

CARACTERÍSTICAS DE LOS SEDIMENTOS CARBONÁTICOS DE LA SEGUNDA TRANSGRESIÓN DEL TRIÁSICO MEDIO (LADINIENSE) EN LA ZONA CENTRAL DE LA CORDILLERA IBÉRICA

M. Pérez-Arlucea (1)

(1) Dpto. de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense, 28040 - MADRID

RESUMEN

Durante el Triásico medio se produjeron dos transgresiones mayores en el Tethys, una que llegó a la parte occidental de la Cordillera Ibérica en el Anisiense superior y otra durante el Ladiniense. Ambas transgresiones se produjeron como consecuencia de la distensión cortical, con subsidencia térmica regional, acompañada de movimientos eustáticos del nivel del mar. La segunda transgresión se ha dividido en dos conjuntos litológicos bien diferenciados que corresponden a la Formación Dolomías de Tramacastilla y a la Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela. La primera formación comprende facies típicas de rampa homoclinal carbonática, que evoluciona desde una rampa tipo *fringing-bank* a una rampa de tipo *barrier shoal-complex* con cinturones de facies más diferenciados. Se observa un progresivo aumento en la extensión horizontal de las facies de plataforma interna de baja energía a lo largo de la Formación Dolomías de Tramacastilla y Dolomías, Margas y Calizas de Royuela, lo que parece significar una disminución progresiva de la pendiente de las plataformas continentales. La segunda formación muestra un estilo cíclico diferente de la primera, con secuencias de menor orden de 2 a 6 m, que presentan influencia terrígena en la base y tendencia general a la somerización hacia el techo.

Se pueden diferenciar dos Secuencias deposicionales iguales que las descritas en Cataluña por Calvet *et al.*, 1990): Secuencia deposicional 1, que correspondería a la primera transgresión y Secuencia deposicional 2, que comprendería el Muschelkalk medio (*lowstand systems tract*) y el Muschelkalk superior (*transgressive systems tract* y *highstand systems tract*).

Palabras clave: Muschelkalk, Anisiense, Ladiniense, Rampa Carbonatada, Secuencias deposicionales, Unidades litoestratigráficas, Cordillera Ibérica.

ABSTRACT

During middle Triassic times two major transgressions (Ladinian and Anisian in age) which took place over the Tethys domain affected the western border of the Iberian Ranges. Both transgressions occurred as a consequence of a change in subsidence style, from tectonic originated subsidence (lower Triassic), associated to "Tardihercinian" fractures, to regional termic subsidence (middle Triassic). The deposits belonging to the middle Triassic transgression are analysed in this paper. Classically, two characteristic litological units, later formally defined as the Tramacastilla Dolostone Fm. and the Royuela Dolostone, Marls and Limestone Fm., have been recognized. Several members, described for the first time in this paper, can be distinguished inside these formations. The Tramacastilla Dolostone Fm. is built up by typical facies of a carbonate ramp, which evolves, following a model presented here, from an extense homoclinal fringing-bank ramp type, with bioclastic deposits, to one in which facies belts are better developed, with low- and high-energy inner ramp facies and nodular, storm-influenced distal ramp facies. This evolution is perhaps due to a general gradient decrease of the platform; in fact, the upper part of the Tramacastilla Fm. shows a facies pattern distribution which seems to reflect an even lower gradient environment, with extense low-energy inner platform facies. The Royuela Fm. shows a similar evolution pattern, in this case complicated by cyclic fine-grained clastic inputs. Several laterally continuous shallowing-carbonating upwards sequences, 2-6 m thick, has been recognized.

The wide distribution of this two major transgressions across the Tethys domain suggests an eustatic origin, but the causes for cyclicity at different scales are difficult to identify because of the great variety of factors involved in the process (sea-level fluctuations, climatic changes associated with orbital variations -as the ones described by Milankovitch-, tectonic cycles, etc.) and the lack of good biostratigraphic markers. However, two first-order sequences (similar to the ones described by Calvet *et al.* (1990) for the Catalanian ranges) are here described: Depositional sequence 1, resulting from the first transgression (lowstand: upper Bundsandstein, only partially preserved; and highstand: lower Muschelkalk, represented by the Albarracín Dolostone and Marls Fm.); and depositional sequence 2, represented by the middle Muschelkalk (lowstand systems tract: Tramacastilla Fm. lower part; and highstand systems tract: upper part of the same unit plus the whole Royuela Fm.).

Key words: Muschelkalk, Anisian, Ladinian, Carbonate ramp, Depositional sequences, Lithostratigraphic units, Iberian Ranges.

Pérez-Arlucea, M. (1991): Características de los sedimentos carbonáticos de la segunda transgresión del Triásico medio (Ladiniense) en la zona central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 143-164.

Pérez-Arlucea, M. (1991): Features of the carbonate sediments belonging to the transgression second during Middle Triassic (Ladinian) of the Iberian Ranges. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 143-164.

1. INTRODUCCIÓN

El Triásico de la zona central de la Cordillera Ibérica, incluyendo la Rama Castellana y la Rama Aragonesa (fig.1), comprende tres conjuntos litológicos bien diferenciados, que se pueden comparar a los clásicos definidos en Alemania: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Estos tres tramos litológicos son el resultado de la evolución de las cuencas de sedimentación que se formaron casi inmediatamente después de finalizar la Orogenia Hercínica. De hecho, la sedimentación del Pérmico inferior y del Triásico es ya ejemplo clásico de la evolución de cuencas de sedimentación siguiendo directrices heredadas de la Orogenia Hercínica y de las estructuras que se formaron o reactivaron al finalizar esta orogenia (Sopeña *et al.*, 1988). Las primeras fases de relleno de las cuencas se produjeron, desde el Pérmico inferior al Triásico inferior, con sedimentos clásicos de tipo fluvial sobre un basamento hercínico plegado y fracturado (fig.2). Estos sedimentos clásticos evolucionaron posteriormente a sedimentos marinos someros, cuando la subsidencia se hizo más generalizada y homogénea. Los movimientos eustáticos del nivel del mar también marcaron las pautas de la sedimentación durante estas etapas (Ziegler, 1988), dejando depósitos transgresivos de plataforma continental carbonática y

sedimentos terrígenos y evaporíticos ligados a las regresiones mayores.

Algunas de estas estructuras aún siguieron manifestando su influencia durante la sedimentación del Triásico medio, aunque de forma más atenuada, cuando las transgresiones marinas llevaron al desarrollo de una serie de plataformas carbonáticas en la cuenca. Este control se manifiesta todavía en el Triásico medio de dos maneras: la primera modificando ligeramente la expansión de las transgresiones en la zona de borde y la segunda afectando a la distribución de las facies en muchos puntos de la Cordillera Ibérica.

En general se registran dos transgresiones en el Triásico medio: una que apenas invade la parte más occidental de la Cordillera Ibérica, que llega a esta zona aproximadamente en el Anisiense superior (Pérez-Arlucea, 1986) y otra que se extiende desde el Ladiniense inferior-medio al Ladiniense superior, mucho más extensa hacia el interior. Esto quiere decir que las dos transgresiones del Muschelkalk tienen lugar en un período de tiempo de unos 5-6 m.a, aproximadamente. También existe una tercera transgresión en el Triásico superior, que es la que queda registrada en la Formación Dolomías tableadas de Imón, definida por Goy *et al.*, (1976).

