa las unidades tectosedimentarias terciarias  $T_3$  y  $T_4$  (fig. 2.16).

*La tercera y la cuarta fase de compresión* Después de la fase ibérica principal las condiciones compresivas se mantienen en este sector hasta el Mioceno inferior-medio. La F-3 se caracteriza por una dirección de compresión parecida a F-2, aunque temporalmente parece próxima a F-4.

La tercera fase está poco representada en el territorio de la Hoja, y se caracteriza por pliegues submeridianos y estilolitos tectónicos que indican una dirección de acortamiento ENE (070-100). En otros sectores de la Cadena (entronque con el Guadarrama, Sierra de Altomira) aparece mejor desarrollada. Su edad posiblemente es Mioceno inferior (fig. 2.15).

La cuarta fase, por el contrario, está representada de manera bastante uniforme en toda la Hoja de Daroca, excepto tal vez el sector septentrional del dominio de la Rama Castellana, y es en la Rama Aragonesa y especialmente en el Arco de Beceite-Portalrubio donde adquiere su máximo desarrollo. Origina pliegues de rumbo NE-SO a ENE-OSO y microestructuras que indican una dirección de acortamiento NNO-SSO (150 a N-S). Sus efectos más notables son la formación de la faja de cabalgamientos del Arco de Portalrubio y la reactivación sinistral de fallas de zócalo de rumbo NE-SO, dando lugar a figuras de interferencias con

las estructuras de F-2 y a la configuración en arcos plegados de parte de la Rama Aragonesa (fig. 2.15).

Las fases tercera y cuarta deben situarse muy próximas en el tiempo y en conjunto pueden asimilarse a la fase Neocastellana de AGUIRRE et al., 1976. En el Terciario de la Hoja de Daroca hay una discontinuidad de edad Mioceno inferior que separa las unidades  $T_4$  y  $T_5$ , y que podría corresponder tal vez a F-3. SIMÓN (1983) describe microestructuras de F-4 afectando a materiales del Aragoniense inferior (Mioceno medio) en Lechago, edad que corresponde con la discontinuidad que localmente se observa dentro de la UTS  $T_5$ . La última fase de compresión tuvo lugar, pues, entre el Mioceno inferior y el medio (fig. 2.16).

La primera fase de deformación es relacionable con la fase de plegamiento principal en las Catalánides (GUIMERA y SANTANACH, 1978). La segunda es la propiamente ibérica y puede estar en relación con el plegamiento en las zonas frontales de los Pirineos. La tercera fase coincide con la estructuración principal en la Sierra de Altomira (ÁLVARO y CAPOTE, 1973; MANERA, 1981). Finalmente la cuarta fase es correlacionable con la estructuración principal en las zonas externas béticas y las Baleares.

Si se contempla en conjunto la evolución de la compresión durante el Paleógeno y el Mioceno inferior, especialmente a escala de toda la Cordillera, es patente un giro progresivo, en sentido horario, de la dirección de compresión, desde NO-SE a NE-SO, E-O y, finalmente, NNO-SSE, que sin duda refleja la trayectoria de aproximación de África y Europa durante este periodo. En este sentido, una deformación continua con momentos álgidos que se reflejan en estructuras distintas, y variable en intensidad y orientación, explica algunas estructuras que parecen ser el resultado de compresiones simultáneas.

#### 2.4.3. LA DISTENSIÓN.

SIMÓN (1982, 1983) ha puesto de manifiesto que el tránsito de la compresión a la distensión tienen lugar durante el Mioceno medio, y que este paso se realiza de una manera progresiva, solapándose en el tiempo y el espacio un régimen de desgarre con eje de compresión SSE y un régimen distensivo con extensión ESE.

El régimen distensivo que caracteriza al Neógeno superior y Cuaternario en la Cordillera Ibérica se enmarca en el proceso de *rifting* que tiene lugar en el Mediterráneo occidental en esta época (VEGAS et

al., 1979), que comenzó a desarrollarse ya desde el Oligoceno entre las Baleares y la Península Ibérica

En la Hoja de Daroca la distensión se manifiesta por la reactivación como fallas normales de fracturas generadas durante la compresión, creación de fosas tectónicas que son rellenadas por depósitos continentales, rejuvenecimiento de los relieves de los marcos montañosos y fenómenos de diapirismo localizado en los niveles plásticos del Keuper.

La distensión se realiza en dos etapas, bien caracterizadas por SIMÓN (op. cit.):

*La primera fase de distensión comienza en el Aragoniense (Mioceno medio) y se caracteriza por una dirección de extensión ESE.*

Es la causante de la configuración final de la cuenca de Calatayud como una fosa de hundimiento, posiblemente en régimen de transtensión, a diferencia

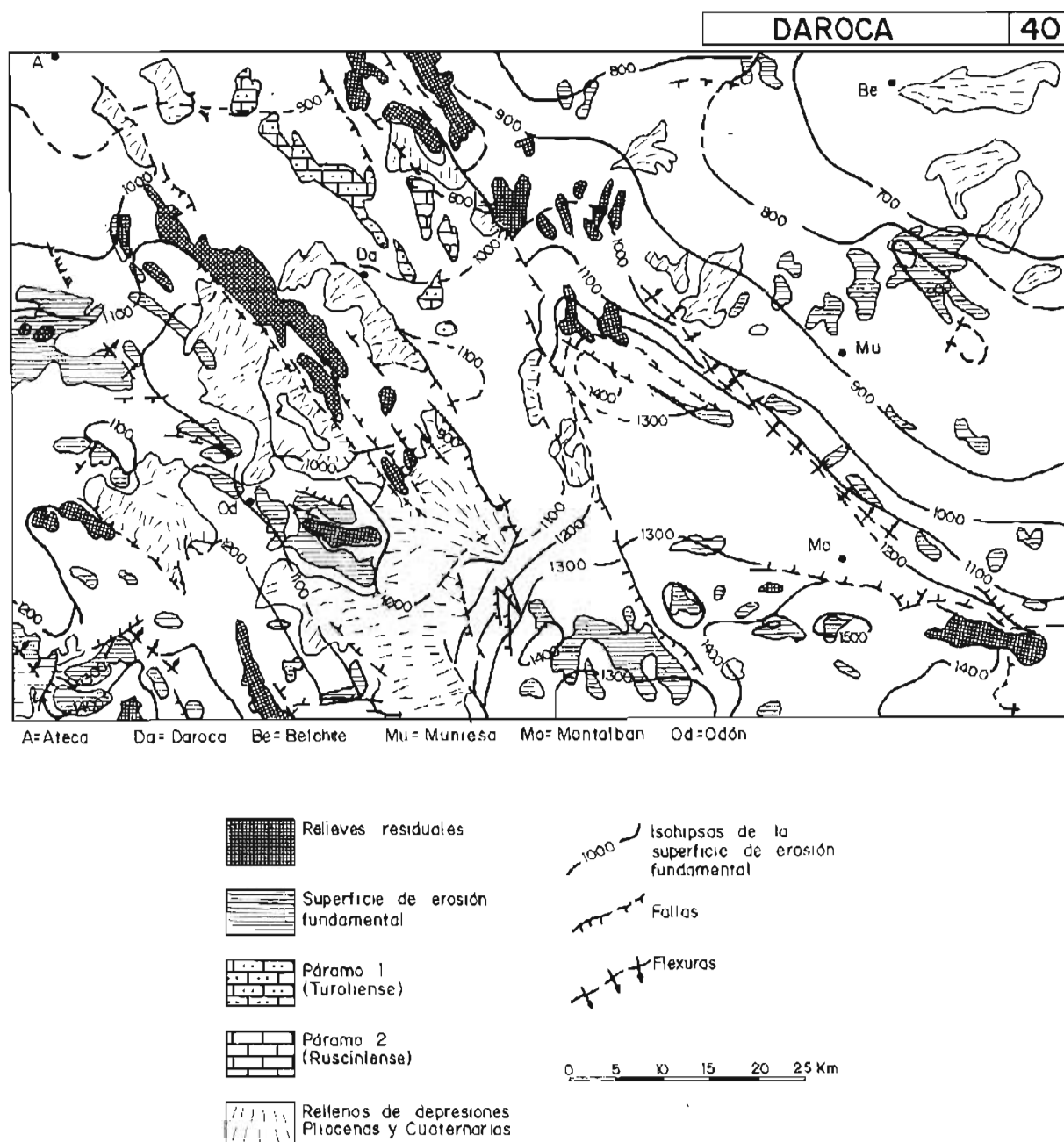


FIG. 2 17.—Esquema morfoestructural de la Hoja de Daroca. Versión simplificada de los documentos a escala 1:200 000 del mapa neotectónico de España (ITGE-Enresa).

de la fosa de Teruel que es un *graben* extensional puro. En el resto de la región la distensión se manifiesta por la reactivación de las fallas existentes en el zócalo y la cobertera, especialmente las de rumbo NE-SO y NNE-SSO.

El régimen extensional debió acelerar asimismo el hundimiento de la cuenca del Ebro, que se rellenaba simultáneamente de depósitos continentales procedentes de la denudación de la Cordillera. Localmente se desarrollan o reactivan fenómenos de diapirismo en los materiales plásticos del Keuper.

La colmatación de las fosas tiene lugar con la deposición del «Páramo 2» durante el Plioceno inferior, simultáneamente al establecimiento de la superficie de erosión fundamental, extensa penillanura con algunos suaves relieves residuales, que enrasaba con las superficies de colmatación.

La segunda fase de distensión tuvo lugar durante el Plioceno superior (fase Iberomanchega), con reactivación de fallas normales que deforman a la penillanura fundamental reactivan el sistema de fosas anterior y crean la fosa del Jiloca que se rellena de depósitos clásticos pliocuaternarios (fig. 2.17). Un nuevo impulso distensivo (fase Iberomanchega II) provoca que los relieves rejuvenecidos tiendan a regularizarse mediante un sistema de glaciares pliocuaternarios. La discontinuidad basal de la unidad terciaria, situada aproximadamente entre el Rusciniense y el Villanyense, corresponde a las fosas Iberomanchegas (fig. 2.16).

Durante el Pleistoceno todavía se registra actividad diastrófica, con deformación de glaciares, reactivación de fallas como la de Calamocha y Rubielos de Cérda, etc. Esta actividad, que persiste hasta el Pleistoceno superior es atribuible a las etapas de fracturación del Maestrazgo y Javalambre. La distensión de esta segunda fase tiene un carácter radial (SIMÓN, op. cit.).

### 3. PETROLOGÍA.

Las manifestaciones magmáticas que afloran en esta Hoja son numerosas, siendo destacable su naturaleza calco-alcalina, buena expresión de la diferenciación magmática (desde composiciones basálticas a riolíticas) y una edad de emplazamiento Stephaniense-Pérmico.

Los recientes estudios realizados sobre el magmatismo en diferentes zonas ubicadas en esta Hoja (MARÍN, Ph. 1974; DE LA PEÑA et al., 1979; NAVIDAD, 1983; CONTE, 1985, CONTE y LAGO, 1985 a y b; MUÑOZ et al., 1985; CONTE et al., 1987; LAGO y POCOVÍ, 1987; LAGO y VAQUER, 1987; LAGO et al., 1987 a y b, y en prensa) han facilitado un buen número de datos que permiten considerarlo como un conjunto unitario, relacionarlo con el que aflora en áreas próximas de la Cadena Ibérica y, finalmente, esbozar unas consideraciones sobre su emplazamiento y el ambiente tectónico del área.

En la figura 3.1 se esquematiza la distribución de afloramientos más significativos por su litología y extensión. Algunos de ellos se ilustran en mapas más detallados (figs. 3.2, 3.3, 3.4 y 3.5). En la Hoja E. 1:50.000, n.º 466 se ofrecen datos de petrología y geoquímica que constituyen una buena introducción al estudio de este magmatismo.

Las numerosas manifestaciones magmáticas poseen determinados rasgos comunes que sugieren un emplazamiento epizonal, con posible ascenso rápido y por un mecanismo fisural, una clara dispersión geográfica y aleatoria disposición litológica de las masas hasta ahora estudiadas (fig. 3.1).

Los afloramientos presentan dimensiones y formas muy variables. Predominan en número los diques y *sills* con espesor inferior a 20 m, y la longitud puede oscilar desde escasos metros a varios kilómetros. Así pues, un buen número de afloramientos no son representables y en otros es reducida su expresión cartográfica, lo que puede llevar a minimizar erróneamente la importancia de este magmatismo. Son frecuentes pequeños plutones de contornos irregulares y una superficie aflorante del orden de 0,5 km<sup>2</sup>. Finalmente, existen varios afloramientos de restos de manifestaciones volcánicas subaéreas limitadas a la base de la serie mesozoica o a pequeños restos de depresiones próximas a la superficie pretriásica. Con estas modalidades y una edad de emplazamiento Stephaniense-Pérmico, las intrusiones subvolcánicas se emplazan en materiales diversos en la serie cronoestratigráfica (desde los Ordovícicos hasta los pre-Saxonienses).

Las observaciones de campo y estudios detallados indican que existe consonancia entre la disposición de diques magmáticos y determinadas orientaciones de fracturas atribuidas al tardi-hercínico. En la

Depresión Axial del Cámaras (Unidad de Herrera; Hoja de Moyuela), CONTE (1985) propone las fracturas de dirección N 180° E; N 120° E y N 20° E mientras que TEJERO y DE VICENTE (1987), indican, con valor generalizable a la Rama Aragonesa, las de N 130° E; N 150° E, N 20° E y N 90° E. Parece admitido que la red de fracturas tardihercínicas facilitó el emplazamiento de las intrusiones; pero además, un buen número de estas intrusiones (*sills*) tiene su emplazamiento claramente condicionado según la estratificación, por lo que la dirección de los afloramientos coincide con la dirección de los pliegues (de valor N 180° E, p.e. en la Depresión Axial del Cámaras).

De los tres tipos de manifestaciones ígneas presentes: hipovolcánicas, explosivas e intrusivas, destacan las primeras en número y volumen de afloramientos y en variabilidad de términos petrográficos (desde basaltos aluminicos a riolitas).

Buen número de estas intrusiones presentan una marcada localización preferente, distinguiéndose las agrupaciones de andesitas basálticas y andesitas s.l. de los sectores de Bádenas-Monforte y Loscos-Nogueras (Hoja 466), las riolitas de Castejón de las Armas-Acered (Hojas 437 y 464) y el extremo N del anticlinal de Montalbán (Hoja 492) y, finalmente, los diques y *sills* andesíticos del sector de Hoz de la Vieja-Armillas (Hoja 492).

Las observaciones de interferencia de diques con distinta naturaleza petrográfica (p.e. en el área de Loscos-Nogueras o en el sector N del anticlinal de Montalbán) indican diferentes pulsaciones magmáticas que se consideran pertenecientes a un mismo período magmático si se tiene en cuenta la notable analogía petrológica y geoquímica de las intrusiones.

En las intrusiones hipovolcánicas son frecuentes las estructuras de acomodación lo que resulta muy espectacular en el área de Monforte (fig. 3.10) (Hoja 466). Estas estructuras comprenden irregularidades en la superficie de la intrusión como resultado de su emplazamiento a favor de discontinuidades preexistentes (estratificación) en sedimentos consolidados y plásticos (pizarras). Al techo y base de estas intrusiones son frecuentes bordes enfriados de espesor milimétrico, metamorfismo de contacto con reducida extensión e intensidad, orientaciones de minerales (fenocristales), y/o xenocristales y/o xenolitos y, finalmente, fenómenos de vesicularidad variablemente orientada y mineralizada.

Se presentan fenómenos de disyunción prismática, aunque, por lo general, son muy irregulares. Son espectaculares por su buena conservación en las riolitas del barranco de las Minas. (Hoja 437). Las estructuras de fluidalidad (flujo laminar y pliegues) están

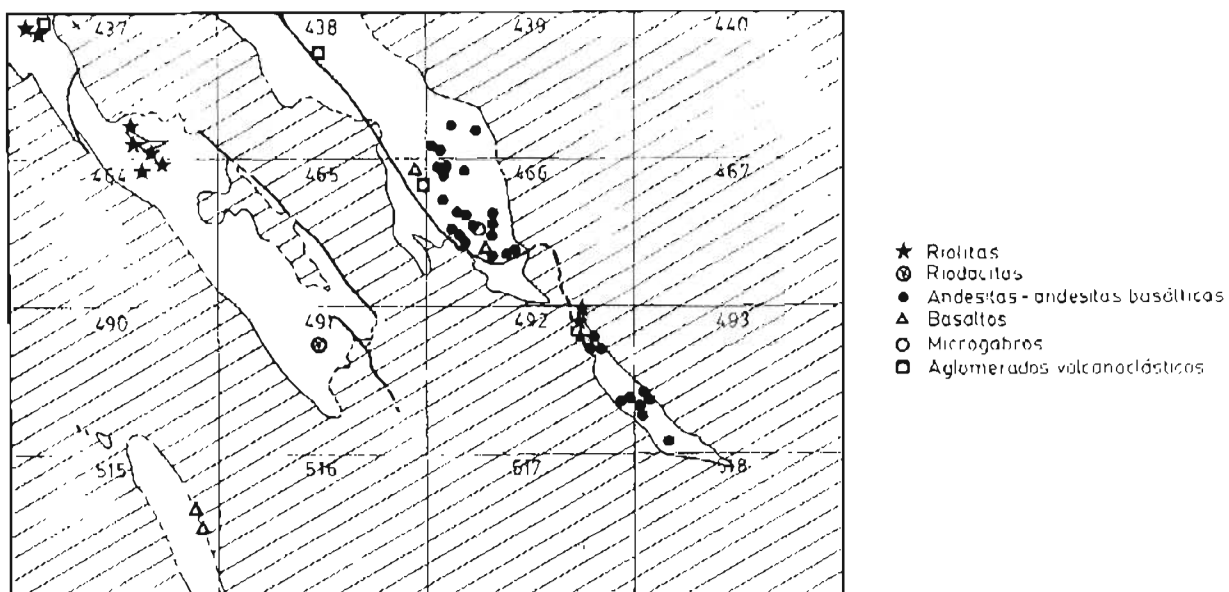


FIG. 3.1 —Localización de afloramientos magmáticos en la Hoja 1:200.000 de Daroca.

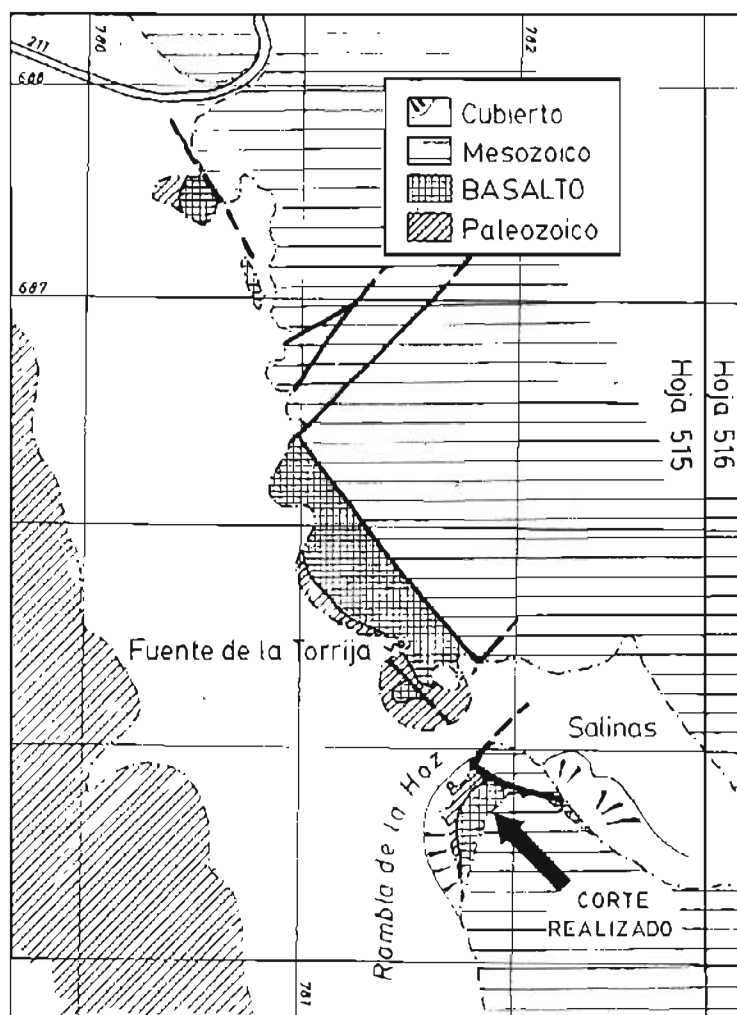


FIG. 3.2.—Esquema geológico de Rambla de la Hoz (Ojos Negros).