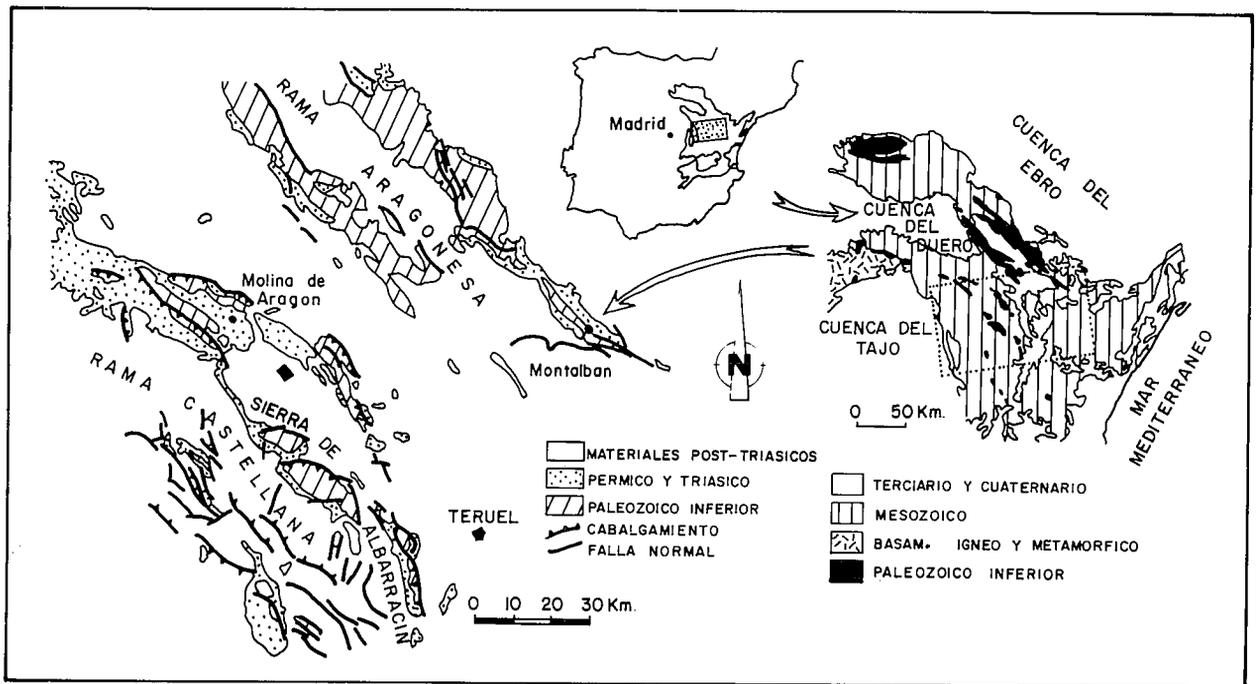


Fig. 1.- Situación geográfica y geológica de la zona estudiada.
Fig. 1.- Geographical and geological setting of the study area.

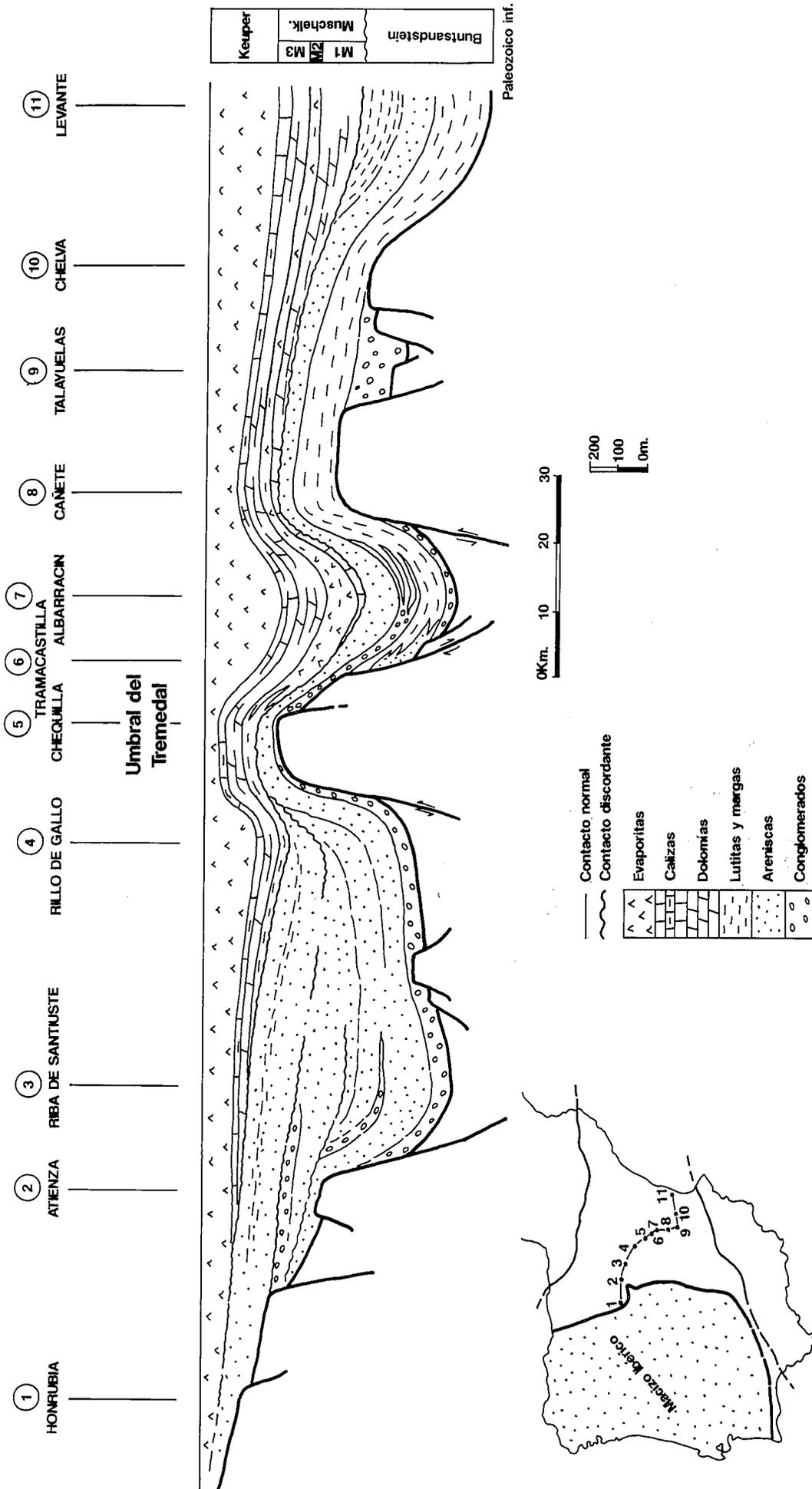


Fig. 2.-Corte NW-SE a través de la Cordillera Ibérica, desde la zona de borde con el Macizo Ibérico, hasta el área de Levante. Se han representado las relaciones de las diferentes facies del Pérmico superior y Triásico entre sí y con el basamento paleozoico plegado y fracturado. Nótese que el contacto del Muschelkalk con el Buntsandstein es una discordancia y que las distintas unidades del Muschelkalk (M1, M2 y M3) presentan una disposición de *onlap* (Modificado de Sopena *et al.*, 1988). El M1 se ha denominado Fm. Dolomías y Margas de Albarracín en el área de Albarracín (desde 6 a 7) y Sierra Menera (no representado en la figura). Las dos unidades del M2: Fm. Limos y Areniscas abigarrados de Torete (en el noroeste) y la unidad Lutitas y Yesos de Tramacastilla (en el sureste) se representan con tramas diferentes (el cambio lateral entre las dos unidades se puede observar entre Chequilla y Tramacastilla).

Fig. 2.-NW-SE section across the Iberian Ranges from the border zones (Iberian Massif) to the Levante area showing the relationships between the different upper Permian and Triassic, and with the folded and fractured basement. Note that Muschelkalk and Buntsandstein are separated by an unconformity and Muschelkalk units (M1, M2, M3) show an onlap disposition (modified after Ramos *et al.*, 1989).

2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

El Muschelkalk de la zona central de la Cordillera Ibérica está formado por un conjunto de unidades muy bien definidas que pueden ser reconocidas en todos los puntos de este sector. A gran escala, las facies marinas del Triásico medio se pueden dividir en tres grandes conjuntos (figs 2 y 3) reconocidos por primera vez por Virgili (1958) en las Catalánides y en otros trabajos posteriores efectuados en la Cordillera Ibérica (Hinkelbein, 1969; Pérez-Arlucea y Sopena, 1985; Pérez-Arlucea, 1985, López, 1985). Virgili (1958) denominó a estos tramos M1, M2 y M3 y posteriormente Marzo y Calvet (1985) dividieron estos grandes tramos en diversas formaciones. El M1 y el M3 son dos unidades de composición predominantemente carbonática, mientras que el M2 es heterolítico, predominantemente compuesto por terrígenos finos y evaporitas, con algunos carbonatos. A escala de la cuenca se observa que estas tres unidades presentan un contacto discordante con el Buntsandstein infrayacente y que son cada vez más extensas hacia el interior, presentando una distribución general de *onlap* (Pérez-Arlucea y Sopena, 1985; Pérez-Arlucea, 1985; Sopena *et al.*, 1988). Este *onlap* ha sido descrito a menor escala, dentro del M3, por García Gil y Sopena (1988) en la parte más occidental de la Cordillera Ibérica, donde el M2 está muy reducido y el M1 no existe en absoluto.

En el sector central de la Cordillera Ibérica el M1 ha sido denominado Formación Dolomías y Margas de Albarracín (Pérez Arlucea y Sopena, 1985) y está compuesto por una alternancia de facies dolomíticas y margosas que representan secuencias de somerización hacia el techo. La tendencia general de esta unidad es regresiva. En este sector la Formación Dolomías y Margas de Albarracín se encuentra en facies de borde y llega a acuñarse hasta desaparecer a la altura de Tramacastilla (esta formación se representa dentro del M1). El límite de la primera transgresión, que viene marcada por la presencia de esta unidad se puede seguir con bastante precisión (ver Pérez-Arlucea, 1987).

Dentro de la zona estudiada, el M2 se puede dividir en dos unidades con rango de formación, que corresponden a un cambio lateral de facies: la Formación Limos y Areniscas abigarrados de Torete definida por Ramos (1979) y la unidad Lutitas, Margas y Yesos de Tramacastilla, que por el momento no ha sido definida como formación, debido a la ausencia de cortes completos dentro de esta zona. Esta unidad se puede considerar como un episodio regresivo generalizado formado por facies costeras y fluviales muy distales con influencia marina, más extenso hacia el continente que la primera unidad carbonática.

Por último, el M3 de composición mayoritariamente carbonática también, se ha dividido en dos formaciones que de la base al techo son: la Formación Dolomías de Tramacastilla y la Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela, definidas por Pérez-Arlucea y Sopena (1985). La primera es equivalente a las Capas Dolomíticas y la segunda a las Capas de Royuela de

Hinkelbein (1969), que fue quien separó estas dos unidades por primera vez en la Cordillera Ibérica (Sierra de Albarracín).

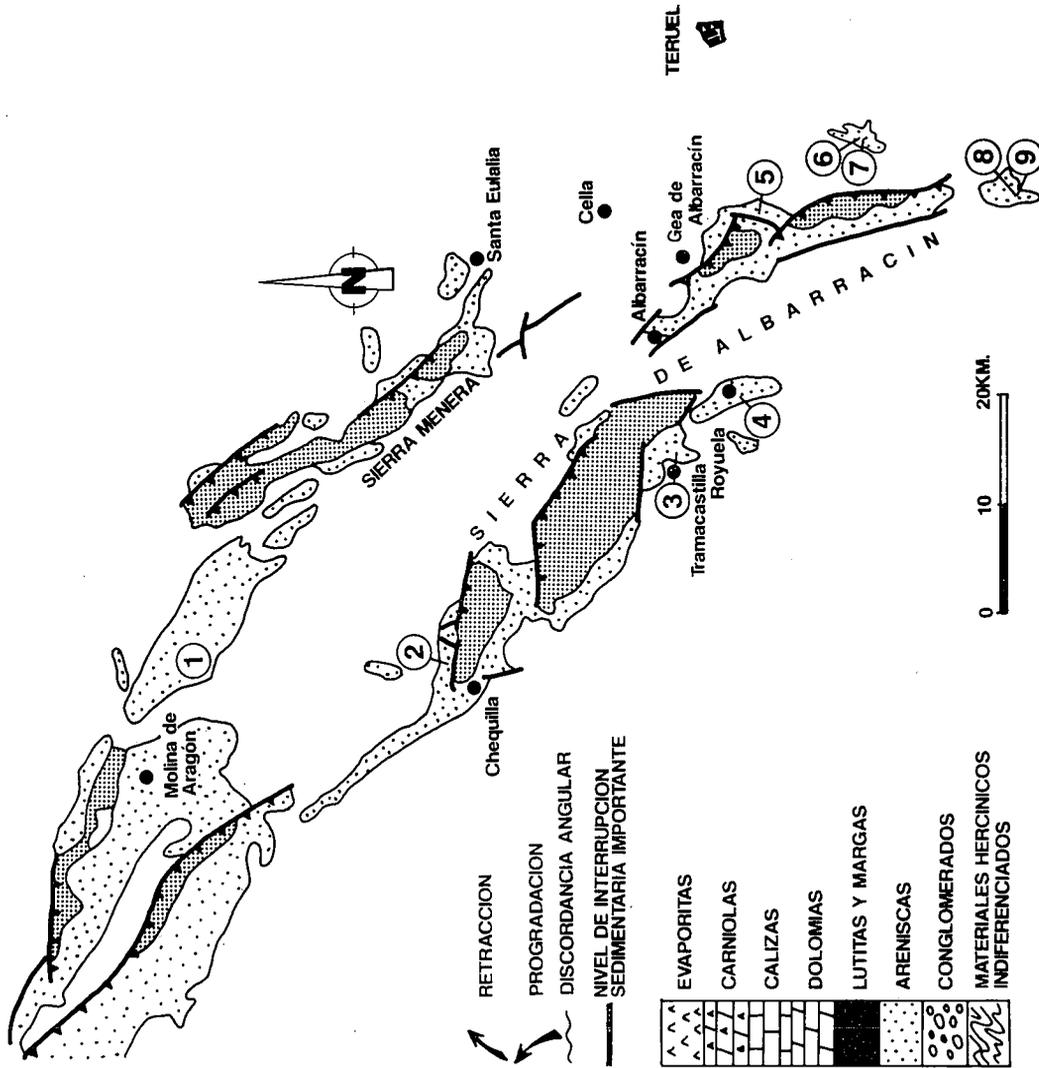
A su vez estas dos formaciones que constituyen el M3 están compuestas por otra serie de unidades litoestratigráficas menores, que por ser muy características y estar ampliamente distribuidas por todo el sector central de la Cordillera Ibérica (incluyendo la Rama Castellana y, en parte, la Rama Aragonesa) se pueden definir formalmente como miembros (figs. 3 y 4).