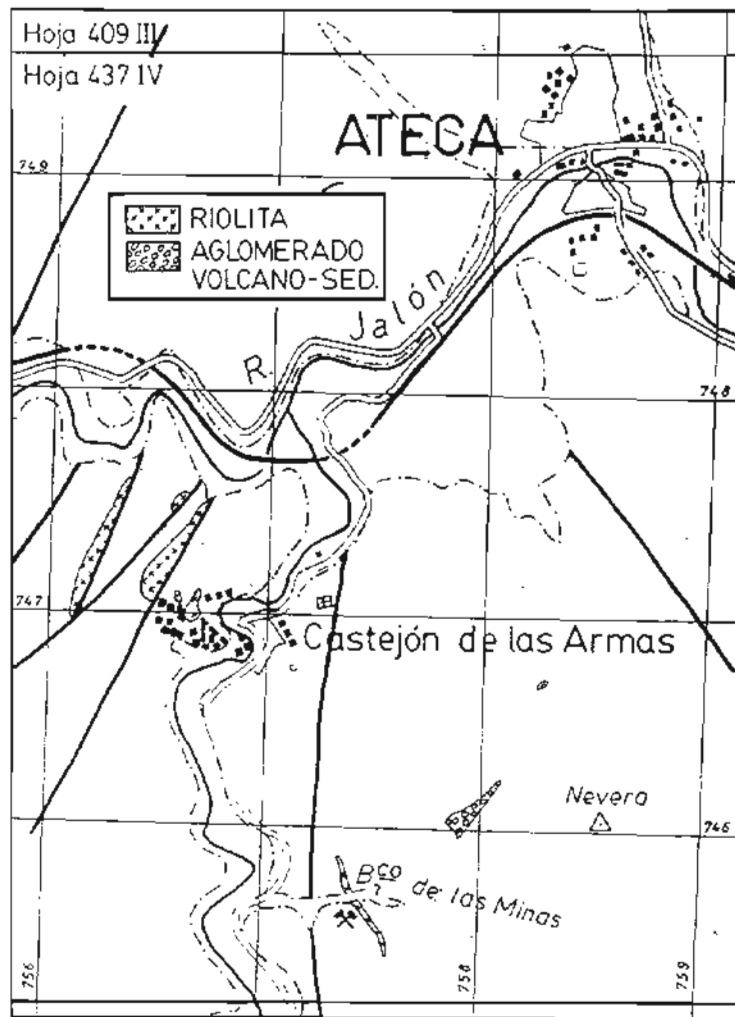


FIG. 3.4.—Afloramientos de riolitas y depósitos fragmentarios en Castejón de las Armas

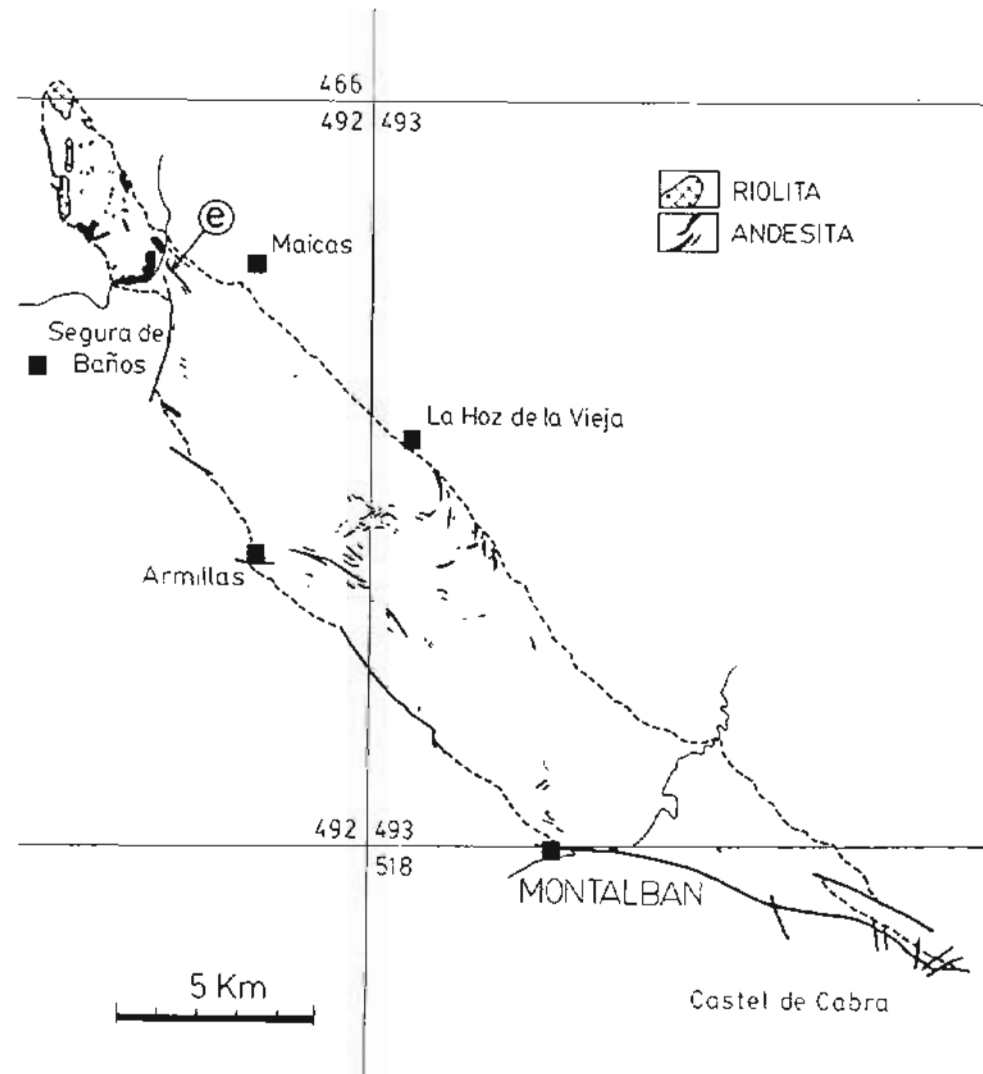


FIG. 3.3.—Afloramiento de rocas magmáticas en el anticlinal de Montalbán (e. localización de enclaves de granitoides de la f.g. 3.7)

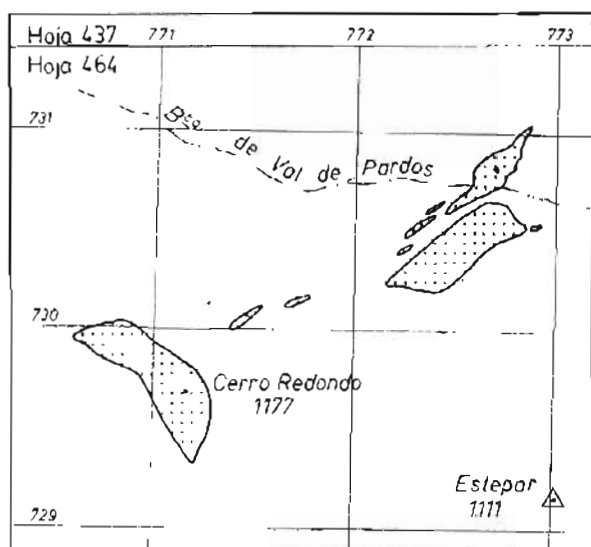


FIG 3.5.—Afloramientos de riolitas en la Sierra de Pardos

muy bien desarrolladas en la periferia de los afloramientos riolíticos de Los Cabezos y Cerro Redondo (fig. 3.5; Hoja 464).

Los enclaves son frecuentes. Se observan esporádicos xenolitos de cuarcitas y pizarras de tamaño y forma variables, en la mayoría de las rocas hipovolcánicas. Son muy abundantes los pequeños xenolitos de roca encajante en la periferia de las riolitas de los Cabezos y Cerro Redondo (Hoja 464). Revisten particular interés los xenolitos de granitoides en los diques de Vistabella (Hoja 439) y, más destacadamente, los que aparecen en un dique próximo al río Aguas Vivas, cerca de Segura de Baños (Hoja 492). En este segundo ejemplo, (MUÑOZ et al., 1985; LAGO et al., 1987) son frecuentes los xenolitos de diverso tamaño, forma y composición petrográfica. En algunos casos, los xenolitos se disponen paralelamente a la dimensión mayor del dique y se han podido reconocer fenómenos de acomodación por flujo. Petrográficamente existe una amplia diversidad desde tipos aplíticos a otros de grano grueso y pegmatíticos, con una composición adamellítica y siendo frecuente el granate, variablemente poiquilitico. Las texturas deformativas, afectando a feldespatos y plagioclasas, así como otros fenómenos que atestiguan fusión parcial, son frecuentes en estos granitoides.

Aunque las consideraciones indicadas versan, en su casi totalidad, sobre las intrusiones hipovolcánicas, en el microgabro de Loscos (CONTE, 1985; LAGO et al. en prensa) son reconocibles fenómenos de interferencia entre diques y respecto al mismo gabro en el que presentan contactos digitados. En su mayor parte estos diques son de tipo andesítico.

Las manifestaciones magmáticas del área (intrusivas, hipovolcánicas y explosivas) traducen una bue-

na diferenciación de su afinidad calcoalcalina. Las andesitas y riolitas son términos volumétricamente dominantes y los basaltos y dacitas son minoritarios. Aunque existen aislados afloramientos sanos, es generalizado y bastante intenso el desarrollo de alteraciones, por lo que un detallado estudio geoquímico es un complemento imprescindible en el conocimiento de este magmatismo.

### 3.1. ROCAS INTRUSIVAS (1). MICROGABRO DE LOSCOS.

Únicamente están representadas en el microgabro de Loscos (Hoja 466; CONTE, 1985; LAGO et al. en prensa). Comprende un pitón atravesado por frecuentes diques andesíticos. Presenta una buena zonación petrográfica del borde al centro, y la textura es dolerítica e hipidiomorfa.

En las zonas de borde la paragénesis es dominante (60-65 %) en plagioclasa ( $An_{30-53}$ ) seguida por hiperstena (20-25 %), con composición promedio en  $En_{59}Wo_3Fs_{38}$ , que domina sobre la augita (<2 %); el anfíbol toma composiciones desde magnesio-hornblenda a la de hornblenda-actinolita. La biotita (5 %), feldespato potásico (4-5 %), cuarzo (<4 %) y opacos son minoritarios. En las zonas centrales la plagioclasa toma composiciones de  $An_{87-60}$ , decrece el porcentaje de piroxeno tanto en la augita, de composición promedio en  $En_{41}Wo_{41}Fs_{18}$ , como el ortopiroxeno. El anfíbol (18-22 %) presenta composiciones de magnesio-hornblenda a actinolita y la biotita (8-10 %) tiene afinidad magnesiánica. El feldespato potásico, cuarzo y opacos son minoritarios. Esta zonación traduce variaciones desde términos gabrodioríticos (borde) a dioríticos (centro del plutón).

### 3.2. MANIFESTACIONES VOLCÁNICAS Y SUBVOLCÁNICAS (2). BASALTOS, ANDESITAS BASÁLTICAS, ANDESITAS S.L., DACITAS Y RIOLITAS.

#### A) Basaltos.

Aparte de aisladas masas en el pueblo de Fombuena y entre Bádenas y Monforte (CONTE, 1985; LAGO et al., en prensa), destaca el de Rambla de la Hoz próxima a Ojos Negros (figs. 3.2 y 3.6) por sus mejores condiciones de emplazamiento y conservación. Estudios previos (DE LA PEÑA, et al., 1979; NAVIDAD, 1983; MUÑOZ et al., 1985) han aportado interesantes datos mineralógicos, aunque pueden establecerse discrepancias sobre las condiciones de emplazamiento y potencia indicados por estos autores.

Particularmente se señala la ausencia de los niveles escoriáceos, erróneamente situados al techo de la

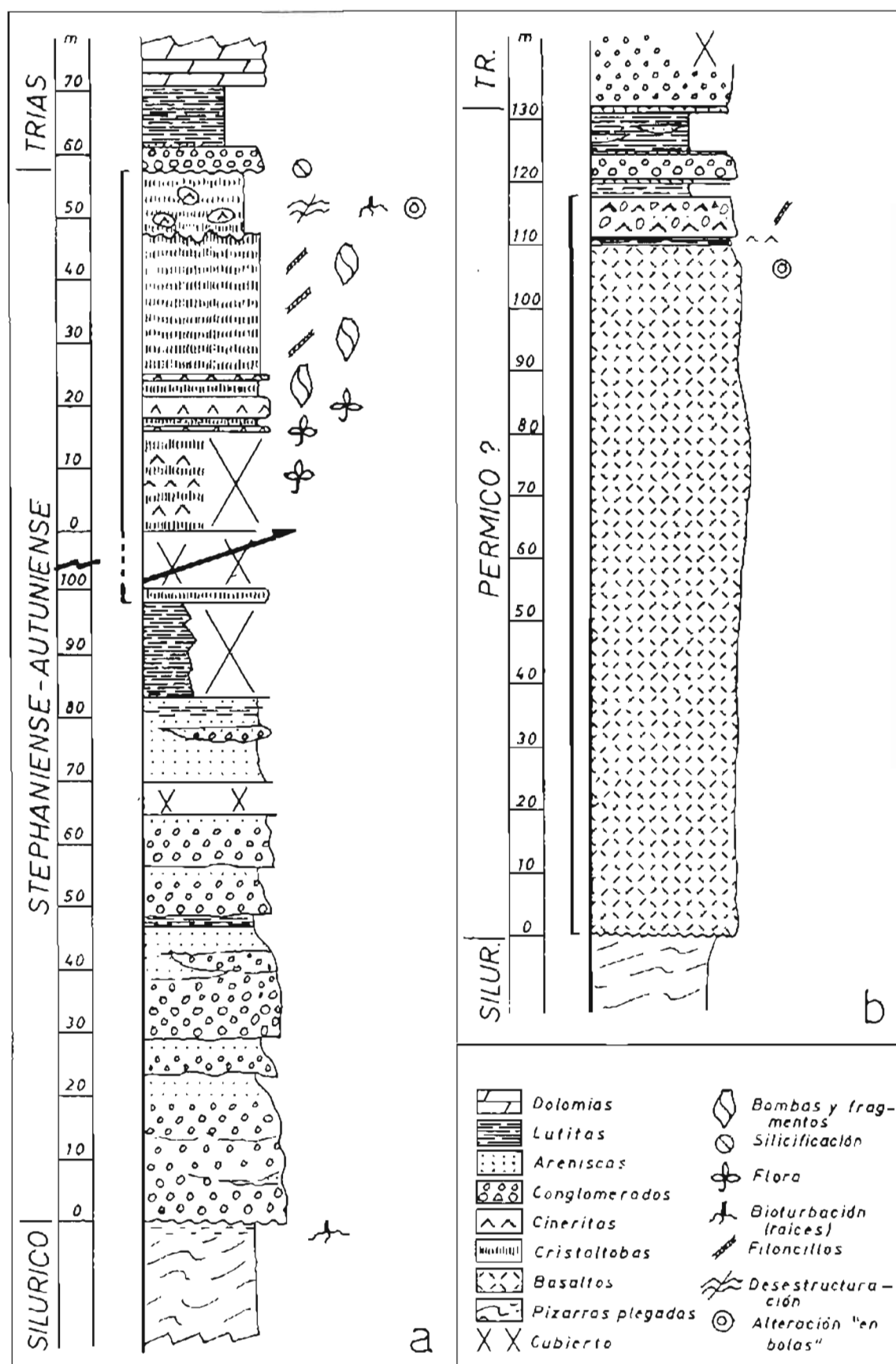


FIG. 3.6 —Cortes litológicos: a) depósitos del Stephanien Autunien de Fombuena (basado en Conte et al. 1987) y b) basaltos de Rambla de la Hoz (Ojos Negros). Véase cartografía en figura 3.2



lava (NAVIDAD, 1983; MUÑOZ et al., 1985). De la base al techo de la intrusión se aprecian variaciones texturales y en la composición modal de máficos respecto a plagioclasas. Los fenocristales de plagioclasa ( $An_{80-40}$ ) y olivino ( $Fe_{85-52}$ ) (MUÑOZ et al., 1985) son dominantes, en conjunto, mientras que los orto y clinopiroxenos son minoritarios; la matriz muestra una análoga composición.

#### B) Andesitas basálticas.

Comprenden los afloramientos mejor representados en número y volumen, así como por su buena distribución geográfica (fig. 3.1). Cuando la roca es sana o poco alterada tiene color gris oscuro al corte y son frecuentes los xenolitos de cuarcita y xenocristales de cuarzo. La intensa alteración puede conducir a errores determinativos y así las riolitas que cita MARÍN (1974), cartografiadas en las Hojas 492 y 493, son realmente andesitas (fig. 3.3).

Presentan textura porfídica, con tránsitos de dolerítica a microdolerítica, e hipidiomorfa con cierta orientación fluidal. Los fenocristales de plagioclasa ( $An_{60-50}$ ) y el piroxeno son escasos; en su mayor volumen (70 %) la roca consta de microcristales zonados de plagioclasa y, minoritariamente, lo hacen piroxenos, anfíboles y biotita con frecuente a casi completa alteración. El granate es accesorio y/o aleatorio.

#### C) Andesitas s.l.

La mayor abundancia de afloramientos está situada en la unidad de Herrera y los de mayor extensión constituyen una alineación de Loscos a Noguerras (Hoja 406); algunos de estos diques están atravesados por andesitas basálticas. Cuando está fresca presenta al corte un color gris claro; es característica la orientación de los máficos (piroxenos, anfíboles y micas) respecto a las plagioclasas, y es frecuente el granate.

La textura es porfídica hipidiomorfa, con frecuentes asociaciones glomeroporfídicas (p.ej., de plagioclasas) y la matriz puede presentar variaciones entre términos micro a criptocristalinos. La paragénesis consta de plagioclasa ( $An_{67-40}$ ), hornblenda y biotita como minerales dominantes, y piroxeno minoritario. El granate es frecuente, presenta diversidad de tamaños y ausencia de zonación; su composición promedio (LAGO et al., en prensa) es 72 % almandino + 17 % piropo + 9 % grossularia + 2 % espesartina, y es muy análoga a la observada en otros afloramientos de este, área y otras próximas. Finalmente, el cuarzo, apatito, zircón y opacos son accesorios.

#### D) Dacitas.

Son términos escasos y afloran aleatoriamente en el área (fig. 3.1). Son frecuentes las transiciones daciandesíticas y riodacíticas, y las dacitas s.l., afloran esporádicamente en las áreas de Monforte (Hoja 466) y al N de Segura de Baños (Hoja 492). La paragénesis consta de plagioclasa ( $An_{28-24}$ ), cuarzo,  $\pm$  feldespato, biotita y opacos.

#### E) Riolitas.

Comprenden una amplia variedad de tipos petrográficos. Las riolitas microgranudas (a) están bien representadas al N de Segura de Baños (figs. 3.1 y 3.3), presentan grano fino, carácter holocristalino, notable equigranularidad y cierta orientación. El cuarzo y feldespatos son dominantes (90 %) y la plagioclasa, biotita, clorita y opacos son minoritarios. Dentro de las riolitas porfídicas (b) cabe situar una amplia variedad de tipos, según se considere el carácter fluidal, la proporción de fenocristales de cuarzo y el resto de componentes (biotita, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita) e incluso la naturaleza de la matriz (variablemente cripto a microcristalina). En este segundo grupo se incluyen las riolitas de Castejón de Armas (figs. 3.1 y 3.4), el sill del Barranco de las Minas y los afloramientos próximos a Pardos (fig. 3.5). En las riolitas de la Sierra de Pardos son frecuentes los fragmentos líticos (pizarra, cuarcita, etc.) en toda la extensión del afloramiento, pero alcanzan mayor abundancia en sus contactos con el encajante donde presentan espectaculares estructuras fluidales.