2.1. Formación Dolomías de Tramacastilla

Esta formación fue definida por Pérez-Arlucea y Sopena (1985). En este trabajo se conserva la posición del corte tipo y su nombre original (fig.3). Sin embargo, hemos creído conveniente, tras un estudio más amplio de la cuenca de sedimentación, variar su límite superior con la Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela (ver corte tipo en la figura 6). Esto se debe a que el área que abarcaba el estudio original presentaba unas características algo especiales a lo largo de la columna: 1. Mayor influencia terrígena en el área de Chequilla-Traid (Umbral del Tremedal), en una posición estratigráfica más baja que la que se observa en el resto de la Cordillera Ibérica y que según hemos podido constatar con la ampliación de este estudio, es un carácter local ligado al alto estructural del área del Tremedal (fig. 2); 2. Presencia de una dolomitización intensa a lo largo de toda la columna, característica del Muschelkalk de la parte más occidental de la Cordillera Ibérica, pero que no se presenta de la misma forma hacia el E, donde se observa claramente una separación neta entre dos unidades: una inferior completamente dolomitizada, correspondiente a la Formación Dolomías de Tramacastilla y otra que sólo presenta dolomitizaciones (posiblemente tempranas, ligadas al medio de sedimentación) en las facies mareales y que conserva sin dolomitizar las facies submareales y de plataforma, formadas por calizas negras; 3. Se pueden separar netamente, tras un estudio sedimentológico detallado, dos modelos de sedimentación muy diferentes cuyo límite coincide con el límite de las dos formaciones redefinidas en este trabajo: la inferior con facies de rampa carbonatada y la superior con facies de plataforma mixta con influencia terrígena.

Teniendo en cuenta estas consideraciones hemos separado además cinco miembros dentro de la Formación Dolomías de Tramacastilla, que de la base al techo son los siguientes: Dolomías bioclásticas de Gea de Albarracín, Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz, Dolomías con esponjas de Chequilla, Dolomías bioclásticas y oolíticas de El Cuervo y Dolomías nodulosas de Castellar de la Muela (Figs. 4 y 6). Las Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz y las Dolomías con esponjas de Chequilla son contemporáneas en gran parte y suponen un cambio lateral de facies.

A. SITUACION DE LOS CORTES TIPO DE LAS UNIDADES DEFINIDAS



MUSCHELKALK SUPERIOR (M3)	Mb. Calizas, Margas y Dolomías de Vitel (6)
	Mb. Calizas negras de Libros (7)
	Mb. Dolomías y Margas de Libros (7)
FM DOLOMIAS DE TRAMACASTILLA (3)	Mb. D. nodulosas de Castellar de la Muela (1)
	Mb. Dol. bioclásticas y oolíticas de El Cuervo (9)
	Mb. D. con esp. de Chequilla (8)
	Mb. D. nod. del Rincón de Ademuz (2)
	Mb. Dolomías bioclásticas de Gea de Albarracín (5)
FM D.M.C. DE ROYUELA (4)	

B. COLUMNA SINTEÁTICA

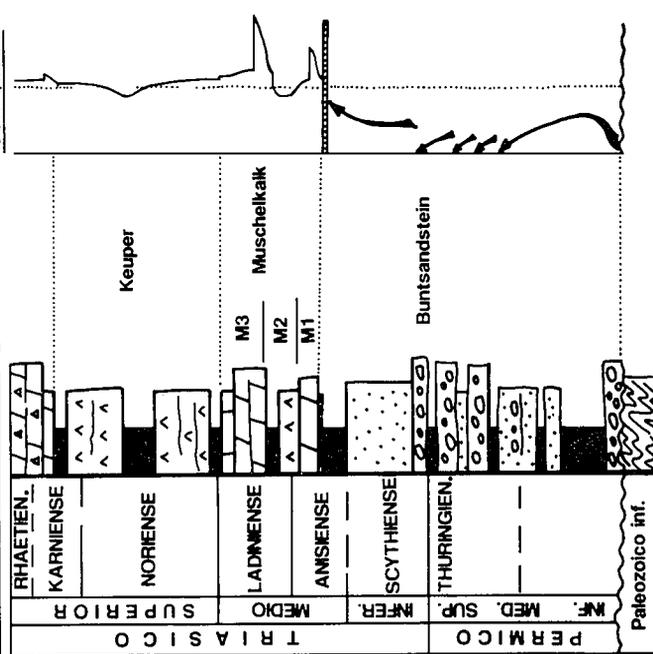


Fig. 3.-A. Esquema de situación de los cortes tipo de las unidades del Muschelkalk superior definidas en este trabajo. B. Columna sintética del Pérmico inferior y Triásico de la parte central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, edad de las unidades y curva evolutiva general (Modificada de Pérez-Arlucea, 1985).

Fig. 3.-A. Location of stratotypes for the different upper Muschelkalk units proposed in this paper. B. Upper Permian and Triassic general vertical section for the Castilian Branch central part. Age of the different units and general evolution curve are also shown (modified after Pérez-Arlucea, 1985).

2.1.1. Miembro Dolomías bioclásticas de Gea de Albarracín

El límite inferior con la Formación Limos y Areniscas abigarrados de Torete y con las Lutitas, Margas y Yesos de Tramacastilla, es gradual pero rápido. Las facies son fundamentalmente mareales y submareales someras, correspondientes probablemente a una zona de *shoals* bioclásticos y a veces oolíticos muy someros. La potencia máxima se encuentra en Castellar de la Muela y Libros: 17 m y la potencia mínima en Chequilla-Tramacastilla: 9-10 m. En conjunto, aumenta de potencia hacia el noroeste (fig. 7). Se encuentra totalmente dolomitizado salvo muy puntualmente en Gea de Albarracín, donde se ha definido su corte tipo (fig. 8) por ser donde mayor información se puede obtener sobre sus microfacies. Además se trata de un corte muy bien expuesto y se observan muy bien sus relaciones con las unidades limitantes.