### 3.3. MANIFESTACIONES EXPLOSIVAS (3). PRODUCTOS PIROCLÁSTICOS.

Aunque poco numerosas (fig. 3.1) tienen notable importancia petrológica. El afloramiento de Codos (Hoja 438) comprende una brecha poligénica constituida por cantos heterométricos de dacita y daciandesita, mezclados con otros de pizarras y cuarcitas; existe una matriz de xenocristales con variable composición (plagioclasa, biotita, cuarzo, aislados granates, etc.). La estructura interna del afloramiento es compleja. MUÑOZ et al. (1983) opinan que es una brecha de origen freatomagmático.

Los materiales volcanoclásticos de Fombuena (figs. 3.1 y 3.6) han sido estudiados recientemente (CONTE, 1985; CONTE et al., 1987). Básicamente comprenden unos depósitos volcano-sedimentarios que rellenan una fosa polifásica y comprenden materiales desde Stephaniense terminal (en discordancia con el Silúrico) al Autuniense, que está fosilizado por los triásicos.

Este formidable ejemplo permite reconocer varios episodios magmáticos explosivos (cineritas, cristaltobas cineríticas y bombas de andesita anfibólica con granate) en cuyas fases inactivas se desarrolló una significativa vida vegetal (p.ej., *Callipteris conferta* y *Callipteridium rocheri*, entre otras).

Finalmente, próximo a las riolitas de Castejón de las Armas (fig. 3.4) existe un afloramiento que comprende un depósito fragmentario en el que abundan composiciones andesíticas y dacíandesíticas.

### 3.4. ALTERACIONES, METAMORFISMO, EDAD, GEOQUÍMICA E IMPLICACIONES GEODINÁMICAS.

#### A) Alteraciones.

Los procesos de alteración que afectan a las manifestaciones magmáticas son bastante generalizados y, en ocasiones, suficientemente intensos. Entre los más destacados hay: a) cloritización que afecta a olivinos, piroxenos, anfíboles y plagioclasas, b) albitización de plagioclasas, c) carbonataciones en ferromagnesianos y félsicos, d) sericitización, y e) caolinización en feldespatos y plagioclasas, y otros como: f) silicificaciones, g) ferruginizaciones, etc.

El alto número de intrusiones afectadas por estas alteraciones dificulta la realización de los estudios petrológicos. La realización de análisis geoquímicos, especialmente de elementos traza que, por su probada inmovilidad, permiten identificar el carácter magmático original, se ha mostrado como una eficaz ayuda en trabajos de paleovolcanismo.

#### B) Metamorfismo de contacto.

Aunque son reconocibles los efectos térmicos de las intrusiones en los sedimentos encajantes, la casi totalidad son de reducida extensión e intensidad. Los sedimentos pizarrosos del encajante pueden experimentar recristalizaciones a modo de «moteados» que no determinan verdaderas blastesis minerales, y sin superar una potencia centimétrica. El ejemplo más destacado de metamorfismo lo constituye el afloramiento de Loscos. En el contacto del microgabro con las calizas devónicas encajantes (CONTE, 1985; LAGO et al., en prensa) se localizan unos niveles bandeados, rosáceos y verdosos, de corneanas más o menos granatíferas, con desarrollo métrico y donde, próximos al gabro, la paragénesis es de diópsido, feldespato potásico y calcita, y distante a éste lo es de granate, prehnita, idocrasa y calcita. Según datos mineralógicos este metamorfismo sugiere condiciones de formación del orden de 1 kb y 400-500° C.

#### C) Edad.

Para determinar la edad de emplazamiento de este magmatismo se han considerado datos inéditos de P. CARLS, M. LAGO y A. POCOVÍ. Aplicando criterios de analogía petrología y geoquímica se obtiene que las masas magmáticas son cogenéticas cualquiera que sea su ubicación en la serie cronoestratigráfica.

Es frecuente que los diques andesíticos afecten térmicamente a sedimentos carboníferos en el área del anticlinal de Montalbán. Se constata también que estos diques son posteriores a la pizarrosidad cuya edad propuesta es la de intra-Westfaliense inferior (CAPOTE y GONZÁLEZ-LODEIRO, 1984) o incluso a la más tardía cuando se diferencian varias (fase 4 de VILCHEZ, 1984). De otra parte, la posición estratigráfica de los basaltos de Ojos Negros (fig. 3.6 b) y la del conjunto de Fombuena (fig. 3.6 a) indican una edad Pre-Saxoniense. La flora intercalada en los niveles tobáceos y cineríticos del afloramiento de Fombuena (CONTE, 1985; CONTE et al., 1987) corresponde al Autuniense basal. Finalmente, tres determinaciones K/Ar en biotitas de fragmentos andesítico-dacíticos en Fombuena ( $283-292 \pm 2,5$  M.A.; CONTE, 1985) y dos análogas dataciones ( $293 \pm 2,5$  M.A.; LAGO et al., en prensa) en el microgabro de Loscos, corroboran la edad antes propuesta y que, a su vez, concuerda con la indicada por diversos autores para este magmatismo en otras áreas de la Cadena Ibérica.

#### D) Composición geoquímica.

En esta Hoja se ubica, probablemente, el mayor número de intrusiones cartografiadas en el ámbito de la Cadena Ibérica. Las comparaciones previas (petrológicas, geoquímicas y sobre edad de emplazamiento) entre todas estas intrusiones sugieren considerar un único episodio magmático, a nivel de Cadena Ibérica, con naturaleza calco-alcalina y edad Stephano-Pérmico. Dentro de este contexto unitario, se enmarca la buena diferenciación, globalmente expresada, desde los basaltos aluminicos y subalcalinos a las riolitas con tendencia potásica sin presentarse gaps composicionales.

La elaboración de este informe recoge datos de recientes estudios en afloramientos de esta Hoja (PEÑA et al., 1979; NAVIDAD, 1983; CONTE, 1985; CONTE y LAGO, 1985 a y b; MUÑOZ, 1985; LAGO y VAQUER, 1987; LAGO et al., 1987; LAGO et al., en realización), pero es previa a la finalización de nuevos estudios (LAGO et al., en realización), por lo que sólo se pueden incluir consideraciones parciales.

Considerados los análisis en conjunto (fig. 3.14) destacan los valores altos en  $Al_2O_3$  y CaO en los tér-

minos básicos lo que está de acuerdo con la elevada proporción modal en plagioclasas. El contenido en  $\text{TiO}_2$  (<1 %) es reducido y decrece con la diferenciación al precipitar fases hidratadas (anfíboles y biotitas). La evolución de los óxidos con la diferenciación se asemeja a la presente en magmas calco-alcalinos análogos: correlación negativa de  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{FeO}$  (total),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiO}_2$  con el aumento de  $\text{SiO}_2$  y, contrariamente, un enriquecimiento en  $\text{K}_2\text{O}$  que, por otra parte, presenta buena correlación positiva ( $r = 0,83$ ) con el rubidio (fig. 3.13 e); este aumento en K corresponde a la mayor precipitación en biotitas durante las fases tardías de cristalización. En este contexto, las correlaciones negativas, afectando al  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , traducen descensos modales en olivino, piroxeno y plagioclasas. En la figura 3.12 a, se ilustra el comportamiento de la diferenciación, donde se constata una relación  $\text{MgO/FeO}$  (t) bastante constante para un progresivo enriquecimiento en álcalis.

Respecto a los elementos traza, los contenidos promedios de estas rocas (fig. 3.14) en Ba, Rb, Nb, Zr, Y, Sr, Th y Ce, se sitúan dentro de los rangos normales en análogas series calco-alcalinas de ámbito continental (cfr. diagrama  $\text{Zr-Ti}/100\text{-Yx3}$ , fig. 3.12 c). Destaca la baja alcalinidad, tanto por el valor de la relación  $\text{Nb/Y} < 1$  como atendiendo al aumento de la relación  $\text{Zr/TiO}_2$ , siendo casi constante el contenido de Ce durante la diferenciación (fig. 3.14). Empleando las conocidas relaciones  $\text{SiO}_2\text{-Nb/Y}$  (fig. 3.11 a) y  $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$  (fig. 3.11 b) se observa una variación gradual de estas rocas desde basaltos subalcalinos a riolitas; las desviaciones más significativas respecto a la tendencia general corresponden a las rocas más afectadas por las alteraciones ya comentadas.

La composición de la variación de los elementos traza con la diferenciación indica que el Ni decrece con la desaparición del olivino y el Zr también desciende cuando lo hace la cristalización del piroxeno. Excepto el Ce que se mantiene prácticamente constante, destaca un aumento de Ba, Rb, Nb y Th, así

como un descenso en Ti e Y con el avance de la diferenciación (fig. 3.14).

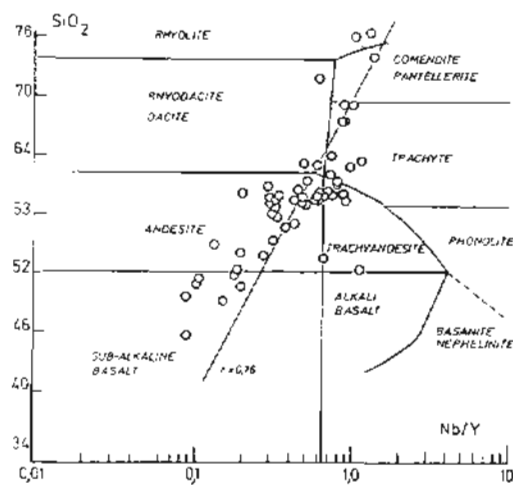
Atendiendo a relaciones entre elementos, destacan valores altos en las relaciones K/Rb (fig. 3.13 e); Zr/Th (fig. 3.13 a); Nb/ $\text{SiO}_2$  (fig. 3.13 b); Nb/Zr (fig. 3.13 c); Th/ $\text{SiO}_2$  (fig. 3.13 d) según indican LAGO et al. (1987), y se han señalado valores bajos en las relaciones K/La (MUÑOZ et al. 1985).

Junto a las ya indicadas características de naturaleza calco-alcalina y ambiente continental, cabe destacar que la posición de estas rocas en el diagrama  $\text{MgO-FeO}$  (t)- $\text{Al}_2\text{O}_3$  (fig. 3.12 b) confirma su adscripción a un dominio orogénico. La paragénesis de estas rocas, con predominio del ortopiroxeno (con corto rango de variación composicional) sobre el clinopiroxeno, y la abundancia de minerales hidratados como la hornblenda y biotita es suficientemente expresiva de esta naturaleza calco-alcalina donde es frecuente el granate (rico en almandino).

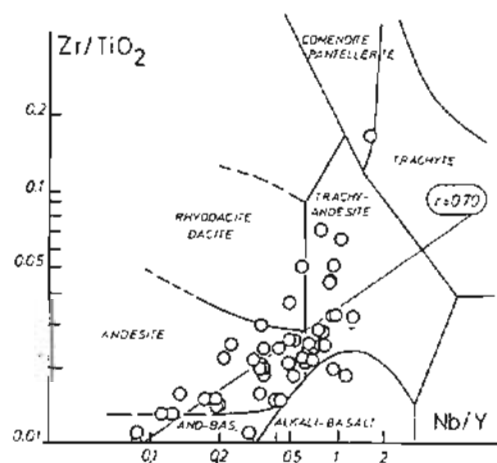
#### E) Consideraciones geodinámicas.

Resumiendo las observaciones apuntadas, es patente la asociación entre intrusiones y fracturas tardihercínicas. Los argumentos de campo conducen a considerar que la fracturación, con mayor incidencia en el emplazamiento de los diques, se considera desarrollada en el tránsito de los últimos estadios compresivos a la distensión radial de la etapa Hiendelaencina (TEJERO y DE VICENTE, 1987). En este sentido, las manifestaciones efusivas como Fombuena, Ojos Negros, etc., estarían relacionadas con la fracturación distensiva.

El conjunto de las observaciones de campo y petrológicas permiten afirmar que este magmatismo tiene su origen en los últimos episodios compresivos, en relación con los accidentes de escala cortical, y que el tránsito a la distensión facilitó la dispersión del material magmático y el emplazamiento de la mayor parte de diques y sills.



(a)



(b)

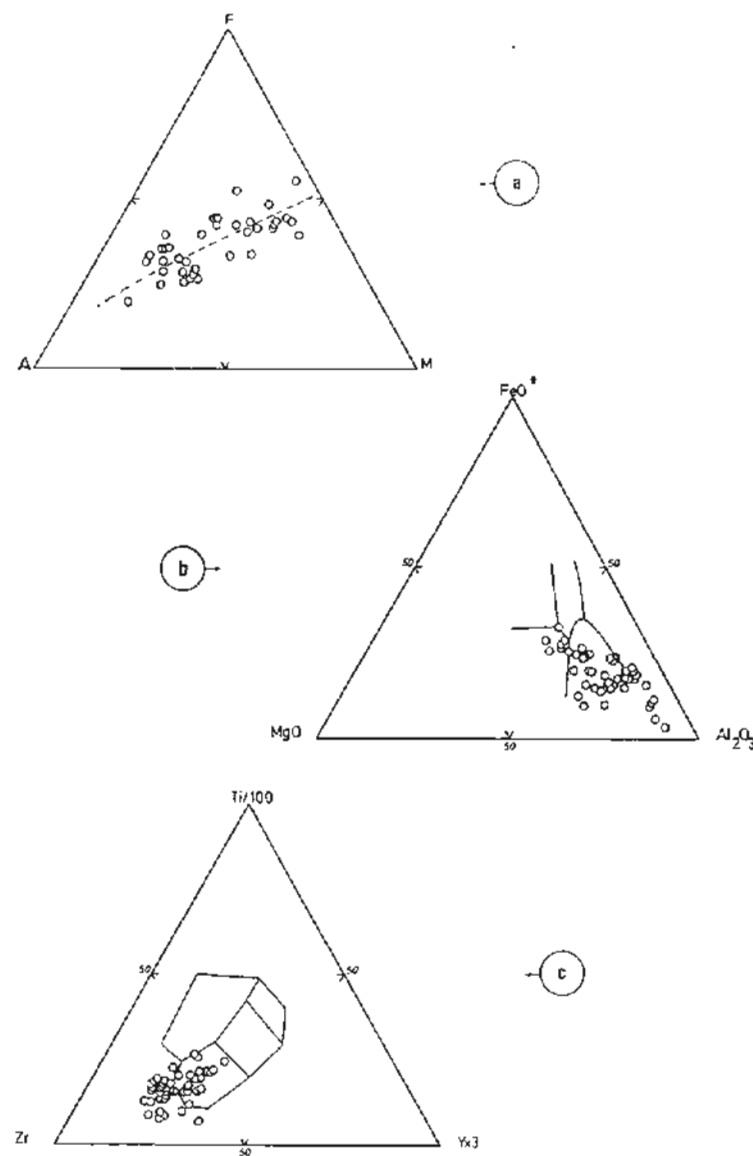


FIG. 3.12 —(a): Representación de las rocas en un diagrama AFM, (b): Situación de las rocas en un dominio de ambiente orogénico (Pearce et al., 1977), (c): Situación de las rocas en un dominio de basaltos calco-alkalinos (Pearce et al., 1977).

FIG. 3.11 —(a) Representación de las rocas en el diagrama  $\text{SiO}_2$ -Nb/Y (Winchester y Floyd, 1927), (b) Representación de las rocas en el diagrama  $\text{Zr/TiO}_2$ -Nb/Y. La ampliación de escala respecto al original (Winchester y Floyd, 1977) facilita una mejor identificación de las rocas.

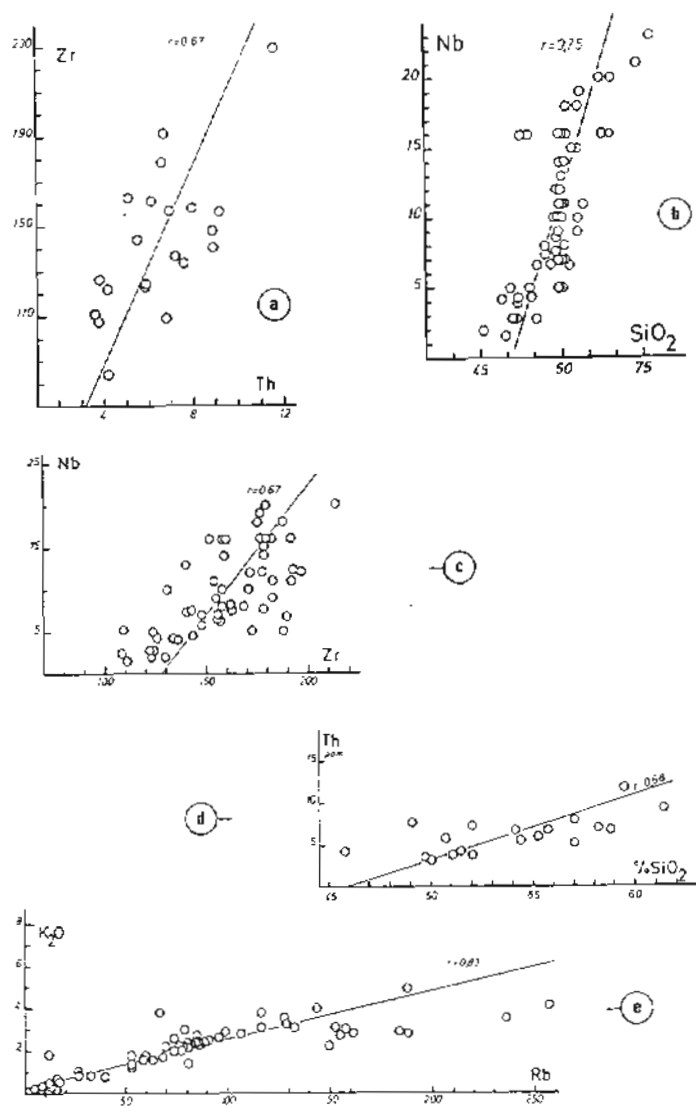


FIG. 3.13 —(a): Comportamiento de las rocas respecto al Zr/Th (b) Comportamiento de las rocas respecto al Nb/ $\text{SiO}_2$ ; (c): Comportamiento de las rocas respecto al Nb/Zr. La notable alteración que afecta a Zr distorsiona la pauta observada en las rocas más frescas; (d) Comportamiento de las rocas respecto al Th/ $\text{SiO}_2$  (e): Comportamiento de las rocas respecto al  $\text{K}_2\text{O}/\text{Rb}$ .

	DASAITOS	ANDESITAS BASÁLTICAS	ANDESITAS	DACITAS	ROOLITAS
$\text{SiO}_2$	49.76	54.38	61.47	63.51	74.53
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16.32	16.97	15.63	17.11	14.26
$\text{Fe}_2\text{O}_3^A$	7.89	6.91	4.40	4.51	0.64
MnO	0.04	0.04	0.03	0.04	0.01
MgO	6.95	4.97	2.00	2.32	0.30
CaO	8.87	7.13	4.48	1.67	1.15
$\text{Na}_2\text{O}$	1.79	2.28	3.12	3.60	2.32
$\text{K}_2\text{O}$	0.24	0.89	2.24	3.20	4.09
$\text{TiO}_2$	0.96	0.63	0.58	0.69	0.01
P.P.	6.87	5.89	5.85	3.25	2.55
P	13	2.0 - 16.0	4.0 - 38.0	500	2.0 - 44
V	192	101 - 200	58 - 160	---	---
Co	6 - 16	12 - 68	53 - 84	100 - 110	109 - 197
Sr	240 - 249	184 - 297	195 - 307	220 - 269	34 - 451
Y	17 - 24	18 - 25	16 - 22	11 - 14	3.0 - 3.5
Zn	131 - 152	108 - 162	125 - 229	160 - 182	41 - 51
Ni	1.6 - 16	3.0 - 8.0	3.0 - 9.0	17 - 41	7.5 - 9.0
Ba	92 - 234	100 - 393	167 - 673	247 - 467	145 - 608
Ce	44	33 - 60	40 - 71	---	28 - 41
La	3.5	3.0 - 10.5	4.0 - 15	---	6 - 42
Li	3.6	3.5 - 8.0	5.5 - 11.0	---	6 - 11

FIG. 3.14 —Valores promedio en elementos mayores y rangos de variación (expresados en ppm) en elementos traza para términos petrológicos presentes en la Hoja.

#### 4. HISTORIA GEOLÓGICA.

En este capítulo se comentará la evolución a lo largo de las edades geológicas presentes en el área que abarca la Hoja número 40, Daroca, a E 1:200.000, con referencia concreta a los datos litológicos, sedimentológicos y tectónicos, contenidos en los capítulos precedentes.

La historia geológica de la Hoja se inicia con la presencia de materiales de edad Precámbrica, que con carácter testimonial, afloran en la localidad de Codos (Hoja de Paniza 438) y sobre los que se van a desarrollar los ciclos geológicos del Paleozoico.

Desde el Cámbrico inferior hasta el Devónico tiene lugar una etapa sedimentaria en la que se identifican cuatro grandes ciclos evolutivos. Durante este intervalo de tiempo, la tectónica es extensional con márgenes pasivos caracterizados por una subsidencia continua en ambientes marinos someros.

El *primer ciclo* paleozoico que, tradicionalmente viene considerándose como Cámbrico inferior, se inicia con la cuarcita de Bámbola que se desarrolla en zonas de playas arenosas y conglomeráticas pasando progresivamente a ambientes de mayor profundidad, como son: las capas de Embid, desarrolladas en una llanura arenosa; las capas de Jalón, depositadas en medios de llanura mixta, y, por último, las dolomías de Ribota, que corresponden a zonas intermareales completando el ciclo regresivo del Cámbrico inferior.

El *segundo ciclo*, correspondiente al Cámbrico medio-Tremadociense, se subdivide a su vez en otros dos menores. El primer subciclo representa un rápido hundimiento de la cuenca, dando así un carácter transgresivo a la misma. Comprende distintos subambientes de una isla barrera, representado en su fase transgresiva por la arenisca de Daroca (*foreshore*) y las Fm. Valdemiedes y Murero (*shoreface*). Es durante la sedimentación de estas últimas cuando la cuenca alcanza su máxima profundidad. A continuación se inicia la progradación de la isla barrera (fase regresiva) con la sedimentación en el *shoreface* de los Miembros A1, A2 y la mitad inferior del B de la Fm. Almunia. La mitad superior del Miembro B de esta Formación representa depósitos de *foreshore*. El segundo subciclo es más amplio que el anterior y se inicia, como él, con el hundimiento progresivo, pero posiblemente rápido, de la cuenca, produciéndose una fuerte aceleración en la subsidencia («serie ibérica»). Por este proceso se pasa de los ambientes de *foreshore* (Miembro C de la Fm. Almunia) a los de *shoreface* del Miembro D. En estos momentos cuando la cuenca alcanza su mayor profundidad (Cámbrico superior) se inicia la fase regresiva del ciclo, con las megasecuencias negativas de la Fm. Valconchán depositadas en el *foreshore*. El proceso regresivo continúa, con las facies del *lago-*

*on*, de las Fms. Borrachón y Deré. En el tránsito de la Fm. Valconchán a la Fm. Borrachón se desarrollan cuerpos arenosos tipo *washover fans* procedentes en parte de la destrucción de la isla barrera. El resto de la unidad está constituida por los depósitos de *mud flat* que progresivamente cambian a llanura mixta en la Fm. Deré.

El *tercer ciclo* abarca desde el techo del Tremadociense hasta finales del Ordovícico. Se inicia con una fase transgresiva que sitúa sobre los materiales del *lagoon* una serie de tramos arenosos, en los que se desarrollan masivamente los *washover fans* y las barras litorales (Fm. Santed). Culmina con las megasecuencias negativas arenosas de barras litorales de la Fm. 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 marcada una interrupción de la sedimentación, puesta de manifiesto por el nivel de oolitos ferruginosos del Miembro Marité. Con este nivel se inicia la fase regresiva del ciclo, superponiéndose a los oolitos, la facies de *lagoon* de la Fm. 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, producida en parte por una segunda fase de compartimentación en bloques.

El *cuarto ciclo* 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.

La sedimentación de la Fm. Bádenas tiene lugar en la zona intermareal de la llanura con depósitos de *mud flat* y *mixed flat* preferentemente, y sólo localmente depósitos de *sand flat* (a techo de la Formación). El tránsito Silúrico-Devónico (Fm. Luesma) está representado por los términos submareales, que corresponden a la zona más profunda de la cuenca durante este ciclo. 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.

Las características más notables producidas entre el Cámbrico inferior y el Devónico han sido un estiramiento de la corteza importante y una notable acumulación de sedimentos siliciclásticos. También hay una exíguua actividad magmática (Vulcanitas en el Arenigiense. CARLS, 1983), posiblemente equivalente a las intrusiones graníticas que se registran en la zona Centroibérica.

A partir de estas fases se produce una nueva etapa tectogénica, originada en el Devónico superior y que culmina en el Carbonífero (Wesfaliense). En este intervalo, la región pasa de un régimen tectónico extensional subsidente a un régimen compresivo, dando lugar a una intensa deformación en la que se producen importantes cabalgamientos que configuran una cuenca de antepaís.

El ciclo completo del Carbonífero comprende dos subciclos con un significado sedimentológico diferente, dentro de un contexto de tendencia regresiva.

El subciclo V.1 está formado por la Fm. de Segura, La Hoz y Armillas-Peñarroya, que constituyen los distintos subambientes de barras de desembocadura, que en conjunto representan la progradación de un sistema deltaico con dominio fluvial

El subciclo V.2 está formado por las unidades de Montalbán y Torre que son depósitos fluviales de canales poco sinuosos.

La última etapa paleozoica postorogénica comprende al Pérmico que se caracteriza por la sedimentación molásica en cuencas intramontañosas controladas por desgarres. Simultáneamente tiene lugar una importante actividad magmático-volcánica y subvolcánica, de carácter calcoalcalino. Las fases finales tienen ya un marcado carácter distensivo que dan paso al Ciclo Alpino.

El comienzo del Mesozoico se marca con la aparición de la facies Buntsandstein, depositada en una cuenca distensiva originada a partir de un proceso de *rifting* controlado fundamentalmente por una tectónica de bloques. El dispositivo paleogeográfico más importante durante el Triás inferior es un umbral de rumbo NO-SE que coincide con la posición actual de los macizos paleozoicos de Ateca-Daroca y Calatayud-Montalbán. Este umbral estaba condicionado por las fallas de zócalo de Munébrega y Ateca-Daroca. Esta última posiblemente fue la más importante, controlando, en parte, el borde NE del aulacógeno (ÁLVARO et al., 1978). En esta zona elevada la facies Buntsandstein presenta escasa potencia o está ausente. Hacia el SO pasaba al Surco de Molina, con espesores importantes (Hombrados).

La relajación progresiva de la actividad tectónica y una subsidencia diferencial conducen paulatinamente a una colmatación de la cuenca por episodios marinos correspondientes a la facies Muschelkalk.

Los depósitos de esta facies forman un gran ciclo transgresivo-regresivo en el cual se pueden distinguir tres subciclos:

*El ciclo transgresivo inferior* está constituido en su base por los materiales lutítico evaporíticos del techo del Buntsandstein (facies Röt) correspondientes a *sebkhas* costeras supramareales, MARZO (1980), a techo se le superponen los materiales carbonatados del Miembro Inferior M1 interpretados como depósitos de plataforma interna de bajo relieve.

*El ciclo regresivo-transgresivo intermedio* está conformado en su base por los últimos materiales del Miembro Inferior M1 o por su equivalente lateral y fundamentalmente por el conjunto lutítico evaporítico del Miembro Medio M2 o por su equivalente lateral (alternancia de dolomías y limos en el dominio de una sola barra carbonatada). Estos dos tramos componen la parte regresiva del ciclo al superponerse el cinturón de facies de llanura supramareal lutítico-evaporítica de M2 sobre las facies de llanura mareal del techo del M1. La parte transgresiva del ciclo corresponde al Miembro Superior M3 representante de una plataforma interna-llanura de mareas con superposición de facies desde cinturón de barras y canales hasta ambientes inter-supramareales con tendencia a la somerización.

*El ciclo regresivo superior* está compuesto en su base por los materiales del techo del Miembro Superior M3 (alternancia de dolomías y margas) y que tiene su continuidad durante el depósito del Keuper inferior. Este ciclo está caracterizado por la superposición del cinturón lutítico-evaporítico (*sebkha*) del Keuper sobre la llanura de mareas inter-supramareal del techo de la unidad carbonatada superior del Muschelkalk.

Por último, estas facies muestran la existencia de surcos y umbrales con alineaciones sensiblemente coincidentes con las descritas en áreas próximas, guardando una estrecha relación con la actividad posthercínica de la cuenca

La máxima subsidencia se realiza a favor de un sistema de alineaciones debidas a fracturas de zócalo que constituirían un sistema de *horst-graben* de orientación NO-SE.

Durante el Triásico superior tiene lugar una etapa de transición en la que se opera el cambio de un mecanismo de subsidencia por *rifting* a otro de subsidencia térmica. La escasez de afloramientos de la facies Keuper y su papel tectónico impide la reconstrucción de la geometría, espesor original de los sedimentos y su utilización como criterios paleotectónicos. La actividad ígnea, representada por las ofitas, que tiene lugar durante esta época en las regiones situadas al sur de la Hoja de Daroca, atestigua la existencia de una corteza continental adel-

gazada y fracturada en un estado avanzado del proceso de *rifting*.

A comienzos del Jurásico se instala una extensa plataforma carbonatada en toda la región. La subsidencia es generalizada, aunque a impulsos, y se realiza básicamente por flexión y contracción térmica provocando la presencia de varias discontinuidades.

Dicha plataforma inunda la llanura salina del Keuper originando ambientes de barras e islas barrera, *lagoon* y llanuras de marea, en ocasiones hipersalinas, correspondientes a los depósitos de la Formación Imón.

A continuación, los materiales de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña representan un cambio significativo en cuanto a los ambientes sedimentarios: la plataforma anterior queda cubierta por un ambiente restringido que, bajo condiciones climáticas áridas, provoca la sedimentación de un considerable espesor de evaporitas con carbonatos intercalados. La acreción vertical de este dispositivo sedimentario permitía la eventual instalación de una llanura de mareas. Aunque dentro de la Hoja pueden verse afloramientos de estas evaporitas, la regla general en toda la Cordillera es que estas sales se hayan disuelto y los carbonatos intercalados se encuentren colapsados, por lo que las facies de brechas son las más habituales y representativas de la Formación Cortes de Tajuña.

De estos ambientes hipersalinos se pasa, por una leve subida relativa del nivel del mar, a una sedimentación típica de plataforma carbonatada en la que pueden reconocerse cinturones de facies de alta energía con sistemas de barras e islas barrera, ambientes de *lagoon* y llanuras de mareas con depósitos supramareales asociados. Todo ello conforma los materiales de la unidad inferior de la Formación Cuevas Labradas. En este momento se encuentran indicios de la existencia del umbral de Montalbán-Ejulve que se deduce de la reducción de espesores de esta unidad. La creación de este elemento paleogeográfico responde a la fragmentación de la plataforma carbonatada, inducida por accidentes de zócalo. Su presencia va a continuar durante todo el Mesozoico.

La instalación de una plataforma submareal, tipo rampa restringida de baja energía que está separada de la anterior por una discontinuidad, origina los depósitos de la unidad Calizas nodulosas de río Palomar.

En el Noreste de la Hoja mediante una nueva discontinuidad, se pasa a una rampa externa razonablemente comunicada, tal como lo indica la presen-

cia de ammonites y braquiópodos. Los materiales margosos que en ella se depositan corresponden a la Unidad Calizas de Almonacid de la Cuba, de edad Pliesbachiense inferior.

La evolución conjunta de las cuatro unidades descritas hasta aquí marca una tendencia general, aunque discontinua, hacia unas condiciones de mayor apertura de la cuenca. Posteriormente, un basculamiento de la plataforma permite la instalación de un *lagoon* donde se deposita la Formación Margas grises de Cerro del Pez y provoca una discontinuidad a nivel de Cordillera. Incluso dentro de los límites de la Hoja, se puede observar cómo de NO-SE dicha Formación se apoya sucesivamente sobre las unidades de Almonacid de la Cuba, río Palomar y la inferior de Cuevas Labradas.

Este *lagoon* señala el inicio de un nuevo ciclo, constituido por sus depósitos, un sistema de cierre compuesto por la rampa de extensión submareal bioclástica de la Fm. Barahona (en la que ocasionalmente se generan secuencias de playa por emersión) y las margas y calizas de la Fm. Turmiel (con abundantes fósiles de hábitat pelágico) que representan los ambientes de plataforma externa. El ciclo termina con el Miembro Casinos de la Fm. carbonatada de Chelva, cuyas facies, aun siendo de plataforma abierta con cierto grado de restricción, se hacen progresivamente menos terrígenas. En su techo se encuentra una superficie de removilización, con perforaciones y a veces oolitos ferruginosos o fosfáticos. Esta discontinuidad refleja la dinámica distensiva que, en régimen de *rifting*, provoca la apertura definitiva del Atlántico.

Una vez más se reestructura la plataforma y, por primera vez (a escala de cordillera), se pueden distinguir cinturones de facies bien definidos. Así, se encuentran facies de plataforma somera de alta energía (*grainstones* oolíticos) y facies de rampa externa de baja energía (facies micríticas) en las que a veces se desarrollan montículos arrecifales bioconstruidos por esponjas. Ligada a la sedimentación de esta unidad se aprecian numerosas superficies de removilización relacionadas con eventos tectónicos que corresponden a sucesivos periodos de inestabilidad. Hacia finales del Bajociense y asociado a una caída relativa del nivel del mar se produce la progradación del sistema de barras costeras sobre las facies micríticas de la rampa externa, observable en la mitad sur de la Hoja. Una nueva subida relativa del nivel del mar durante el Calloviense inferior y medio, provoca la implantación de facies micríticas de plataforma externa. Este impulso transgresivo tiende a disminuir las áreas productoras de carbonatos hasta producir el ahogamiento total de la plataforma, inhibiendo la sedimentación y generando superficies de removi-



lización con reelaboración, *hard grounds*, y oolitos ferruginosos (capa de Arroyo Frio) con lo que se cierra el ciclo sedimentario del Jurásico medio

La sedimentación se reanuda en el Oxfordiense, con el desarrollo de las calizas con esponjas de Yatova en una rampa de extensión, colonizada por espongiarios que llegaban a construir montículos arrecifales. En áreas próximas a la Meseta o al Macizo del Ebro, el Oxfordiense está presente además como litofacies detríticas (Formación Margas de Sot de Chera) que se disponen sobre las facies de esponjas y que proceden de la denudación de las áreas emergidas. Estas facies clásticas pasan lateral y verticalmente a carbonatos (Ritmita calcárea de Loriguilla). En la región de Montalbán-Ejulve, la presencia del umbral llega a impedir su sedimentación

Con el inicio del Kimmeridgiense, aún persistiendo las condiciones que ocasionan el depósito de clásticos y carbonatos, hay una restricción de la plataforma, deducida de la casi total ausencia de fauna.

A continuación se instala una plataforma somera (Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas) sobre las Formaciones Loriguilla o Sot de Chera, en función de su proximidad a la Meseta y mediante una discontinuidad. En esta plataforma con diferentes subambientes de sistemas de isla barrera-lagoon, perdura el influjo clástico en áreas próximas a la Meseta (Ojos Negros).

Tras un rápido episodio transgresivo se experimenta una tendencia a la colmatación de la cuenca a lo largo de una etapa regresiva, posiblemente en relación con la atenuación de la subsidencia térmica en el aulacógeno. Los primeros niveles detríticos de la facies Purbeck, en el límite Jurásico-Cretácico, anuncian el comienzo de la renovada actividad tectónica que tendrá lugar durante el Cretácico inferior.

Al comienzo del Cretácico, la cuenca marina queda restringida a un estrecho en el Maestrazgo central y oriental. Así durante el Berriasiense la sedimentación se produce fuera del ámbito de la Hoja y es durante el Valanginiense cuando se observa una expansión del área sedimentaria.

En el Hauteriviense se produce en la región una importante fase de *rifting* en la que se da un complejo grupo de facies que en la Hoja de Daroca y, concretamente, para el Bajo Aragón (cuencas de Aliaga y Oliete), se producen las primeras descargas terrígenas continentales representadas por la Formación Areniscas de Camarillas que se interpretan como depósitos de origen fluvial sobre un dominio bastante llano y fácilmente inundable, CANEROT et al., 1982.

Durante el Barremiense inferior se inicia una nueva etapa transgresiva, marcada por un incremento progresivo del área de sedimentación en la «subcuenca» de Oliete, sobre diversos terrenos jurásicos, aparecen las arcillas pisolíticas, areniscas y calizas lagunares de la Formación Blesa.

En el Barremiense superior el ciclo sedimentario cambia de forma ostensible y las secuencias deposicionales inferiores, representadas por materiales continentales en facies Weald, cambian a facies terrígenas de origen marino, produciéndose una elevación en el nivel del mar. Esta invasión marina se deja sentir en esta área más tardíamente, alcanzando su máximo transgresivo durante el depósito de la Fm. de Chert (Cubeta de Aliaga) y de la Fm. Alacón (Cubeta de Oliete).

La discontinuidad regional que trunca el desarrollo de esta secuencia deposicional es debida a un descenso relativo del nivel del mar, provocado por una ralentización de la subsidencia y puesto de manifiesto por el avance de las facies terrígenas durante el Aptiense basal.

La secuencia deposicional superior desarrollada durante el Bedouliense-Gargasiense se inicia con el depósito de la Formación Margas de Forcall en una plataforma externa. Según VILAS et al. (1982), esta nueva subida relativa del nivel del mar en una etapa distensiva, es debida a un proceso de *rifting* en desarrollo. La limitación de la subsidencia, llevaría a una rápida extensión de una plataforma somera, con el depósito de la Fm. Calizas de Villarroja de los Pinars (Cubeta de Aliaga) y de la Fm. Calizas de Oliete (Cubeta de Oliete).

Por otro lado, la reconstrucción de los mapas de isopacas muestran, para los materiales en facies Weald, la probable existencia de un surco subsidente NE-SO, con un máximo en la región de Villanueva de Huerva-Tosos y mínima hacia la línea Alcaine-Montalbán.

En la secuencia deposicional inferior (S.D 1) se muestra un área individualizada de máxima subsidencia, en lo que sería la parte central de la Cubeta de Oliete (Alcaine-Josa-Cortes de Aragón), y un máximo relativo en la región Aliaga-Palomar de Arroyo. Ambas cubetas parecen quedar comunicadas, según la distribución de las isopacas, por un estrecho situado al E de Montalbán.

En resumen, los dispositivos sedimentarios de la cuenca durante el Cretácico inferior están controlados por los denominados movimientos neokimmericos, de carácter expansivo y que se estructuran en surcos y umbrales. Estos quedan reflejados por la aparición de la gran cubeta, de dirección ibérica, de

Oliete-Montalbán y por la presencia de vestigios de origen continental en facies Weald.

El siguiente proceso viene marcado por los movimientos áustricos que corresponden a una reactivación de la distensión, que conduce a la individualización de cuencas en las que se va a depositar la Fm. Escucha durante el Aptiense superior-Albiense inferior.

La sedimentación de la Fm. Escucha se da en dos áreas subsidentes que son las cuencas de Aliaga-Utrillas y Estercuel-Ariño, individualizadas por el umbral Montalbán-Ejulve.