Esta unidad está compuesta mayoritariamente por dolomías. Sólo contiene un nivel margoso y, como ya hemos señalado anteriormente, de forma muy local, algunas calizas. Se reconocen las siguientes facies: 1.- dolomías grises claras de grano fino, con *ripples* de oscilación y laminación paralela, tableadas, con bioturbación horizontal. Sólo se han podido reconocer en lámina delgada tallos de crinoides y gasterópodos pequeños; 2.- margas ocreas: aparecen siempre en un sólo nivel de 25 a 70 cm en la parte central de la unidad. Con frecuencia contienen *Lingula tenuissima* BRONG. Se trata de un nivel único pero muy significativo, pues se encuentra prácticamente en toda la extensión de la unidad, al menos desde Molina de Aragón a Libros dentro de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y también en las dos columnas levantadas en la Rama Aragonesa; 3.- dolomías gris claro de grano fino con estratificación cruzada de gran escala, planar y *trough* en sets decimétricos, raras veces métricos. Algún nivel *rudstone*. Los principales componentes son los gasterópodos, oolitos y placas de equinodermos redondeadas. Se observan microsecuencias con granoselección positiva; 4.- brechas dolomíticas de colapso de color ocre claro (0.6 cm); 5.- dolomías grises medio o claras, de grano fino, con laminaciones de algas y moldes de evaporitas. Presentan cuarzo autigénico con inclusiones de sales. Se encuentran en niveles de algunos decímetros, sólo en pocas ocasiones en bancos de escala métrica; 6.- dolomías rojas bioturbadas, con cemento ferruginoso procedente de una alteración en el techo de los niveles, donde suele haber algunas costras ferruginosas; 7.- biointramicritas *packstone* laminadas con biomicitas *wackestone*, gris claro, fétidas, recristalizadas, de aspecto brechoide o brechoide-noduloso. Los principales componentes son: intraclastos, ammonites, gasterópodos (con las conchas rellenas de micrita y micritizaciones de los bordes de las conchas), trozos de placas de equinodermos, pelecípodos enteros y fragmentos, ostrácos, foraminíferos y restos de dientes de peces; 8.- biomicitas grises oscuras en niveles centimétricos, muy recristalizadas, formando secuencias de *packstone* a

mudstone con gasterópodos y pequeños bivalvos, que aparecen con las valvas desarticuladas, pero enteras, y orientadas con la parte cóncava hacia abajo, rellenas de esparita. En el microscopio se observan pequeñas secuencias de tormenta con granoselección positiva.

El límite superior con las Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz o con las Dolomías con esponjas de Chequilla es muy neto. Desaparecen casi por completo las dolomías con textura calcarenítica o por dolomías masivas con esponjas y estromatolitos.

2.1.2. Miembro Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz

Esta unidad está formada exclusivamente por dolomías (fig. 9). En el sector occidental, desde Royuela hasta cerca de Castellar de la Muela se encuentra por debajo de las Dolomías con esponjas de Chequilla y su potencia es muy pequeña (4-5 m, ver fig. 10). En Royuela desaparece por cambio lateral de facies (fig. 4). Por el contrario, hacia el este aumenta mucho de potencia, llegando a alcanzar cerca de 26 m en el sector Libros-Ademuz, donde está mejor representada (fig. 9). La potencia máxima se observa en Gea de Albarracín donde tiene 34 m. En la figura 7 se ha representado el mapa de isopacas de esta unidad junto con las Dolomías con esponjas de Chequilla. Se observa un aumento de potencia general hacia el sureste. El límite superior con las Dolomías bioclásticas y oolíticas de El Cuervo es muy neto y rápido por la desaparición de las facies nodulares y la presencia masiva de dolomías con textura calcarenítica. Las facies de esta unidad son típicas de un ambiente de plataforma externa.

Dentro de esta unidad las facies principales son: 1.- dolomías nodulosas de grano medio o fino, con textura micrítica. Estas son las facies que predominan netamente. Posiblemente *mudstones* o *wackestones*, aunque su alto grado de dolomitización no permite asegurarlo con exactitud salvo en raras ocasiones. Algunas veces se observa una fina laminación paralela. Raras veces aparecen fantasmas o moldes de conchas. A veces son algo margosas. Se puede observar una bioturbación local en los interestratos, en general no muy intensa. Raras veces se encuentran moldes de evaporitas y cuarzo autigénico; 2.- dolomías grises oscuras con estratificación cruzada de gran escala en *sets* decimétricos y *ripples* de oscilación. A veces están bioturbadas y tienen un aspecto noduloso. En lámina delgada se observan fantasmas de conchas, sin poder especificar más. En ocasiones contienen cemento silíceo macrocristalino y cuarzo autigénico, idiomorfo. Estas facies sólo aparecen hacia el este; 3.- dolomías en bancos lenticulares de algunos decímetros con base erosiva y estratificación cruzada de gran escala, generalmente en bancos de 10 a 20 cm como mucho. A veces se aprecian brechas; 4.- dolomías con bioturbación abundante sobre todo horizontal. Se observan algunos bivalvos; 5.- dolomías con *hummocky cross stratification*.