Su ambiente de depósito evoluciona desde una llanura aluvial costera, a un *lagoon* o una llanura arenoso-lutítica dominada por el oleaje, culminando con ambientes de marismas, donde se generan los depósitos de carbón.

Tras la sedimentación de la Fm. Escucha y en ruptura estratigráfica con el nivel inferior acontece un evento que supone una bajada relativa del nivel del mar y en el Surco Ibérico se inicia la deposición de la Formación Arenas de Utrillas.

Esta Formación se apoya discordantemente sobre materiales que van desde el Triásico al Aptiense. Cubre un dispositivo (Surco Ibérico) de *horst* y *graben*, controlado por fallas de zócalo.

Desde el punto de vista sedimentario, la Formación Utrillas manifiesta un carácter netamente expansivo y una tendencia a la uniformidad de facies.

La eliminación de los umbrales preexistentes culmina con la sedimentación de las Formaciones carbonatadas suprayacentes que indican una elevación relativa del nivel del mar que marca el inicio del ciclo correspondiente al Cretácico superior, en el que tiene lugar una etapa de subsidencia controlada que se extiende por todo el ámbito celtibérico.

El análisis sedimentario y paleogeográfico del Cretácico superior pone de manifiesto la existencia de direcciones paleotectónicas NO-SE y NE-SO, que condicionan la estructuración de la plataforma cretácica, así como su distribución de facies.

En el área de estudio del presente mapa, se diferencian dos sectores, el Central, y el Aragonés-Maestrazgo. Ambos parecen estar comunicados, al menos durante ciertas etapas evolutivas, pero con diferentes influencias marinas, atlánticas y del Tethys, respectivamente. Se encuentran separados por un alto paleogeográfico de orientación NNE-SSO que se situaría aproximadamente en la fosa del

Jiloca, según una línea Calamocha-Monreal del Campo.

El estudio de las facies, de sus asociaciones y de la evolución vertical de las mismas, así como de las distintas discontinuidades sedimentarias presentes en la serie del Cretácico superior, permite establecer tres ciclos evolutivos o secuencias deposicionales.

Durante la primera secuencia deposicional, Cenomaniense, y debido a un ascenso eustático relativo, las plataformas abiertas hacia el Atlántico (sector Central) y hacia el Mediterráneo (sector Aragonés-Maestrazgo) sufren un primer episodio transgresivo desde el NO y SE, respectivamente, que supera las barreras o escalones paleogeográficos de orientación NE-SO. Este episodio parece ser más precoz en el Maestrazgo. Al fin, durante el Cenomaniense superior se produce la unión de ambas plataformas, estableciéndose una plataforma somera de doble polaridad, atlántica y mediterránea.

La secuencia deposicional media (SD2) tiene una clara influencia atlántica, debida a una nueva subida eustática y a un posible basculamiento de la placa Ibérica hacia el dominio atlántico. Esta etapa de invasión marina sobre una plataforma abierta, no se deja sentir más que de manera muy atenuada en el sector Aragonés-Maestrazgo (en la región aquí estudiada), debido a su posición marginal en la estructuración general de la plataforma.

La progradación hacia el NO y N de las facies durante el Turoniense superior, posiblemente provocada por un descenso eustático rápido, se traduce en la regresión de este ciclo, que culmina con una discontinuidad que acentúa su intervalo temporal hacia el S y SE.

La secuencia deposicional del Senoniense, parece estar controlada inicialmente por factores tectónicos, que provocan el hundimiento hacia el N de la plataforma. Este hundimiento lleva consigo un avance marino. En la zona estudiada, por su situación con respecto a la plataforma, más marginal (zona de articulación Atlántico-Mediterráneo), está ocupada por ambientes marginales, litorales o continentales. Sólo durante el Santoniense inferior-medio, en donde la subsidencia y posiblemente el eustatismo positivo, provocan la subida relativa del nivel del mar, se uniformizan nuevamente las plataformas, quedando el área de estudio en el dominio de una plataforma que se muestra más abierta y con facies más energéticas en el sector Central que en el Maestrazgo. La etapa regresiva de este ciclo está provocada por la atenuación de la subsidencia y como resultado, la progradación de las facies hacia el Atlántico y el Mediterráneo. Este hecho tiene lugar durante el Campaniense.

Por último, esta etapa regresiva se acentúa por los movimientos tectónicos positivos que provocan la individualización de cubetas continentales durante el Maastrichtiense, con sedimentación continental, lacustre y evaporítica.

La aparición del ciclo Terciario se caracteriza por una inversión tectónica que tiene lugar a finales del Cretácico superior a todo lo largo de la Cadena Celtibérica. Esta pasó de ser un surco sedimentario complejo con subsidencia en régimen extensional, a configurarse como un área emergida y sometida a compresión, mediante pliegues y cabalgamientos.

Estas deformaciones, producto de numerosas fases de compresión de distinta intensidad configuran la distribución de la Cuenca Celtibérica donde se va a producir la sedimentación continental entre el Paleoceno y el Mioceno inferior-medio, en cubetas individualizadas que se rellenan por depósitos de tipo continental.

El análisis de estos depósitos, se ha establecido a partir de las diferentes unidades tectosedimentarias (UTS) que se han definido en las «cubetas» que cubren el contexto de la Hoja de Daroca: depresión del Ebro y depresiones Ibéricas.

En estas depresiones el comienzo de la sedimentación se realiza a partir de la UTS-T<sub>1</sub>, de edad Cretácico-superior-Paleoceno y que corresponde a depósitos de origen continental.

El límite superior de esta unidad tectosedimentaria (UTS-T<sub>1</sub>) es una ruptura definida por un salto granulométrico brusco coincidente con la aparición de un extenso manto conglomerático que se corresponde con la siguiente unidad (UTS-T<sub>2</sub>) de edad Eoceno superior-Oligoceno inferior. Desde el punto de vista paleogeográfico, esta unidad no presenta variaciones importantes, tan sólo se ha de tener en cuenta un cierto aumento de las facies lutíticas hacia sectores más occidentales de la Hoja. En la vertical, esta unidad conglomerática presenta una evolución cíclica compleja, siendo, a grandes rasgos, granodecreciente en su tercio inferior y granocreciente en sus dos tercios superiores.

El paso de la unidad UTS-T<sub>2</sub> a la siguiente UTS-T<sub>3</sub> es reconocible en el sector de Montalbán y guarda una estrecha relación con estructuras NNO-SSE. Ambas unidades constituyen un abanico de capas. El límite entre ambas viene dado por una discordancia sintectónica que lateralmente se manifiesta como una ruptura sedimentaria, dada por un aumento brusco en el tamaño de los cantos.

La evolución vertical en este sector de la Hoja, tras el episodio diastrófico que origina la ruptura UTS-

T<sub>2</sub>/UTS-T<sub>3</sub>, sigue un episodio de actividad tectónica decelerada que viene reflejada por la aparición de canales conglomeráticos con bases erosivas muy marcadas en las zonas proximales del abanico (encajamiento de la red). Este hecho es patente en la zona nororiental de la cubeta de Alloza, mientras que en otras zonas de la misma y áreas de la Hoja E. 1:200.000 este hecho es de menor importancia.

En las postrimerías del Oligoceno, coincidiendo con la parte superior de la UTS-T<sub>3</sub>, se esboza el inicio de una etapa de aceleración tectónica, hecho que se refleja a techo de la unidad, registrándose un episodio de máximo diastrofismo, que origina la discordancia que separa las unidades UTS-T<sub>3</sub> y UTS-T<sub>4</sub>. Se puede deducir que esta etapa de aceleración fue continua y progresiva culminando con el episodio mencionado.

La unidad UTS-T<sub>4</sub> de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior corresponde con un sistema aluvial producido por un máximo en el diastrofismo estructural de la cuenca, a partir del cual aparece un episodio de «estabilidad» tectónica, durante el cual los conglomerados grises, areniscas, lutitas ocre y yesos beige de la UTS-T<sub>4</sub> retrogradan sin que se detecten encajamientos en la red.

La aparición de las unidades UTS-T<sub>5</sub> y UTS-T<sub>6</sub> corresponde con otro máximo en la evolución diastrófica de la cuenca. Esta se presenta con una evolución vertical compleja, constituida por tres secuencias granocrecientes, todas ellas iniciadas bajo condiciones de actividad pulsante. Sin embargo, esta actividad que se produce dentro de estas UTS, responde a diferentes situaciones tectónicas. Así, los materiales basales de la unidad se hallan implicados en una discordancia progresiva, hecho que se aprecia en las cercanías de la localidad de Alcorisa. Por el contrario, los depósitos pertenecientes a las dos últimas secuencias no presentan deformación, por lo que los movimientos podrían ser sólo de carácter distensivo (fallas normales).

Estos movimientos que se producen a partir del Mioceno medio (Aragoniense) dan paso al régimen distensivo que caracteriza al Neógeno superior y Cuaternario en la Cordillera Ibérica.

En él la individualización de cuencas es aún mayor, relleniéndose con las UTS-T<sub>7</sub> y siguientes. La primera de ellas (UTS-T<sub>7</sub>) forma un ciclo granodecreciente que responde a la colmatación de las distintas cubetas mediante abanicos aluviales y facies asociadas: fluviales, playas salinas, palustres y lacustres.

Una suave discordancia se sitúa en el Mioceno superior-Plioceno sobre la UTS-T<sub>7</sub> que supone el inicio de la UTS-T<sub>8</sub> y que se manifiesta con la presencia de unas facies terrígenas de origen fluvial, que dan pa-

so al conjunto carbonático conocido como la Unidad Páramo 1, ITGE (1983).

Otra suave discordancia se sitúa en el Plioceno inferior sobre la UTS-T<sub>8</sub> y es un preludio de la fase Iberomanchega I (AGUIRRE et al., 1976).

La colmatación de las cuencas tiene lugar durante el Plioceno medio y se corresponde aproximadamente con el nivel de «Calizas del segundo páramo» (UTS-T<sub>9</sub>).

Los depósitos detríticos rojos (UTS-T<sub>10</sub>) existentes sobre las «Calizas del segundo páramo» son correlativos con los primeros impulsos tectónicos que van a tener lugar posteriormente. En efecto, a comienzos del Plioceno superior se produce una importante fase tectónica distensiva (fase Iberomanchega, AGUIRRE et al., 1976) con creación de fallas normales, NO-SE y NNE-SSO, que en parte reactiva las fallas miocenas o afecta a fracturas anteriores NO-SE que no habían actuado en dichos tiempos. En estos tiempos se origina la fosa del Jiloca, la de Gallocanta

y la depresión central de la Hoja de Odón (490). Se produce un intenso levantamiento de algunos bloques que dan lugar a los relieves observables hoy en día: Sierra del Calderero, Sierra de Tornos-Santed, Sierra de Vicor-Alqairén, Sierra de Lidón. El relieve creado tiende a rellenarse mediante abanicos aluviales, con morfología de glacis, durante el Plioceno superior y Cuaternario inferior.

La actividad tectónica distensiva continúa durante el Cuaternario afectando a los glacis pliocuaternarios, creando depósitos con morfología de glacis.

Durante gran parte del Pleistoceno (inferior y medio?) debieron dominar las condiciones endorreicas en la mayor parte del área estudiada, que se manifiesta de forma clara en el área de Gallocanta hasta nuestros días.

Se detectan al menos dos fases frías durante el Cuaternario manifestadas por procesos de regularización de vertientes.

## 5. GEOLOGÍA ECONÓMICA.

### 5.1. MINERÍA Y CANTERAS.

En la Hoja E. 1:200.000 de Daroca existen indicios y explotaciones mineras, algunas de ellas conocidas y explotadas desde muy antiguo. Unas se relacionan con el Paleozoico (indicios y explotaciones de minerales metálicos) mientras que otras están conectadas con el Mesozoico (explotación de lignitos de la Fm. Escucha e indicios de Uranio en la facies Buntsandstein).

En cuanto a canteras, no hay una correlación estratigráfica definida, pues se explotan materiales en prácticamente todos los sistemas de la Hoja, tanto paleozoicos (explotación de cuarcitas para áridos) como mesozoicos (calizas, arenas silíceas, caolines, arcillas), terciarios (yesos, arcillas, calizas) y cuaternarios (materiales granulares de los ríos y algunos coluviones que suministran áridos de construcción).

En la figura 5.1.1 se da un cuadro resumen de las actividades extractivas e indicios de la Hoja, con doble entrada por Hojas a E. 1:50.000 y por sustancias.

Los yacimientos que merecen un comentario más amplio son los de Fe, Ba y lignito. Entre los primeros hay que distinguir los de tipo oolítico y los de acumulación kárstica.

#### A) Yacimientos de Fe de tipo oolítico.

El más conocido es el de la Mina Marité, actualmente abandonada. Estratigráficamente, se sitúa en la parte basal de la Fm. Castillejo, límite Ordovícico-Silúrico, donde constituye el Miembro Marité.

Ha sido descrito por GUTIÉRREZ MARCO et al. (1984). Se localiza en las cercanías de Luesma (Hoja E. 1:50.000, número 466, Moyuela). Se trata de algunos niveles de oolitos ferruginosos, de los que el más importante alcanza una potencia de 3,5 m. Existen otros dos niveles mineralizados, de 2 y 3 m de espesor, situados algunos metros por encima del primero. Los tres han sido explotados de forma ocasional: los dos basales a cielo abierto y el tercero por medio de una galería.

La paragénesis es de magnetita, hematites, goetita y clorita con siderita y pirita accesorias.

Según GUTIÉRREZ MARCO et al. (op. cit.), su posición estratigráfica se relaciona con una estabilización de la transgresión iniciada en el Ordovícico inferior.

#### B) Yacimiento de Fe de acumulación kárstica (Sierra Menera).

Se encuentra localizado en la Hoja E. 1:50.000, número 515, El Pobo de Dueñas y tras un largo perío-

do de explotación fue cerrada en el año 1986. Sus reservas se estiman cercanas a los 110 millones de Tm.

El mineral está formado casi exclusivamente por goetita, con cantidades muy pequeñas de hematites y otros accesorios.

Arma en un tramo carbonatado paleozoico que constituye la Formación Caliza de Cistideos, de edad Ashgillense.

Según FERNÁNDEZ-NIETO et al. (1986), el origen de este yacimiento es sedimentario. El mecanismo de formación partiría de un depósito de carbonatos de hierro y magnesio que fue sometido en épocas pliocenas o pliocuaternarias a procesos de lixiviación subterránea con formación de un karst subsuperficial. Los iones biocarbonato, calcio y magnesio serían removilizados, dejando un depósito residual de hidróxidos de hierro, transformado de estado ferroso a férrico, que se acumularía rellenando las cavidades del karst.

#### C) Yacimientos de Ba.

Han sido estudiados por SORIANO y BESTEIRO (1984). Los indicios y explotaciones antiguas están dispersos por un área comprendida entre Bádenas y Herrera de los Navarros (Hojas E. 1:50.000, números 466 y 439, Moyuela y Azuara).

Forman filones y masas irregulares que encajan en fracturas subverticales de dirección ONO-ESE que afectan a materiales paleozoicos. Su espesor oscila entre 0,5 m y un máximo ocasional de 6 m.

Se han explotado intermitentemente y su interés económico es escaso.

Para explicar su génesis, los autores citados han propuesto un modelo en el que las rocas ígneas presentes en la zona serían las fuentes primarias de bario. Su acumulación se realizaría por una removilización posterior, gracias a la intervención de fluidos capaces de transportar y concentrar selectivamente el bario en las fisuras.

#### D) Otros indicios metálicos

Existen diseminados por toda la Hoja una serie de indicios cuyo interés como posibles explotaciones es mínimo, por lo que se reseñan en el cuadro resumen (fig. 5.1.1).

#### E) Explotaciones de carbón.

La minería del carbón (lignito) ocupa un lugar preponderante, por su importancia económica, dentro

HOJA E: 1:50.000	MINERIA								CANTERAS					
	C	U	Ba	Pb	Zn	Fe	Cu	Mn	CAOLIN	YESOS	CALIZAS	ARCILLAS	GRAVAS	OTROS ARIDOS
ATECA			E.P.	I					I	E.A.	E.I.		E.I.	E.P.
PANIZA			E.I.	I			I			E.A.	I		E.I.	
AZUARA			E.P.								I			
BELCHITE										E.A.	I		E.I.	
USED			E.P.						E.A.		E.I.			
DAROCA			E.I.	I							I	E.A.	E.I.	
MOYUELA			E.P.	I	I	E.P.	I				I			
MUNIESA	E.A.									I	I	I		
ODON											I			
CALAMOCHA			I		I		I		I	E.A.	I	E.I.		
SEGURA DE B.			I	E.P.		E.P.			I	E.P.	E.P.			E.P.
OLITE	E.A.	I						E.P.	E.A.		I	E.I.		
EL POBO DE O.		I				E.P.					E.P.			
MONREAL											E.A.		E.I.	
ARGENTE	E.A.										I	E.I.		
MONTALBAN	E.A.		E.P.						E.A.		E.I.			

FIG. 5.1.1 —Cuadro resumen de la minería y canteras distribuido por sustancias y Hojas E: 1:50.000 (E.A.) Explotación activa, (E.P.) Explotación parada, (E.I.) Explotación intermitente (I) Indicios.

del panorama minero de la Hoja, y comprende una de las zonas lignitíferas más importantes, considerada a nivel nacional.

Aun perteneciendo a una sola cuenca sedimentaria, se han explotado dos áreas por motivos de afloramiento y recubrimiento: la de Val de Ariño y la de Escucha. Ambas están situadas en el cuadrante SE de la Hoja, la primera de ellas al N de la segunda y se hallan ocupando parte de la superficie de las Hojas a E. 1:50.000, números 493 (Oliete), 517 (Argente) y 518 (Montalbán).

Los niveles productivos se sitúan estratigráficamente dentro de la Formación Escucha.

De los tres miembros en que se ha subdividido la Formación, el lignito se encuentra en los Miembros Inferior y Medio.

En el primero de ellos se localizan las capas Q, R y S según la nomenclatura empleada en Val de Ariño y la 3.<sup>a</sup>, 4.<sup>a</sup>, 5.<sup>a</sup> y 6.<sup>a</sup> del área de Escucha. Estas son las capas más explotadas y de mejor rendimiento, aunque las de distribución más irregular.

El Miembro Medio contiene las capas P y O de Ariño y 1.<sup>a</sup> y 2.<sup>a</sup> de Escucha. Los lignitos son algo más potentes y continuos pero de peor calidad.

El Miembro Superior es estéril o con indicios irrelevantes.

Los espesores de las capas son muy variables, normalmente de un metro o poco más. Por ejemplo, en el área de Escucha las capas 1.<sup>a</sup> y 2.<sup>a</sup> oscilan entre 1 y 2 m y la 3.<sup>a</sup>, 4.<sup>a</sup> y 6.<sup>a</sup> se aproximan al metro. En numerosas ocasiones se explotan grupos de capas en las que se arranca tanto el lignito como los niveles de arcillas carbonosas intercalados. El espesor acumulado de carbón explotado en estos casos varía entre 1 y 3 m.

En el área de Val de Ariño, las potencias de las capas son del mismo orden que en la zona de Escucha o levemente mayores. A veces se ha llegado, en la explotación de grupos de capas, a totalizar 10 m de carbón acumulado en 16 de mezcla lignito-estéril.

Respecto a la calidad del carbón, es muy variable, y los análisis muestran gran dispersión en sus componentes dependiendo de la proporción de impurezas arrancadas con el carbón.

El destino al que se dedica es a generación termoeléctrica en dos centrales generadoras situadas en cada una de las áreas productoras.

La producción de la zona en el año 1983 fue de unos 6 millones de Tm.

La génesis se relaciona con un modelo de sedimentación en una llanura litoral pantanosa.

#### F) Canteras.

La explotación de masas canterables o de minerales industriales está bien representada en la Hoja. La enumeración de todas las explotaciones sería tediosa, por lo que se remite al lector interesado al cuadro resumido de actividades extractivas (fig. 5.1 1) y a otras publicaciones especializadas.

## 5.2. HIDROGEOLOGÍA.

Este capítulo, dedicado a una somera descripción de la hidrogeología subterránea, se aborda fundamentalmente desde el análisis de las unidades cartografiadas que pueden constituir acuíferos por su litología, potencia, fracturación y relación con las unidades cartográficas infra y suprayacentes.

Se mencionan igualmente las unidades hidrogeológicas que, definidas por el ITGE (1970), permiten un estudio concreto, el establecimiento de los balances y la aplicación de modelos matemáticos para una más correcta planificación de los recursos.

A modo de introducción merece la pena reseñar, que hidrológicamente la Hoja de Daroca pertenece en su mayor parte a la cuenca hidrográfica del Ebro, salvo la esquina SO de la misma que se halla incluida en la del Tajo. Actúa como divisoria de aguas entre ambas la alineación formada por la Sierra de Caldereros y Menera. Al Sur, existe un pequeño retazo perteneciente a la cuenca del Júcar, actuando como divisoria de aguas en este caso las Sierras de la Costera y Lidón.

En la cuenca del Tajo cabe mencionar el nacimiento del río Gallo que discurre en dirección Este-Oeste, mientras que en la parte correspondiente al Júcar sólo existen arroyos, barrancos y ramblas de carácter estacional.

En cuanto a la cuenca del Ebro los cursos de agua que nacen y se desarrollan en la Hoja son:

- Los ríos Jiloca y Piedra, afluentes del Jalón, que recorren la Hoja en dirección Sur-Norte. El Jiloca genera un amplio valle que actúa como vía principal de comunicaciones; el Piedra origina, antes del Embalse de la Tranquera, un enclave de interés: el Monasterio de Piedra.
- El río Huerva, que nace entre las Sierras de Cucalón y Oriche, bordea la Sierra de Herrera y se embalsa, antes de salir de la Hoja, en el Embalse de las Torcas.

- El río Cámara-Aguasvivas nace en la vertiente Norte de la Sierra de Herreras y recorre el sector NE de la Hoja en dirección Oeste-Este.
- El río Martín que nace al Sur de la Sierra de Cucalón y discurre por la zona sur oriental de la Hoja.

Finalmente mencionaremos la cuenca endorréica de la Laguna de Gallocanta, de alto valor ecológico y directamente relacionada con el acuífero Líasico subyacente.

El clima es típicamente continental con inviernos muy fríos y veranos relativamente calurosos, siendo la precipitación media anual del orden de 550-450 mm, irregularmente repartida entre las zonas montañosas y los llanos, así como estacionalmente.

Hidrogeológicamente y bajo el punto de vista de las Formaciones susceptibles de constituir acuífero, analizamos a continuación, siguiendo un orden estratigráfico de muro a techo, los siguientes:

- Conjunto cartográfico constituido por las Fm. Dolomías tableadas de Imón, Carniolas de Cortes de Tajuña y Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (31). De edad Lías inferior, este conjunto cartográfico constituye sin duda el acuífero más interesante de la zona por su naturaleza (calizas y dolomías), su potencia (entre 200 y 400 m), su fracturación y la presencia de la facies Keuper infrayacente, y las Fms. Cerro del Pez, Barahona, y Turmiel suprayacentes que actúan como límites impermeables.
- Unidad cartográfica Fm. Carbonatada de Chelva (34). De edad Dogger-Malm. Constituye igualmente un buen acuífero, aunque probablemente su calidad como tal esté más condicionada por su fracturación.
- Unidades cartográficas del Cretácico superior. Desde el punto de vista hidrogeológico, el Cretácico superior es potencialmente un buen acuífero, tanto para las Formaciones de la Ibérica Central: Fms. Calizas dolomíticas de Nuévalos, Calizas nodulosas de Monterde, Calizas bioclásticas de Jaraba, Calizas dolomíticas del Embalse de la Tranquera, Calizas de Hontoria del Pinar, Calizas del Burgo de Osmá, Dolomías, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos, y Calizas con cantos negros de la Sierra de la Pica (42 y 43) como las unidades del Maestrazgo: Fms. Calizas y margas de Mosqueruela, Dolomías del Barranco de los Degollados, Calizas de los Organos de Montoro, Margas y calizas de la Cañadilla, y Calizas de Fortanete (52 y 53).

Los acuíferos constituidos por el conjunto o algunas de estas Formaciones, son en general importantes, pues a la naturaleza calcodolomítica de los mismos se une su extensión regional, la potencia del conjunto y su fracturación.

Las unidades antes mencionadas deben ser el objetivo fundamental cuando se plantean proyectos hidrogeológicos de gran alcance, tales como la puesta en regadío de grandes extensiones, abastecimientos urbanos o industriales con grandes necesidades o la utilización de los acuíferos como reguladores del flujo en una política de utilización conjunta agua superficial-agua subterránea.

De estos grandes acuíferos, que en general son libres o semiconfinados, se pueden esperar altos caudales y transmisividad del orden de 500 m<sup>3</sup>/día de media. La buena explotación residirá en ubicar las captaciones donde se conjugan la máxima fracturación con el máximo de acuífero saturado, por lo que tiene importancia el conocimiento del nivel estático regional.

Sin embargo, una serie de necesidades, no por pequeñas menos importantes, como abastecimiento a núcleos urbanos o utilización agrícola-ganadera de pequeña escala, puede solucionarse a partir de numerosos acuíferos locales, de características peores a las de los grandes conjuntos mencionados, como pueden ser a modo de ejemplo los constituidos por: facies Muschelkalk con limitaciones de potencia y calidad, algunos niveles calcáreos intercalados en el Cretácico inferior, niveles conglomeráticos o de arenas del Terciario y, finalmente los cuaternarios fluviales (Jiloca, algunos tramos del río Huerva, otros del Cámara-Aguasvivas y del río Martín)

En estos otros acuíferos, que en general serán confinados o de tipo multicapa, las transmisividades serán menores (entre 20 y 80 m<sup>3</sup>/día) y la buena explotación vendrá determinada por el mejor aprovechamiento de los niveles acuíferos junto al nivel estático regional que en el caso de los cuaternarios, coincidirá con el nivel del río.

Desde el punto de vista de los sistemas acuíferos definidos en el área, utilizaremos la nomenclatura adoptada por el ITGE en su Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS) que elaborado en los años setenta está siendo permanentemente puesto al día a partir de los datos pluviométricos, hidrológicos, de explotación de acuíferos, ensayos de bombeo, análisis de calidad de agua, etc., en las oficinas regionales del ITGE y otras entidades colaboradoras

La Hoja de Daroca comprende parcialmente los sistemas 57 y 58 del mencionado PIAS.



El sistema 57 denominado Mesozoico de Monreal-Gallocanta ocupa la zona limitada por los ríos Jiloca y Pancrudo al NE y los límites de Hoja Sur y Oeste. Se individualizan en él los subsistemas siguientes: Piedra-Gallocanta, Valle del Jiloca y Cella-Molina de Aragón.

De manera orientativa, para fijar las órdenes de magnitud, los recursos en el sistema en 1980-81 eran de 455 Hm<sup>3</sup>/año.

El sistema 58 denominado Mesozoico Ibérico de la Depresión del Ebro, ocupa dentro de la Hoja una banda de dirección NO-SE que incluye las Sierras de Herrera, Oriche, Cucalón, San Just y Arcos, individualizándose las subzonas Jalón-Aguasvivas, Cubeta de Oliete y Depresión Calatayud-Montalbán.

Como datos más significativos de estos subsistemas merece la pena citar los 50 Hm<sup>3</sup>/año que drena el río Martín del acuífero de Oliete o los 60 Hm<sup>3</sup>/año que de la Depresión Calatayud-Montalbán drenan los ríos Jalón, Huerva y Aguasvivas.

Como resumen a los numerosos trabajos realizados por el ITGE se llegó a las siguientes propuestas que siguen teniendo vigencia: ampliación de los regadíos del Valle del Jiloca, zona de Gallocanta, Muel-Bel-

chite y cuenca del río Martín en más de 12.000 ha, regulación del río Gallo, del Embalse de la Tranquera y del caudal de estiaje de los ríos Huerva y Martín.

En cuanto a la calidad del agua, no existen en la zona problemas de contaminación, las aguas serán en general carbonatadas calcico-magnésicas llegando a clasificarse como minero-medicinales: Segura de los Baños o Jaraba actualmente en explotación y comercialización como tales.

Los datos actualizados de explotación, recursos, calidad, etc., se pueden consultar en el ITGE que, como hemos indicado, realiza un seguimiento periódico de los acuíferos. La entrada en vigor de la nueva Ley de Aguas aumenta el protagonismo de las Confederaciones Hidrográficas y Entes Autonómicos que deberán tenerse en cuenta si se abordan proyectos hidrogeológicos de gran escala.

A modo de resumen, existen en la Hoja de Daroca acuíferos importantes en volumen y extensión, así como otros de interés puntual; existen excedentes de agua subterránea, no se plantean problemas de calidad, y se pueden abordar proyectos de regulación y explotación conjunta del binomio agua superficial-agua subterránea

## 6. BIBLIOGRAFÍA

- ADROVER, R.; FEIST, M.; HUGUENEY, M.; MEIN, P., y 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*, t. 295, pp. 231-236.
- AGUILAR, M. J.; RAMÍREZ DEL POZO, J., y RIBA, O. (1971). Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Est. Geol.* t. 27, pp. 497-512.
- AGUIRRE, E.; DIAZ, M., y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neogeno de la Meseta sur española. *Trabajos Neog.-Cuaternario*, 5, pp. 7-29.
- ALLEN, J. R. L. (1964). Studies in fluvial sedimentation: Six cyclothemes from the Lower Old Red Sandstone. Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, v. 3 (3), pp. 163-198.
- ALLEN, J. R. L. (1965). A review of the origin and characteristics of the recent alluvial sediments. *Sedimentology*, v. 5 (2), pp. 89-191.
- ALMELA, A. (1959). El Cretácico en España. II. El Maestrazgo y la Cordillera Litoral Catalana. *XX Cong. Geol. Int. México*, 1956, t. 1, pp. 405-423.
- ALMUNIA, A. (1984). Estratigrafía y sedimentología del Cretácico superior carbonatado al oeste del Maestrazgo. *Tesis de Licenciatura*. Univ. de Zaragoza.
- ALMUNIA, A.; ARQUED, V., y MELÉNDEZ, A. (1985). Características sedimentarias durante el ciclo Senonense en el Maestrazgo. *Trabajos de geología*. Universidad de Oviedo. Vol. 15, pp. 159-167.
- ALONSO, A. et al. (1985 a). Modalités de la regression sur le detroit iberique (Espagne) a la fin du Crétacé. Transgressions-regressions au Crétacé (France et Regions voisines). *Colloque Univ. de Dijon* (Francia).
- ALONSO et al. (1985 b). Origine et evolution du detroit iberique au Crétacé superieur. Transgressions-Regressions au Crétacé (France et regions voisines). *Colloque Univ. de Dijon* France.
- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1978). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.* Homenatge a Lluís Solé i Sabarís, t. 14, pp. 172-177.
- ÁLVARO, M. y CAPOTE, R. (1973). Las estructuras menores de las calizas jurásicas de la Sierra de Altomira (Cuenca). *Estud. geol.* 29 (5), pp. 467-478.
- ANADON, P. (1983). Estudio sedimentológico del Terciario de la Hoja de Teruel (E 1:200 000). *Inf. Complement.* ITGE.
- ARCHE, A. et al. (1977). Evolución vertical de los sedimentos carbonatados del Lías medio y superior de Sierra Palomera (Teruel). *Est. Geol.* 33, pp. 571-574.
- ARQUED, V. (1984). La serie Carbonatada del Cretácico superior en el Maestrazgo septentrional. Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía. *Tesis de Licenciatura*. Univ. de Zaragoza.
- ARRIBAS, J. (1984). Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincias de Soria y Zaragoza). *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense, Madrid, pp. 354.
- ARRIBAS, J. y DE LA PEÑA, J. A. (1984). Sedimentología y diagénesis de la barra carbonatada inferior en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincia de Zaragoza). *Publicaciones de Geología* n.º 20. Univ. Autónoma de Barcelona, pp. 131-139.
- ARRIBAS, J. (1985). Las facies superiores del Muschelkalk en el borde norte de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica* n.º 11 (en prensa).
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, pp. 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 Appalachian and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, pp. 1305-1320.
- AURELL, M. y MELÉNDEZ, A. (1987). Las bioconstrucciones de corales y sus facies asociadas durante el Malm en la Cordillera Ibérica Central (provincia de Zaragoza). *Estudios Geol.*, 43, pp. 261-269.
- BARTSCH, G. (1966). Geologische untersuchungen in den ostlichen Iberischen Ketten zwischen rio Jalón und der strasse Miedes-Codos-Cariñena (Sapnies). *Tesis. Westfälische Landes Universita zu Munster*. Westfalen.

- BENKE, K. (1981). Middle to upper Jurassic sequences in the North western Celtiberian Chains (Spain) and adjacent Areas. *Sedimentology, Stratigraphy and Paleogeography, Facies*, 4, pp. 84-164.
- BIROT, P. (1960). Morphologie des monts celtibériques orientaux. *Bull. sect. Geogr.*, vol. 72, pp. 101-130.
- BOULOUARD, C. y CANEROT, J. (1970). Données nouvelles sur l'Aptien supérieur et l'Albien dans le bas Aragon et le haut Maestrazgo (Espagne). *Bull. de Centr. de rech. de Pau* (4): 2, pp. 453-463.
- BRINKMAN, R. (1960-62). Aperçu sur les Chaînes Iberiques du Nord de l'Espagne. Livre Mem. Prof. Paul Fallot. *Soc. Geol. France. Mém. hors sér.* 1, pp. 291-299.
- BULARD, P. F. (1966). Sur les faciès et l'extension de Jurassique supérieur au sud de Saragosse (Espagne). *Comptes rendus des Séances de l'Académie des Sciences (Paris)*, 263, pp. 220-223.
- BULARD, P. F. (1971). La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure Nord-est des Chaînes Iberiques. *Cuadernos de geología Ibérica* Univ. de Madrid, 2, pp. 425-438.
- BULARD, P. F. (1972). Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Iberique sur la bordure du Bassin de l'Ebre. *Tesis Doctoral*. Fac. des Sciences Université de Nice, pp. 1-353.
- BULARD, P. F. y CANEROT, J. (1969). La transgression du Crétacé inférieur sur le substratum jurassique dans la haute vallée du río Matarraña (Prov. Teruel, Espagne). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 105, pp. 365-373.
- BULARD, P. F. et al. (1974). La discontinuité entre le Jurassique moyen et supérieur dans les Chaînes Iberiques. *C. R. Acad. Sc. Paris* (278) 17, pp. 2107-2110.
- CABRERA, L. (1983). Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la cuenca del Ebro. *Tesis Doctoral*. Univ. de Barcelona, 443 pp.
- CALVET, F. y RAMÓN, X. (1985). Estratigrafía, Sedimentología y diagénesis del Muschelkalk inferior de los Catalánides. *Cuad. Geol. Ibérica* n.º 11 (en prensa).
- CALVET, F.; MARCH, M., y PEDROSA, A. (1985). Estratigrafía, Sedimentología y diagénesis del Muschelkalk superior de los Catalánides. *Cuad. Geol. Ibérica* n.º 11 (en prensa).
- CALVO, J. M.; GIL, E., y MELÉNDEZ, G. (1987). Megaplanolites Ibericus (Ichnogen et Ichnosp. nov.). A new trace fossil from the upper Jurassic (Upper most Oxfordian) of Bueña (Teruel Province, Iberian Chain, Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimat., Palaeoecolog.* 61, pp. 199-204.
- CANEROT, J. (1967). Découverte de l'Albien marin et paléogéographie du Crétacé dans le Maestrazgo nordoriental. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 5, pp. 182-183.
- CANEROT, J. (1968). Sur la tectonique du Maestrazgo nordoriental (Espagne) et ses relations avec la paléogéographie du Crétacé et du Tertiaire. *C. R. S. Soc. Geol. Fr., série D*, fasc. 1, pp. 10-12.
- CANEROT, J. (1969). La question de l'Utrillas dans le domaine Ibérique. *C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 1, pp. 11-12.
- CANEROT, J. (1969). Observations stratigraphiques et paléogéographiques dans la région d'Ejüve-La Zoma (prov. de Teruel, Espagne). *Bull. soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 104, fasc. 3-4, pp. 444-448.
- CANEROT, J. (1969). Sur le Crétacé inférieur de la région de Peñagolosa, Codos et Vistabella del Maestrazgo. (Prov. de Castellón, Espagne.) *C. R. som. soc. geol. Fr.*, fasc. 6, pp. 209.
- CANEROT, J. (1969). Observations géologiques dans la région de Montalbán, Aliaga et Alcorisa (prov. de Teruel, Espagne). *C. R. som. soc. Geol. Fr.*, fasc. 8, p. 319.
- CANEROT, J. (1970). Stratigraphie et paléogéographie du Crétacé inférieur de la région d'Oliete (prov. de Teruel, Espagne). *C. R. som. soc. Geol. Fr.* fasc. 3, pp. 119.
- CANEROT, J. (1971). L'Évolution paléogéographique du domaine ibérique oriental pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, in *C. R. 96<sup>e</sup> Cong. Nat. Soc. Savantes* Toulouse, t. I sect. sc., pp. 315-320.
- CANEROT, J. (1974). Recherches géologiques aux confins des Chaînes Iberique et Catalane (Espagne). These Sciences, Toulouse, ENADIM-SA, Travaux de Tesis, série 5, n.º 4, 520 pp.
- CANEROT, J. (1980). Excursion géologique a la région de Utrillas (prov. de Teruel). *Guía del XIII Curso de Geología Práctica. Teruel*, 5 pp., 17 figs.