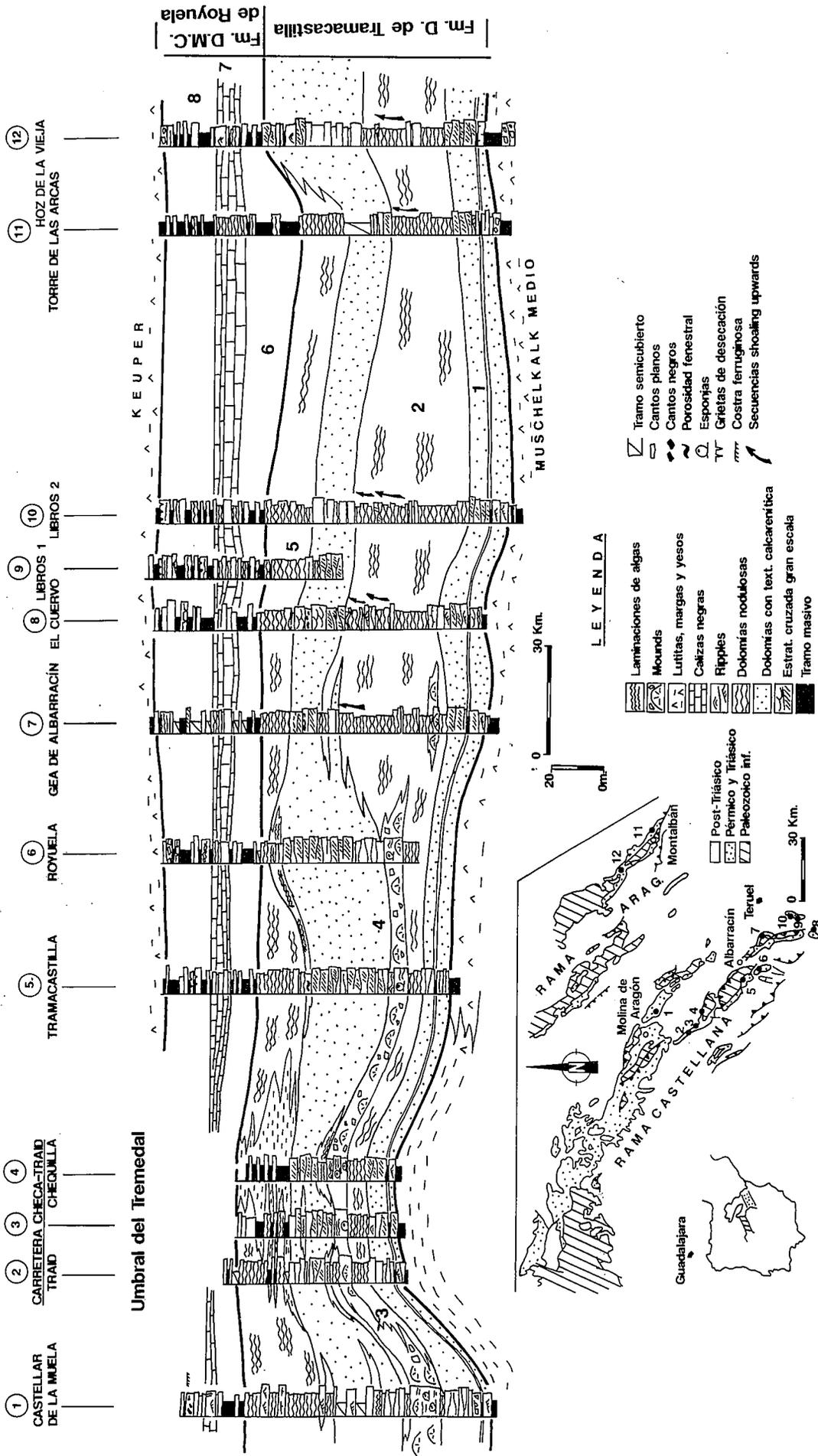


Fig. 4.-Esquema de correlación de diferentes columnas del Muschelkalk superior donde se representan las relaciones entre los diferentes miembros de las formaciones Dolomías de Tramacastilla y Dolomías, Margas y Calizas de Royuela: 1. Dolomías bioclásticas de Gea de Albarracín, 2. Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz, 3. Dolomías con esponjas de Chequilla, 4. Dolomías bioclásticas y oolíticas de El Cuervo, 5. Dolomías nodulosas de Castellar de la Muela, 6. Dolomías y Margas de Libros, 7. Calizas negras de Libros, 8. Calizas, Margas y Dolomías de Vilhel. Fig. 4.-Correlation sketch of the different upper Muschelkalk sections showing the relationships between members inside the Tramacastilla Dolostone Fm. and the Royuela Marls and Limestone Fm.: 1. Gea de Albarracín bioclastic Dolostones, 2. Rincón de Ademuz nodular Dolostones, 3. Chequilla Dolostones with sponges, 4. El Cuervo bioclastic and oolitic Dolostones, 5. Castellar de la Muela nodular Dolostones, 6. Libros Dolostones and Marls, 7. Libros black Limestones, 8. Vilhel Limestones, Marls and Dolostones.



Fig. 5.-Leyenda general para las figuras 6 a 15.

Fig. 5.-General legend for figures 6 to 15.

2.1.3. Miembro Dolomías con esponjas de Chequilla

Esta unidad está compuesta exclusivamente por dolomías. Se encuentra en la parte occidental de la zona estudiada, estando mejor representada en la zona del Umbral del Tremedal, sobre todo en Chequilla, donde se encuentra el corte mejor expuesto y mejor conservado (fig. 10). En general esta unidad representa facies bioconstruidas: pequeños *mounds* de esponjas y estromatolitos con algunas otras especies asociadas, que casi nunca se encuentran enteros y con la fauna fósil en posición de vida, sino destruidos.

La potencia de esta unidad desde Chequilla a Castellar de la Muela es de 9 a 11 m. Hacia el este va perdiendo potencia hasta alcanzar unos 6 m en el sector Tramacastilla-Royuela y, posteriormente desaparece por cambio lateral de facies a la unidad Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz (fig. 4). Esta unidad aparece preferentemente hacia el oeste de la zona estudiada y es progradante sobre las Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz, unidad a la que pasa posteriormente por cambio lateral de facies (fig.4).

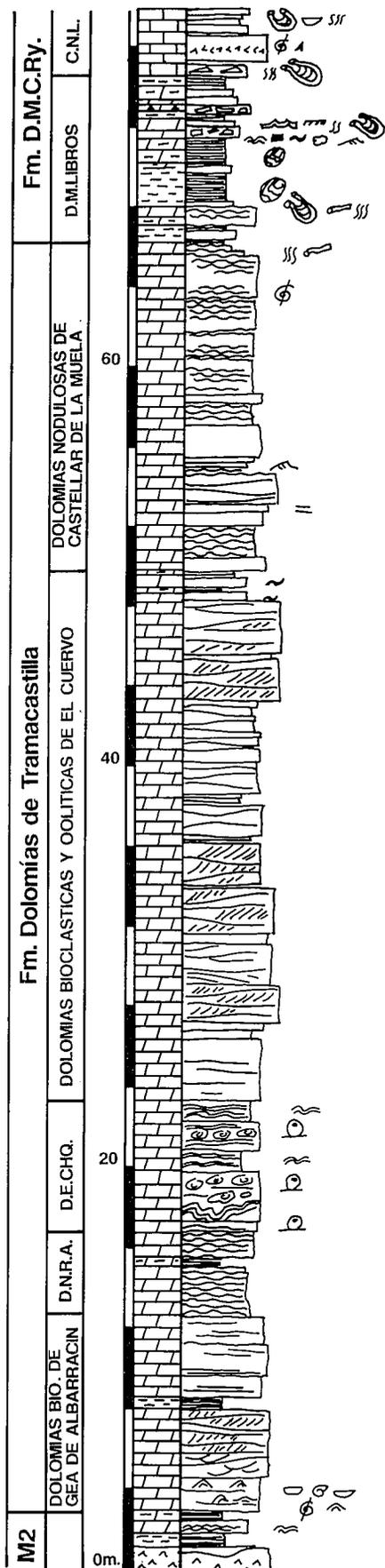
Los principales tipos de facies que componen esta unidad son: 1.- dolomías brechoides con restos de fauna, microcarstificadas, enrojecidas, justo por debajo de los niveles bioconstruidos. 2.- dolomías gris oscuras y rosadas con esponjas y posiblemente estromatopóridos en bancos masivos; se observan poros grandes rellenos de esparita. Es raro encontrar bioconstrucciones con sus componentes en posición de vida; generalmente se encuentran brechas con los restos de la fauna en trozos. Sólo en Chequilla parecen encontrarse bancos más organizados, aunque se encuentran mal conservados dada la intensa dolomitización que sufren. De hecho, en lámina delgada es difícil reconocer los fósiles, salvo en raras ocasiones. García Gil (1989) ha encontrado algunos ejemplares bien conservados reconocibles como esponjas en facies equivalentes a éstas, dentro del sector

noroccidental de la Cordillera Ibérica; 3.- brechas dolomíticas grises rosadas con una porosidad muy elevada rellena de esparita; 4.- dolomías de grano medio con laminaciones de algas planas, corrugadas, y estromatolitos LLH que suelen alternar con niveles de acumulación de esponjas rotas y caídas; 5.- dolomías con estratificación cruzada en *sets* de unos pocos centímetros; 6.- dolomías con algas, estratificación cruzada y abundantes restos de esponjas en pequeños cuerpos lenticulares que se interpretan como canales de marea.

El límite superior de este miembro es muy neto y viene dado por la sustitución completa de las facies masivas con esponjas por dolomías con estratificación cruzada de gran escala de la unidad Dolomías bioclásticas y oolíticas de El Cuervo.