- CANEROT, J. (1980). La Cubeta Eocretácica de Oliete: un modelo sedimentológico y paleoecológico de una cuenca de borde. *Guía de Excursión. XIV Curso de Geología Práctica*, Teruel, 6 pp., 14 figs.
- CANEROT, J.; GUGNY, P. y MURAT, B. (1982). Le bassin eocretacé d'Oliete (prov. de Teruel). Espagne: un modele de bassin de plate-forme instable. *Cuadernos de Geol. Ibérica*, vol. 8, pp. 267-282.
- CANEROT, J. (1985). Cycle alpin des iberides. in: le Jurassique des Iberides. *Actes du lab. de geol. Sedim. et Paleont. de l'Univ. P. Sabater*. Toulouse, vol. 2, pp. 15-32.
- CANEROT, J. (1985). Structure d'ensemble des Iberiques. in: Le Jurassique des Iberides. *Actes du lab. de geol. sedim. et Paleont. de l'Univ. P. Sabater*. Toulouse, vol. 2, pp. 13-15.
- CANEROT, J., CUGNY, P.; PARDO, G.; SALAS, R., y VILLENA, J. (1982). Ibérica Central-Maestrazgo in: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense. Madrid, pp. 273-344.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J. J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A., y YÉBENES, A. (1980). Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geológico-Mineros*, vol. 5. ITGE. Madrid.
- CAPOTE, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983). La estructura herciniana en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica. *Libro jubilar J. M. Ríos*, tomo I, pp. 513-529.
- CARENAS, B.; GARCÍA, A.; CALONGE, A.; PÉREZ, P., y SEGURA, M. (1987). Middle Cretaceous (Upper Albian-Turonian) in the Central sector of the Iberian ranges (Spain). *3rd International Cretaceous Symposium*. Tübingen Spt. 1987. Abstract, pp. 4.
- CARLS, P. (1962). Erläuterung zur geologischen kartierung bei Luesma und Fombuena in dem Ostlichen Iberischen Ketten, NE-Spanien. *Dipl.-Arb. Math.-Naturwiss. Fak. Univ. Würzburg*, 91 pp.
- CARLS, P. (1975). The Ordovician of the Eastern Iberian Chains near Fombuena and Luesma (prov. Zaragoza, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 150, 2, pp. 127-146. Stuttgart.
- CARLS, P. (1983). La Zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*, tomo III, pp. 11-32.
- CARLS, P. y GANDL, I. (1967). The Lower Devonian of the Eastern Iberian Chains (N. E. Spain) and the distribution of its Spiriferacea, Acastarinae and Asteropyginae. *Int. Sym. Devonian System*, pp. 453-464.
- CARLS, P. y GANDL, I. (1969). Stratigraphie und Conodonten des Unter Devons der Ostlichen Iberischen Ketten (N. E. Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* (132). 2, pp. 155-218.
- CASTILLO-HERRADOR, F. (1974). Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca *BSGF* (7), 16, 6, pp. 666-676.
- CERVERA, A.; PARDO, G., y VILLENA, J. (1976). Algunas precisiones litoestratigráficas sobre la formación «Lignitos de Escucha». *Tecniterrae* n.º 14, pp. 25-33.
- COLERA, I.; RIVAS, P.; SEQUEIROS, L., y VALENZUELA (1978). Algunos Metaderoceras (Ammonitina) del Lías inferior de Almonacid de la Cuba (prov. de Zaragoza, Cordillera Ibérica). *Estudios Geol.*, vol. 34, pp. 309-317, 3 fig., 2 lám.
- COMAS-RENGIFO, M. J. (1985). El Pliesbachense de la Cordillera Ibérica. *Tesis Doctoral* Depto. de Paleontología Fac. de Ciencias Geol. Univ. Compl. de Madrid, pp. 1-591.
- COMAS-RENGIFO, M. J. et al. (1985). Le Lias dans la Rambla del Salto (Sierra Palomera, Teruel). In: Le Jurassique des iberides. *Actes du Lab. de Geol. Sed. et Pal. de l'Univ. P. Sabatier*. Toulouse. (2), pp. 122-142.
- COMAS-RENGIFO, M. J. y GOY, A. (1975). Estratigrafía y Paleontología del Jurásico de Ribarredonda (Guadalajara). *Estudios geol.*, 31, pp. 297-339.
- CONTE, J. C. (1985). Estudio geológico, petrológico y geoquímico de las manifestaciones magmáticas situadas en la depresión Axial del Cámaras y sector N del anticlinal de Montalbán (provincias de Zaragoza y Teruel). *Tesis Licenciatura*. Universidad de Zaragoza. (Inédita.) 310 pp.
- CONTE, J. C. y LAGO SAN JOSÉ, M. (1985). El magmatismo de la depresión del Cámaras y sector N del anticlinal de Montalbán: caracteres geológicos, petrológicos y geoquímicos. *II.º Coloquio Estratig. y Paleograf. Pérmico y*

- Triásico España. La Seu d'Urgel. Vol. Resúmenes*, pp. 35-37.
- CONTE, J. C. y LAGO SAN JOSÉ, M. (1985 b). Características geoquímicas del magmatismo del área de la depresión del Cámaras y sector N de Montalbán (Zaragoza-Teruel). *1.º Congreso Geoquímica. Soria. Vol. Resúmenes*, pp. 135.
- CONTE, J. C.; GASCÓN, F.; LAGO SAN JOSÉ, M., y CARLS, P. (1987). Materiales stephano-permicos en la fosa de Fombuena (provincia de Zaragoza). *Boletín Geológico y Minero. Vol. 4*, pp. 157-167.
- CORTÁZAR, D. (1985). Bosquejo geológico y minero de la provincia de Teruel. *Bol. Comisión Mapa Geológico de España* (12), pp. 263-607.
- CRUSAFONT, M. (1967). Nuevos datos sobre la edad de los sedimentos terciarios de la zona de Utrillas-Montalbán. *Acta Geol. Hispánica. Año II* (5), pp. 115-116.
- DAAMS, R.; FREUDENTHAL, M., y ÁLVAREZ, M. (1987). Ramblian; a new stage for continental deposits of early Miocene age. *Geol. Mijnbouw*, 65, pp. 297-308.
- DELFAUD, J. (1969). Essais sus la geologie dynamique du domaine Aquitano-Pyréneen durant le Jurassique et le Crétacé Inférieur. *Thèse d'Etat, Bordeaux*, tomes 1 a 6.
- DEREIMS, A. (1898). Recherches geologiques dans le sud de l'Aragón. *Le Bigot Freres. Impr.*, pp. 1-199. Thèse Doct. Fac. Sci. Paris.
- DESPARMET, A. (1967). Etude geologique detaillee des environs du Monasterio de Piedra (prov. de Saragosse) *Dipl. Et. Sup. Univ. Dijón*, vol. 10, pp. 1-100.
- DONAYRE (1873). Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. *Memorias de la comisión del mapa geológico de España*
- EL KHOUDARY, R. (1974). Beitrage zur Stratigraphie und Paläontologie des Jura von Ostspanien. VI. Untersuchungen im Oberjura der südwestlichen Iberischen Cordillere unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna (prov. Teruel und Rincon de Ademuz). *N. Jb Geol. Paläont. Abh.*, 144, 3, pp. 296-341.
- EYNON, G. y WALKER, R. G. (1974). Facies relations in Pleistocene outwash gravels, Southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. *Sedimentology*, 21 (1), pp. 43-70.
- FALLOT, P. y BATALLER, J. R. (1927). Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo. *Mem. R. Acad. C. y Artes Barcelona*, XX (8), 143 pp. y 46 figs., 7 láms. 1 corte.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1985). El Bajociense en la Cordillera Ibérica. *Tesis Depto. Paleont. Fac. Ciencias Univ. Compl. Madrid*. 3 tomos.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. et al. (1985). Le Dogger et le Malm de la Sierra Palomera (Teruel). *In: Le Jurassique des Ibérides. Actes du lab. de geol. sed. et pal. de l'Univ. P. Sebatier Toulouse*. (2), pp. 142-153.
- FERNÁNDEZ-NIETO et al. (1986). Papel de la karstificación en la génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Menera (Teruel y Guadalupe). *XX Curso de Geología Práctica. Teruel*, pp. 33-35.
- FLOQUET, M. (1978). Nouvelle interpretation de la serie du Pico Frontes (prov. de Soria. Espagne). Référence pour le Crétacé superieur des Chaînes Iberiques Septentrionales. *C. R. Acad. Sc. Paris*. 286. Ser. D., pp. 311-314.
- FLOQUET, M. y MELÉNDEZ, A. (1982). Características sedimentarias y paleogeográficas de la regresión finicretácica en el sector Central de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Iberica*, vol. 8, pp. 237-257.
- FLOQUET, M. et al. (1981). El Cretácico superior de la región de Alhama de Aragón (Borde Septentrional de la Cordillera Ibérica); Cortes del Embalse de la Tranquera y del río Henar entre Cihuela y Embid de Ariza. *In El Cretácico de la Cordillera Ibérica (sector Central) Grupo español del Mesozoico. Libro guía Jornadas de campo*, pp. 166-207. Univ. Zaragoza.
- FLOQUET, M. et al. (1982). El Cretácico superior de Cameros-Castilla. *El Cretácico de España Universidad Complutense*. Madrid, pp. 387-456.
- FRANKE, V. y ENGEL, W. (1986). Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. *BSGF*: (8) 2, pp. 25-33.
- FREEMAN, T. (1972). Sedimentology and dolomitization of Muschelkalk carbonates (Triásic) Iberian Range, Spain. *AAPG Bull*, 56, pp. 434-453.
- FREYTET, P. (1973). Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (S. France). *Sedim Geol*, 10, pp. 25-60.

- FREYTET, P. (1984). Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émergence et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstructions paléogéographiques. *Bul. C. Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, 8 (1), pp. 223-247.
- FREYTET, P. y PLAZIAT, C. (1982). Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contributions to Sedimentology*, 12, 213 pp.
- GANDL, J. (1972). Die Acastavinae und Astropyginae (Trilobita) Keltiberiens (NE-Spanien). *Abh. senckenberg naturforsch. Ges. Frankfurt a. M.* 530, pp. 1-184.
- GARCÍA, A.; GIMÉNEZ, R., y SEGURA, M. (1985). Un modelo para la etapa «Proto Atlántica» del Cretácico medio en la Cordillera Ibérica suroccidental. *Estudios Geológicos*, vol. 41, pp. 201-206.
- GARCÍA, A. y SEGURA, M. (1984). Les transgressions du Crétacé moyen dans le secteur occidental et meridional de la Chaîne Iberique (Espagne Central). *10.º RAST*, pp. 244.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M., y CARENAS, B. El Cenomaniense de la transversal Valdecabras (Serranía de Cuenca)-Cañada Vellida (Maestrazgo Noroccidental). *1.º Congr. Esp. Geol.*, vol. 1, pp. 43-52.
- GARCÍA RAMOS, J. C. (1985). Estudio sedimentológico del Cretácico inferior. *in Mapa Geológico de España E. 1:200.000 de Teruel*. ITGE. Madrid.
- GARRIDO, M. A. (1973). Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. de Huesca y Lérida). *Tesis doctoral*. Univ. de Granada.
- GARRIDO, A., y VILLENA, J. (1977). El Trías germánico en España: Paleogeografía y estudio de secuencias. *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 4, pp. 37-56. Madrid.
- GAUTIER, F., y MOUTERDE, R. (1964). Lacunes et irregularité des dépôts à la limite du Jurassique moyen de la bordure Nord des Chaînes Ibériques (Espagne). *C. R. Somm. Sc. Soc. Geol. France*, t. 258, pp. 3064-3067.
- GEYER, O.; BEHME, O., y HINKELBEN, K. (1974). Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien, VII. Die Grenzoolithe in Jura von Ostspanien. *N. Jb. Geol. Paläont. abh.*, 145 1, pp. 17-57.
- GÓMEZ, J. J. (1979). El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. Tesis doctoral. *Seminarios de Estratig., Serie Monografías*, 4, 683 pp.
- GÓMEZ, J. J. (1985). El Muschelkalk de la Hoja 1:200.000 de Teruel *in* HERNÁNDEZ, A. et al. *Mapa geológico de España E. 1:200.000*, Hoja n.º 47. Teruel. ITGE.
- GÓMEZ, J. J., y BABIN, R. (1973). Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica, provincia de Valencia). *Estud. Geol.*, 29, pp. 381-388.
- GÓMEZ, J. J., y GOY, A. (1979). Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.*, vol. 35, pp. 569-598.
- GÓMEZ, J. J., y GOY, A. (1981). Evolución lateral de las unidades litoestratigráficas del Jurásico. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, pp. 83-93, 3 fig (Publ. 1981).
- GONZÁLEZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J., y PÉREZ, A. (1984). Estratigrafía y sedimentología del Terciario de la cubeta de Alloza (prov. Teruel). *Bol. Geol. y Min. XCV-V*, pp. 407-428.
- GONZÁLEZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J., y MARTÍNEZ, B. (1985). Análisis tectosedimentario del Terciario de Cuevas de Cañart (prov. Teruel). *Trabajos de Geología*, 15, pp. 169-176. Univ. Oviedo.
- GOY, A. (1985). Jurassique des Iberides. *In: Le Jurassique des Iberides. Actes du Lab. de Geol. Sed. et Pal. de l'Univ. P. Sabatier*. Toulouse 2, pp. 32-56.
- 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.*, vol. 32, pp. 391-423.
- GOY, A.; MELÉNDEZ, G.; SEQUEIROS, L., y VILLENA, J. (1979). El Jurásico superior del sector comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo (Cord. Iber.). *Cuadernos de Geología. Universidad de Granada* (10), pp. 95-106.
- GOY, A., y URETA, S. (1986). Leioceratinae (Ammonitina) del Aaleniano inferior de Fuentelsalz (Cordillera Ibérica, España). *Bolletino della Societa Paleontologica Italiana* (25): 3, pp. 213-216.

- GOY, A., y YÉBENES, A. (1977). Características, extensión y edad de la Formación Dolomías tableadas de Imón. *Cuad. Geol. Iber.* 4, pp. 375-384.
- GUIMERA, J. J., y SANTANACH, P. F. (1978). Sobre la compresión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas. *Acta Geol. Hisp.* 13 (2), pp. 33-42.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. (1980). Graptolites del Ordovícico del Sistema Ibérico. *Tesis de licenciatura, Univ. Complutense de Madrid*, 186 pp., fig. 1-8, lám. 1-13.
- HAHNE, C. (1930). Stratigraphische und tectonische untersuchngen in den Provinzen Teruel-Castellón und Tarragona (Spanien). *Zairsch Deutsch geol. geo. Band 103.* (82) 79, p. 119.
- HERNÁNDEZ et al. (1985). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, 2.ª Serie, 1.ª Ed., Hoja n.º 566. Cella. ITGE. Servicio de Publ. Min. Industria.
- HINKELBEIN, K. (1965). Der Muschelkalk der zentralen Hesperischen Ketten (prov. Teruel, Spanien). Mit eimen Beitrag von O. Geyer. *Oberrhein. Geol. Abh.*, t. 14, pp. 55-95.
- HINKELBEIN, K. (1969). El Triásico y el Jurásico de los alrededores de Albarracín *Teruel*, vol. 41, pp. 35-75.
- ITGE. (1971). Memoria Hoja n.º 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España. E. 1:200.000.
- ITGE. (1973). Memoria Hoja n.º 40 (Daroca) del Mapa Metalogenético de España. E. 1:200.000.
- ITGE. (1974). Mapa de Rocas Industriales, Hoja n.º 40 (Daroca). E. 1:200.000.
- ITGE. (1977). Memoria Hoja n.º 492 (Segura de Baños) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- ITGE. (1981). Memoria Hoja n.º 465 (Muniesa) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- ITGE. (1982). Memoria Hoja n.º 515 (El Pobo de Dueñas) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- ITGE. (1983 a). Memoria Hoja n.º 437 (Ateca) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- ITGE. (1983 b). Memoria Hoja n.º 438 (Paniza) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- ITGE. (1983 c). Memoria Hoja n.º 464 (Used) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- ITGE. (1983 d). Memoria Hoja n.º 465 (Daroca) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- ITGE. (1983 e). Memoria Hoja n.º 490 (Odón) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- ITGE. (1983 f). Memoria Hoja n.º 491 (Calamocha) del Mapa Geológico. E. 1:50.000.
- ITGE. (1983 g). Memoria Hoja n.º 516 (Monreal del Campo) del Mapa Geológico. E. 1:50.000.
- ITGE. (1986). Memoria Hoja n.º 47 (Teruel) del Mapa Geológico de España. E. 1:200.000.
- ITGE. (En prensa). Memoria Hoja n.º 439 (Azuará) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- ITGE. (En prensa). Memoria Hoja n.º 440 (Belchite) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- ITGE. (En prensa). Memoria Hoja n.º 466 (Moyuela) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- ITGE. (1980). Memoria Hoja n.º 517 (Argente) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- ITGE. (1980). Memoria Hoja n.º 518 (Montalbán) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- ITGE. (1980). Memoria Hoja n.º 493 (Oliete) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.
- JOLY, A. (1926). Les resultats d'études géologiques sur la chaîne celtibérique, (Provinces de Teruel, Saragosse, Soria, Logroño. Espagne.) *Comptes rendues du XIV Congres. Geologique international*, 2, pp. 523-524.
- JOSOPAIT, V. (1972). Das Kambrium-Tremadoc. Ateca (NE Spanien). *Fors. Geol. Paläont. n.º 23*, pp. 3-121. Münster.
- JULIVERT, M. (1954). Observaciones sobre la tectónica de la depresión de Calatayud. Arrahona-Sabadell. *Revista del Museo de la ciudad de Sabadell*, 1-18.
- JULIVERT, M. et al. (1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. ITGE, pp. 1-113.
- JURADO, M. J.; RIBA, O., y MELÉNDEZ, F. (1986). Aspectos de la sedimentación triásica en facies Muschelkalk en la cuenca del Ebro. *Acta Geológica Hispánica* (en prensa).
- LAGO SAN JOSÉ, M., y POCOVÍ, A. (1987 a). Le vul-

- canisme calco-alcalin d'âge Stephanien-Permien dans la Chaîne Ibérique (Est de l'Espagne): Géologie et Pétrologie. Reunión: Paléovolcanisme. Paris, In: *Supl. Bull. Soc. française Minéral. Cristall. E. 110. N.º 2 p. 42.*
- LAGO SAN JOSÉ, M. y VAQUER, R. (1987 b). Le vulcanisme calco-alcalin d'âge Stephanien-Permien dans la Chaîne Ibérique (Est de l'Espagne): caractéristiques géochimiques.—Reunión: Paléovolcanisme. Paris, In: *Supl. Bull. Soc. française Minéral. Cristall. t. 110. N.º 2 p. 42.*
- LAGO SAN JOSÉ, M.; VAQUER, R., y POCOVÍ, A. (1987 a). Comportamiento de elementos traza en el magmatismo calco-alcalino de la Cadena Ibérica. *II Congreso de Geoquímica. Soria. Vol. Resúmenes.*
- LAGO SAN JOSÉ, M., ENRIQUE, P.; POCOVÍ, A., y VAQUER, R. (1987 b). Occurrence and characteristics of granitoid xenoliths in calc-alkaline dikes of a Variscan massif of the Iberian Chain (NE Spain). *Soc. Ital. Miner. Petrol. Conference. «granites and their surroundings». Verbania. Vol. Resúmenes.*
- LAGO SAN JOSÉ, M.; CONTE, J. C., y POCOVÍ, A. Petrología y Geoquímica de rocas volcánicas en la Depresión del Cámaras (Zaragoza-Teruel) (en prensa).
- LARDIES, M. D.; MELÉNDEZ, G., y SEQUEIROS, L. (1988). Nuevos datos sobre el Calloviense del Sector Central de la Rama Aragonesa (Cordillera Ibérica). Bioestratigrafía y facies. *Comunicaciones al II Congreso Geológico de España*, 1 pp. 293-296. Granada.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J. P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAMS, R.; DÍAZ, M.; ELÍZAGA, E.; MARTÍNEZ, J.; MORALES, J.; PORTERO, J. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C., y TORRES, T. (1985). Approach to the Spanish Continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation RCMNS. Budapest.
- LOTZE, F. (1929). Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. kl. n. F. 14 (2): I-XIII 1-320, fig. 1-44, lám. 1-17; Berlin.*
- LOTZE, F., y SDUZY, K. (1961). Das Kambrium Spanien. Teil 2, Trilobiten. *Abh. Math. Natur. Kl. Jahr. núm. 7*, pp. 1-594.
- MALLADA, L. (1881). Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. (Con un mapa a escala 1:400.000). *Mem. y Com. Mapa Geol. España. Madrid.*
- MANERA, A. (1981). Determinación de cuatro fases de deformación en la Sierra de Altomira. *Estud. Geol. 37*, pp. 233-243.
- MANSOURIAN, E. (1974). Erläuterungen zur geologischen Kasierung des Gebietes im Raum Murero-Ateca-Montón in der Westlichen Iberischen Ketten (N. E. Spanien). *Dipl. Arb. Würzburg*. pp. 1-98.
- MARFIL, R. et al. (1977). Procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Iber.*, 4, pp. 411-422.
- MARÍN, P. (1974). Stratigraphie et evolution paléogéographique de la Chaîne Celtibérique Oriental. 1-Paléozoïque-Permotrias. *Dip. Est. Sup. Univ. Lyon*. 231 pp. (inérita).
- MARÍN, P. (1974). Stratigraphie et evolution paleogeographique post-hercinienne de la chaîne Celtibérique orientale aux confins de l'Aragon et du haut-Maestrazgo. Le socle paleozoïque et sa couverture Permo-Triásique. *These doct. Univ. Claude Bernard. Lyon.*
- MARÍN, PH., y TOULOUSE, D. (1972 a). Le Lias du nord de la prov. de Teruel (Espagne). Precisions d'ordre Chronos stratigraphique. *Comptes rendus des seances de l'Academie des Sciences (Paris)*. 274, pp. 3.356-3.358.
- MARÍN, PH., y TOULOUSE, D. (1972 b). Le Jurassique moyen et sup. du nord de la prov. de Teruel. Un exemple du passage Dogger-Malm dans la region d'Ariño-Oliete. *Estud. Geol. Instituto Lucas Mallada CSIC 28*, pp. 111-118.
- MARTÍN, L. (1986). Síntesis geológico-minera de las cuencas ligníferas de Oliete-Ariño, Utrillas-Aliaga y Castellote. *ITGE*, pp. 3-231.
- MARTÍN DONAYRE, F. (1873). Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. *Comisión del Mapa Geológico de España. Madrid*
- MARZO, M., CALVET, F.; ORTÍ, F., y SOLE DE PORTA, N. (1985). Evolución sedimentaria del ciclo Triásico en Los Catalánides. *Cuad. Geol. Ibérica col. 11* (en prensa).
- MAS, J. R. (1981). El Cretácico inferior de la región Noroccidental de la provincia de Valencia. *Tesis doctoral, Seminarios de Estratigrafía, Serie*



- Monografías, n.º 8, 476 pp. 165 figs., 33 láms. Madrid.
- MAS, J. R., y ALONSO, A. (1981). Jurásico terminal y Cretácico inferior en facies mixtas terrígenas y carbonatadas. Hojas a escala 1:200.000, Liria y Valencia. Información complementaria. *ITGE* 60 figs.
- MAS, J. R. et al. (1982). Les grandes étapes dans l'évolution du Crétacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne). 9.ª Reunión Anuelle du Sciences de la Terra Hist. Soc. Geol. France, p. 417. París.
- Mc GOWEN, J. H., y GARNER, L. E. (1970). Physiographic features and stratification types of coarse-grained point-bars: modern and ancient example. *Sedimentology*, 14 (12), pp. 77-111.
- Mc GOWEN, J. H., y GROAT, C. G. (1971). Van Horn Sandstone, west Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. *Bureau Econ. Geol. Univ. of Texas Report Invest.* 72, 57 pp.
- MEGÍAS, A. G. (1982). Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. V. Congr. Latinoamericano de Geología. Actas I pp. 385-402. Argentina, 1982.
- MEIN, P. (1975). Report on activity of the Regional Committee on Mediterranean Neogene stratigraphy Working Groups (1971-1975). Bratislava, 154 pp., 1975.
- MEIN, P. (1975). Proposition de Biozonation du Neogene Méditerranée a partir des mammifères. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 4 pp. 112-113.
- MELÉNDEZ, A. (1982). Los estadios de rudistas del Cretácico superior en la Cordillera Ibérica (Sector central) *Col-Pa* n.º 37, pp. 55-60.
- MELÉNDEZ, A. (1985). Estratigrafía y Sedimentología del Cretácico superior in Mapa Geológico Nacional E. 1:200.000, Hoja n.º 47, Teruel. *ITGE* (ed.). Madrid.
- MELÉNDEZ, G. (1978). Estratigrafía del Calloviense y Oxfordiense en Ventas de San Pedro (Región de Ariño-Oliete, provincia de Teruel). *Grupo Esp. Mesoz. Juras. Cord. Ibérica*. (Guía excurs.) 9 pp.
- MELÉNDEZ, G. (1984). El Oxfordiense en el Sector Central de la Cordillera Ibérica. *Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid*, 3 tomos.
- MELÉNDEZ, F.; VILLENA, S.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; PORTERO, J. M.; OLIVE, A.; ASSENS, J., y SÁNCHEZ SORIA, P. (1974). síntesis del Cretácico de la zona sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. 1.º *Simp. Cret. Cord. Ibérica* Cuenca, pp. 241-251.
- MELÉNDEZ, A., PARDO, G.; PENDON, J. G., y VILLENA, J. (1979). Las facies terminales del Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de geología*. Univ. de Granada. T. 10, pp. 137-148.
- MELÉNDEZ, A., y PENDON, J. G. (1982 b). Sedimentary evolution of Upper Cretaceous platform carbonate of Northwestern Iberian Chain (NE Spain). *IAS 3rd. Mt. Copenhagen*, pp. 49-51.
- MELÉNDEZ, G.; SEQUEIROS, L., y BROCHWICZ-LEWINSKY, W. (1982 a). Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain. Part. I: Biostratigraphy and Nature of Gaps. *Bull. Acad. Pol. Sc. (Geol.)*, 30, pp. 157-172.
- MELÉNDEZ, G.; SEQUEIROS, L., y BROCHWICZ-LEWINSKY, W. (1982 b). Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain. Part. II: Ammonite fauna. *Bull. Acad. Pol. Sci. (Geol.)*, 30, pp. 173-180.
- MELÉNDEZ, G.; SEQUEIROS, L., y BROCHWICZ-LEWINSKY, W. (1984). Paleobiogeographic positions of Oxfordian ammonite fauna of the Iberian Chain (Spain). *Bull. Acad. Pol. Sc. (Geol.)*, 32, pp. 1-12.
- MELÉNDEZ, A., y MELÉNDEZ, F. (1983). Depositional reconstruction of the Cenomanian-turonian sedimentary cycle in the Serranía de Cuenca (Iberian Chain, Central Spain). *ath. IAS Eur. Reg. Mtg. Split 1983 Abstr.* pp. 111-113.
- MELÉNDEZ, A.; MELÉNDEZ, F.; PORTERO, J., y RAMÍREZ, J. (1985). Stratigraphy sedimentology and paleogeography of upper Cretaceous evaporitic-carbonates platform in the central part of the Sierra Iberica. 6th. *Eur. Reg. Meeting. Lleida 1985. Excursion Guidebook*, pp. 187-213.
- MELÉNDEZ, A.; y PEDAUYE, R. (1986). Estudio de las facies carbonatadas del Cretácico superior de la región de Nuévalos (provincia de Zaragoza). *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Salamanca 1980. Universidad Salamanca, pp. 555-569.
- MELÉNDEZ, J., y ESTERAS, M. (1964). Observaciones palinológicas de la microflora de la cuenca lignífera de Utrillas *Estudios Geológicos. Instituto Lucas mallada CSIC* 20, pp. 171-174.

- MERTMANN, D. (1986). Die Regressive Fazies entwicklung in Ober Toarcium/Aalenium der NW-Iberischen Ketten, Saphien. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 173, 1, pp. 1-46.
- MIALL, A. D. (1977). A review of the braided-river depositional environments. *Earth. Sci. Rev.*, 13, pp. 1-62.
- MÓJICA, J. (1979). Über das Mesozoikum in zentralen Teil des nordöstlichen keltiberiskums (Ateca-Schwelle, Umgebung von Nuévalos, Provinz Zaragoza, Spanien). *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*. NF. 74.
- MÓJICA, J. WIEDMANN, J. (1977). Kreide-Entwicklung und Cenomanien-Turonien-Grenze der mittleren Keltiberischen Ketten bei Nuévalos (prov. Zaragoza, Spanien). *Eclogae Geol. Helv.* vol. 70/3 Seiten, pp. 739-759.
- MONNINGER, W. (1973). Erläuterungen zur geologische Kartierung im Gebiet um Olalla (Prov. Teruel NE-Spanien) *Dipl. Arb. Univ. Würzburg*. 1-140.
- MOUTERDE, R. (1970). Un coupe du lias a Obón aux confins des provinces de Teruel et de Saragosse. *Escuela de Minas de Madrid*, p. 44.
- MOUTERDE, R.; FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S.; GOY, A.; LINARES, A.; RIVAS, P.; RUGET, Ch. y SUÁREZ-VEGA, L. C. (1978). El Jurásico en la región de Obón (Teruel) *Grupo Esp. Mesozoico; Jur. Cord. Ibér.* (Extr. Guía excursiones), 11, 13 p., 4 fig. Madrid.
- MUÑOZ, M.; ANCOCHEA, E.; SAGREDO, J.; PEÑA de la, J. A.; HERNÁN, F.; BRANDLE, J. L. y MARFIL, R. (1983). Vulcanismo Permo-Carbonífero de la Cordillera Ibérica. *Dixième congrés International de stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*. Madrid *Compte Rendu*. T. 3, pp. 17-52. ITGE. Madrid.
- OLIVE, A. et al. (1981). Geología de la fosa del Jiloca y sus alrededores. *XV Curso Geolog. práctica Teruel*, col. Univ. Teruel, pp. 79-88.
- ORTI CABO, F. (1974). El Keuper del Levante Español. *Estudios Geológicos*, 30, pp. 7-46.
- PALACIOS, P. (1892). Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza. *Boletín comisión mapa geológico de España*, vol. 19: pp. 1-112
- PARDO, G.; VILLENA, J. (1979). Características sedimentológicas y paleogeográficas de la formación Escucha. *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 5, Madrid, pp. 407-418
- PARGA, J. R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo-Hespérico. *Trab. Lab. Geol. Lage*, n° 37, pp. 3-17.
- PAUL, D. (1969). Erläuterungen zur geologische Kartierung zwischen Ferrerueta del Huerva und Bádenas in den Ostlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien) *Dipl. Arb. Uni: Würzburg*. 1-86.
- 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. Amer. Geol. Econom.* T. 1. Secc. 1, pp. 357-376.
- QUARCH, M. (1973). Stratigraphie und Tectonik des Jungpaläozoikums im Sattel von Montalbán (Ostliche Iberische Ketten, NE-Spanien). *Diss. math. natura*. Fak. Univ. Würzburg, pp. 1-201, fig. 1-13, Cortes 1-9, lám. 1-10, 1 mapa geol. (inédito).
- QUINTERO, I.; TRIGUEROS, E. (1956). La cordillera Ibérica. *Memorias del ITGE* 57, pp. 177-199.
- RAMÍREZ DEL POZO, J.; PORTERO, J. M.; OLIVE, A.; MELÉNDEZ, F. (1974). El Cretácico de la Serranía de Cuenca y de la región Fuentes-Villar del Humo. Correlación y cambios de facies. *1.º Symp Cret. Cordillera Ibérica*. Cuenca, pp. 189-206.
- RAMOS, A. (1979). Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (prov. de Guadalajara). *Semin. de Estratigrafía, Ser. Mongr. 6 Madrid*. 313 pp.
- RAMOS, A.; DOUBINGER, J., y VIRGILI, C. (1976). El Pérmico inferior de Rillo de Gallo (Guadalajara). *Acta Geol. Hispánica*, 11 (3), pp. 65-70.
- REICHEL, M. (1936). Etude sur les Alvéolines. *Mem. Soc. Paléont. Suisse*. Vols. LVII-LVIII, fasc. 1, 146 pp., 16 figs. 9 pls.
- RIBA, O., y RÍOS, J. M. (1960-62). Observation sur la structure du secteur sudouest de la Chaîne Ibérique (Espagne). *Livre Mém. P. Fallot. Mem. Soc. Geol. Fr.*, 1 257-290.
- RICHTER, G. (1930). Die Iberischen Ketten Zwischen Jalón und Demanda. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-Phys. Kl, NF*, 16 (3), PP. 47-118.
- RICHTER, G., UND TEICHMULLER, R. (1933). Die Entwicklung der keltiverischen Ketten. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math-phys.* XI. 8, 7, pp. 1-118.
- RÍOS, J. M.; ALMELA, A. (1951). Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre alto Alto Aragón y Maestrazgo. *Memorias del ITGE* 54, pp. 333-381.

- SACHER, L. (1966). Stratigraphie und Tectonic der nordwestlichen Hesperischen Ketten bei Molina de Aragón/Spain. Teil I: Stratigraphie (Paläozoikum). *N. Ib. Geol. Paläont. Abh.*, 124 (2), pp. 151-167, fig. 1. Stuttgart.
- SAENZ, C. (1931). Pantanos de la Tranquera y Carenas, en los ríos Mesa y Piedra. Estudio de las condiciones geológicas de emplazamiento y vaso. *Publ. Conf. Hidrogr. Ebro*. n.º 63, pp. 31-110.
- SAENZ, C.; MARÍN GONZÁLEZ, J. L. (1969). Geología del Valle del Río Piedra en Lluques. Zaragoza. *Acta geológica Fac. Ciencias Univ. de Barcelona*. 4 (4), pp. 91-95.
- SALAS, R.; BARRACHINA, A.; CABANES, R.; QUEROL, X. (1986). Los sistemas deposicionales de Malm y del Cretácico inf. de los Catalánides y de la Cordillera Ibérica oriental. Libro guía de la excursión n.º 4. *Grupo español de sedimentología. XI Congreso Univ. de Barcelona*, pp. 1-125.
- SCHEUPLEIN, R. (1970). Stratigraphie und tektonik der schichten folge in raum Daroca-Calamocho (Westliche Iberische ketten NE Spanien). *Univ. Diss. Würzburg*, pp. 1-106.
- SCHMIDT-THOME, M. (1968). Beiträge zur feinstratigraphie des Unter-Kambriums in den Iberischen ketten (Nordost-Spanien). *Diss. Math. natur. Fak. Univ. Würzburg*, pp. 1-106, fig. 1-11, tab. 1-3, lám. 1-7, 6 anexos (inéditos).
- SCHMITZ, U. (1971). Geologische untersuchungen in kambrium und Tremadoc der westlichen ketten. Nordlich Ateca (Zaragoza), N.E. Spanien. *Univ. Diss. Munster*, pp. 1-132.
- SDZUY, K. (1971). Acerca de la correlación del Cámbrico interior en la Península Ibérica: *Publ. I. Congr. Hisp. Luso. Amer. Geol. Econom.* T. 2, Secc. 1, pp. 753-768.
- SEQUEIROS, L. (1983 a). El Calloviense de Moneva (Zaragoza). Precisiones bioestratigráficas. *Bol. R. Soc. España. Hist. Nat.*, 80, pp. 153-162.
- SEQUEIROS, L. (1983 b). Precisiones bioestratigráficas del Calloviense de Belchite (Cordillera Ibérica, Zaragoza). *Bol. R. soc. España. Hist. Nat.* 80, pp. 163-170.
- SEQUEIROS, L. (1984). Facies y ammonites de edad Calloviense al Sur de Zaragoza (Cordillera Ibérica). *Bol. Geol. Min.*, 95 pp. 3-9.
- SEQUEIROS, L.; CARIQU, E.; MELÉNDEZ, G. (1984). Algunos Ammonites del Calloviense superior de Aguilón (Zaragoza, Cordillera Ibérica). *Estudios geológicos*, T. 40, pp. 339-410.
- SEQUEIROS, L.; COLERA, I.; VALENZUELA, R. y SÁNCHEZ, I. (1978). Bioestratigrafía del Jurásico (Lías y Dogger) en el sector Belchite-Almonacid de la Cuba (prov. de Zaragoza, Cord. Ibérica). *Est. Geol.* 34, pp. 293-298.
- SEQUEIROS, L.; MELÉNDEZ, G. (1979). Nuevos datos bioestratigráficos del Calloviense y Oxfordiense de Aguilón (Cordillera Ibérica, Zaragoza) *Cuadernos de geología*. Universidad de Granada. T. 10, pp. 167-177.
- SIMÓN, J. L. (1979). Modelo evolutivo de la tectogénesis alpina en la región del Guadaloque, entre Aliaga y Calanda (Teruel). *Tesis licenciatura Univ. Complutense de Madrid* (inédito) 180 pp.
- SIMÓN, J. L. (1980). Estructuras de superposición de plegamientos en el borde NE de la Cadena Ibérica. *Acta geol. Hisp.* 15 (5), pp. 137-140.
- SIMÓN, J. L. (1981). Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica. *Rev. Teruel* 65, pp. 195-209.
- SIMÓN, J. L. (1982). Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental. *Tesis Doct. Univ. Zaragoza*, 501 pp.
- SIMÓN, J. L. (1983). Tectónica y neotectónica del Sistema de Fosas de Teruel. *Rev. Teruel*.
- SOPEÑA, A. (1979). Estratigrafía del Pérmico y Triásico al NO de la provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía*. Serie Monográfica, n.º 5 (Tesis Doctoral).
- TEYSSENT, T. (1980). Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes S.E. Codos und dem Ostlichen Iberischen Ketten (N. E. Spanien). *Dipl. Arb. Univ. Würzburg*. 1-125.
- TRICALINOS, J. (1928). Untersuchungen über den Bau der Keltiberischen Ketten der nordöstlichen Spanien. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell.* 80 pp. 409-482.
- VAIL and HARDENBOL (1979). Sea level changes during the Tertiary. *Oceanum*, 22, pp. 71-79.
- VEGAS, R.; FONTBOTE, J. M., y BANDA, E. (1979). Widespread neogene rifting superimposed on Alpine regions of the Iberian peninsula. *Procc. Symp. Evolution and Tectonics of the western Medit. and Surrounding areas*. EGS Viena. *Inst. Geogr. Nac. Spec. Pub.* 201, pp. 109-128.

- VERNEUIL, E. DE; COLOMB, E. (1852). Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces d'Espagne. *Bull. Soc. Géol. France*, 2<sup>ème</sup> sér., t. X, pp. 61-147, figuras et tableaux.
- VERNEUIL, E. DE, y COLOMB, E. (1853). Itineraire geognostique dans le SE de l'Espagne. *Bull. Soc. Géol. France*, (2), 10:s. 61.
- VERNEUIL, E. DE, y LORIERE, G. DE (1854). Observations géologiques et tableau d'altitudes observées en Espagne. *Bull. Soc. Géol. France*, Zème Sér., t. XI, pp. 661-711.
- VERNEUIL, E. DE, y LORIERE (G. DE) (1868). Description des fossiles du Néocomien supérieur de Utrillas et ses environs (province de Teruel). 1 vol., 30 p., 3 pls. *Imprime chez Edmond Monnoyes-Le Mans*.
- VIALLARD, P. (1973). Recherche sur le cycle Alpin dans la chaîne Iberique sudoccidentale. *Tesis de la Universidd de Toulouse*.
- VILANOVA y PIERA, J. (1859). Memoria geonóstico-agrícola sobre la provincia de Castellón, 229 pp., 4 pls, figs.
- VILAS, L.; MAS, R.; GARCÍA, A.; ARIAS, C.; ALONSO, A.; MELÉNDEZ, N.; RINCÓN, R.; ELIZAGA, E.; FERNÁNDEZ CALVO, C.; GUTIÉRREZ, G.; MELÉNDEZ, F. (1982). El Cretácico de la Ibérica Suroccidental. *El Cretácico de España. Univ. Complutense de Madrid*, pp. 457-514.
- VILLENA, J. (1976). Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel) (Paleozoico). *Bol. Geol. Min. T.* 87, n.º 4, pp. 329-354.
- VILLENA, J.; RAMÍREZ, J.; LINARES, A.; RIBA, O. (1971). Características estratigráficas del Jurásico de la región de Molina de Aragón. (Zona comprendida entre Monreal del Campo y Zaorejas) *Cuadernos de Geología Ibérica. Univ. de Madrid T. 2*, pp. 355-374.
- VILLENA, J.; PÉREZ, A., y PARDO, G. (1987). Storm deposits in the lacustrine Miocene of Ebro Basin, Spain. *Abstracts 8th. Regional Meeting of Sedimentology, IAS Tunis*, pp. 494-495.
- VILLENA, J. y RAMÍREZ, J. (1974). Estratigrafía del Cretácico de la región de Molina de Aragón. *I. Simp. Cretácico Cord. Ibérica*, pp. 170-188.
- WOLF, R. (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part. 1: The lower Ordovician sequence of Celtiberia. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 160 (1): 118-137. Stuttgart.
- WRIGHT, J. V.; SMITH, A. L., y SELF, S. (1980). A working terminology of pyroclastic deposits. *J. volcanol. geotherm. Res.* Vol. 8, pp. 315-336.
- WURM, A. (1912). Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien *Zeits. geol. Ges.*, 63, pp. 38-174.
- YÉBENES, A.; GOY, A., y COMAS-RENGIFO, M. J. (1985). Brachiopod shell beds in the Carixian of the Iberian Range. 6th. *Europ. Reg. Meeting of Sedim. IAS*, pp. 702-704.
- YÉBENES, A.; COMAS-RENGIFO, M. J.; GÓMEZ, J. J.; GOY, A. (1988). Unidades Tectosedimentarias del Lias de la Cordillera Ibérica. *Comunicaciones al II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España* Logroño.