2.1.4. Miembro Dolomías bioclásticas y oolíticas de El Cuervo

La característica fundamental de este miembro es el predominio neto de las facies de textura calcarenítica con estratificación cruzada de pequeña y gran escala, que hemos interpretado como un conjunto de barras calcareníticas submareales muy someras. Siempre se encuentra totalmente dolomitizada, por lo que el estudio de sus microfacies es muy limitado. Tan sólo en Castellar de la Muela se encuentran algunas calizas blancas de forma muy local. El límite con la unidad inferior: Dolomías nodulosas de El Rincón de Ademuz es muy neto y rápido en casi todo el sector estudiado, salvo en las zonas próximas a Gea de Albarracín (fig.4), donde existen ciertas recurrencias de facies típicas de las dos unidades en el contacto. Este hecho, junto con la distribución tridimensional de esta unidad, parece indicar un cambio lateral de facies en este sector entre ambas unidades y una progradación rápida de las facies calcareníticas hacia el este. La potencia máxima se encuentra en Royuela y en el Barranco del Comedor (Pérez Arlucea, 1986) donde alcanza 36 m. y la míni-



ma en Chequilla-Traid, donde sólo tiene 13 m. En el corte tipo, situado en la localidad de El Cuervo en el Rincón de Ademuz, tiene 17 m (fig. 11). Las máximas potencias se encuentran en una banda de dirección NE-SW que pasa por La Hoz de la Vieja. en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y Royuela hasta el norte de Albarracín, en la Rama Castellana (fig. 7).

Las facies principales de esta unidad son: 1.- dolomías grises oscuras con estratificación cruzada planar y *trough*, en *sets* de hasta 1,0 m. En muchas ocasiones presentan nódulos de sílice de varios centímetros, negros o bandeados, alargados siguiendo la estratificación, a veces a favor de la bioturbación. Los *co-sets* de estratificación cruzada *trough* tienen a veces base erosiva y se observan algunos canales de forma lenticular de pocos centímetros de potencia. Cuando esta unidad se apoya sobre el Miembro Dolomías con esponjas de Chequilla, aparecen restos de esponjas en las dolomías nodulosas. En lámina delgada sólo se aprecian oolitos y placas de equinodermos en muy pocas ocasiones, ya que están muy dolomitizadas; 2.- dolomías grises oscuras con *ripples* de oscilación y de corriente; 3.- dolomías nodulosas bioturbadas; 4.- dolomías masivas bioturbadas; 5.- dolomías ocres claras con porosidad fenestral abundante; 6.- dolomías grises con grietas de desecación y laminaciones de algas; 7.- dolomías grises oscuras con cantos negros en bancos masivos asociados a dolomías con porosidad fenestral; 8.- margas verdes, que aparecen sólo en la zona donde existe el subtramo margosos de las Dolomías nodulosas de Castellar de la Muela (Chequilla-Traid, fig.4). Se encuentran muy raras veces y en niveles muy pequeños, como mucho de 20 cm; 9.- dolomías con acumulaciones de conchas, masivas con *ripples* y laminación paralela y 10.- calizas *wackestone*, blancas con fragmentos de algas cianofíceas, intraclastos, foraminíferos, equinodermos y briozoos, asociadas a micritas con laminaciones de algas. Estas facies de calizas no dolomitizadas se encuentran exclusivamente en Castellar de la Muela.

El límite superior con las Dolomías nodulosas de Castellar de la Muela es muy neto y no hay recurrencias de facies como ocurre con el límite inferior, salvo en Castellar de la Muela y más hacia el oeste. En la columna de la Hoz de la Vieja (fig. 4) esta unidad aparece directamente por debajo de la Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela, separándose de ésta por un nivel enrojecido, con una costra ferruginosa bien desarrollada.

2.1.5. Miembro dolomías nodulosas de Castellar de la Muela

Esta unidad está compuesta en su mayor parte por dolomías nodulosas grises. Aunque a primera vista su aspecto es muy parecido al del Miembro Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz, sus facies son muy diferentes y corresponden a un medio de sedimentación de plataforma interna.

El límite con la unidad superior: Formación Do-

Fig. 6.-Corte tipo de la Formación Dolomías de Tramacastilla.
Fig. 6.-Tramacastilla Dolostones Formation stratotype.

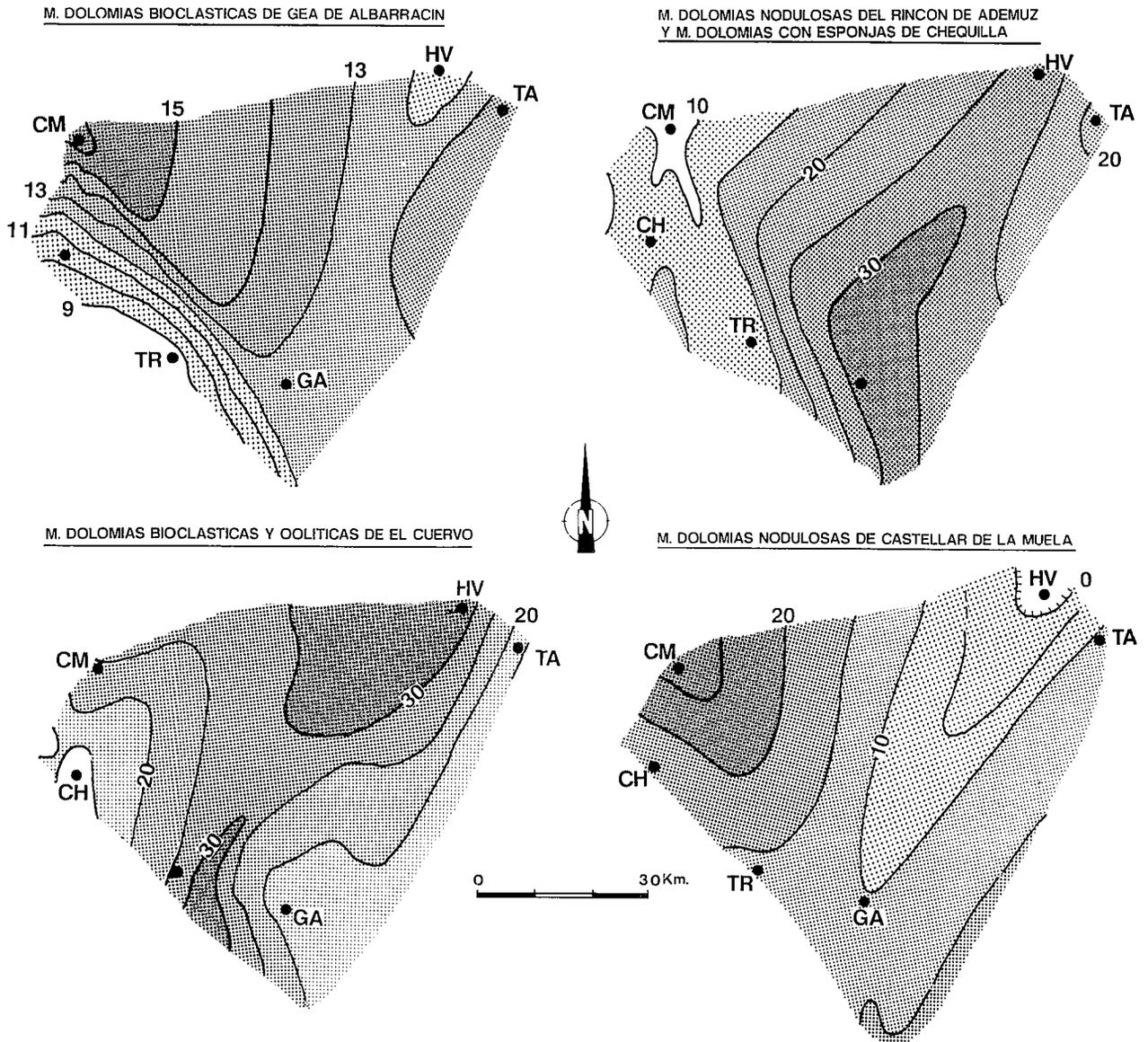


Fig. 7.-Mapas de isopacas de los diferentes miembros de la Formación Dolomías de Tramacastilla. CM: Castellar de la Muela, CH: Chequilla, TR: Tramacastilla, GA: Gea de Albarracín, HV: Hoz de la Vieja, TA: Torre de las Arcas.

Fig. 7.-Isopach map for the Tramacastilla Dolostone Formation. CM: Castellar de la Muela, CH: Chequilla, TR: Tramacastilla, GA: Gea de Albarracín, HV: Hoz de la Vieja, TA: Torre de las Arcas.

lomías, Margas y Calizas de Royuela es muy neto, tan sólo en ocasiones aparecen algunas recurrencias de facies, pero sólo en los primeros cinco metros como mucho. Esta unidad se acuña hacia el NE dentro de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en la columna de Torre de las Arcas (11 en la fig. 4). La potencia máxima se encuentra en Castellar de la Muela, donde tiene 28 m y la mínima en Royuela, con 7 m. En general su potencia aumenta hacia el oeste (fig. 7).

Dentro de esta unidad se pueden distinguir dos subtramos, desde el punto de vista litológico: 1. un subtramo dolomítico, que aparece distribuido en casi toda el área estudiada y 2. un subtramo dolomítico con influencia terrígena, que se encuentra sólo en la zona del Umbral del Tremedal, situado entre Traid y Chequilla (2, 3 y 4 en la Fig. 4). Ambos subtramos mues-

tran como característica estructural principal su carácter nodular y se encuentran en relaciones laterales. Las facies principales de la unidad son:

A. SUBTRAMO DOLOMÍTICO: 1.- dolomías nodulosas gris oscuras a ocre con bioturbación de media a muy abundante. Se observan pelecípodos pequeños, a veces con las conchas orientadas hacia abajo, en niveles de acumulación, gasterópodos, briozoos, algas cianofíceas, etc. Algunos niveles están karstificados y enrojados; 2.- dolomías nodulares margosas, muy bioturbadas, con *Rhizocorallium* sp.; 3.- dolomías grises con textura calcarenítica, con laminación paralela y *ripples* bioturbación de tipo *Rhizocorallium* sp., gasterópodos, pelecípodos y briozoos. A veces laminaciones de algas.

B. SUBTRAMO MARGOSO: 1.- dolomías margosas tableadas, gris claro a ocres, con gasterópodos y pelecípodos muy pequeños, moldes de yeso y pseudomorfos de anhidrita nodular. Bioturbación media; 2.- margas verdes masiva o laminadas; 3.- dolomías nodulosas ocres o grises claras muy bioturbadas; 4.- margas verdes muy bioturbadas, con nódulos de dolomías discontinuos; 5.- dolomías gris-rosa, con *ripples* y nó-

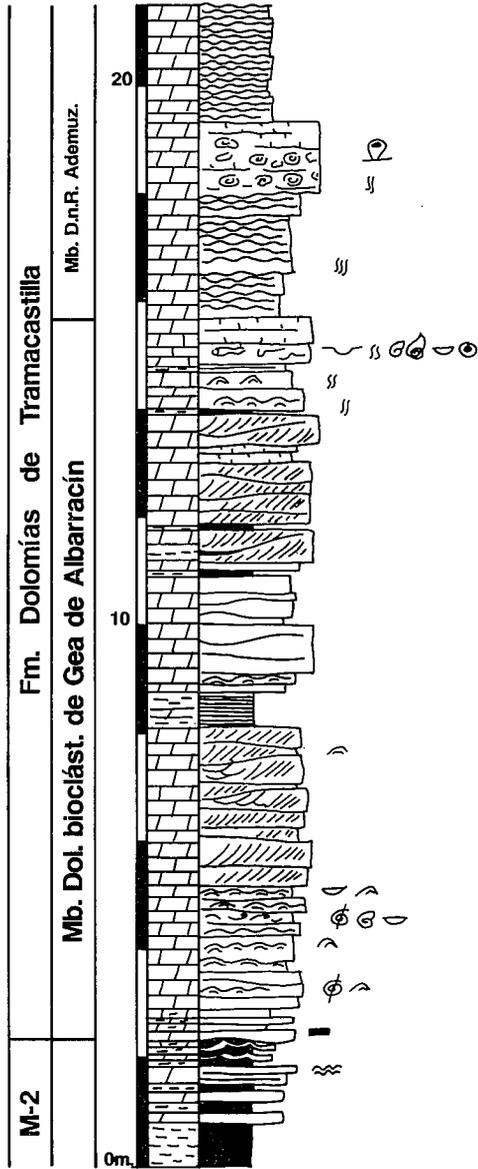


Fig. 8.-Corte tipo del Miembro Dolomías bioclásticas de Gea de Albarracín, de la Formación Dolomías de Tramacastilla.

Fig. 8.-Gea de Albarracín Bioclastic Dolostone Member (Tramacastilla Dolostones Formation) stratotype.

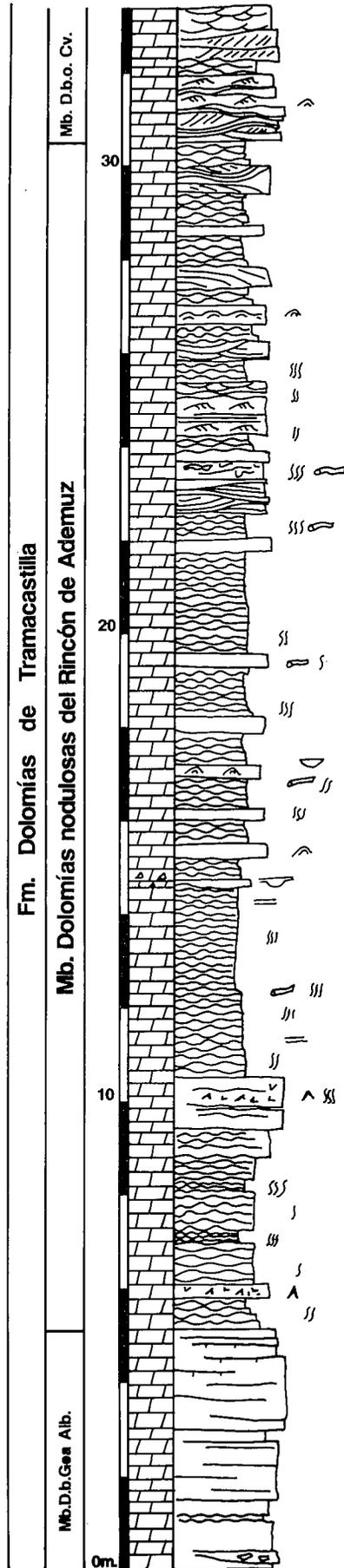


Fig. 9.-Corte tipo del Miembro Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz de la Formación Dolomías de Tramacastilla.

Fig. 9.-Rincón de Ademuz Nodular Dolostones Member (Tramacastilla Dolostones Formation) stratotype.

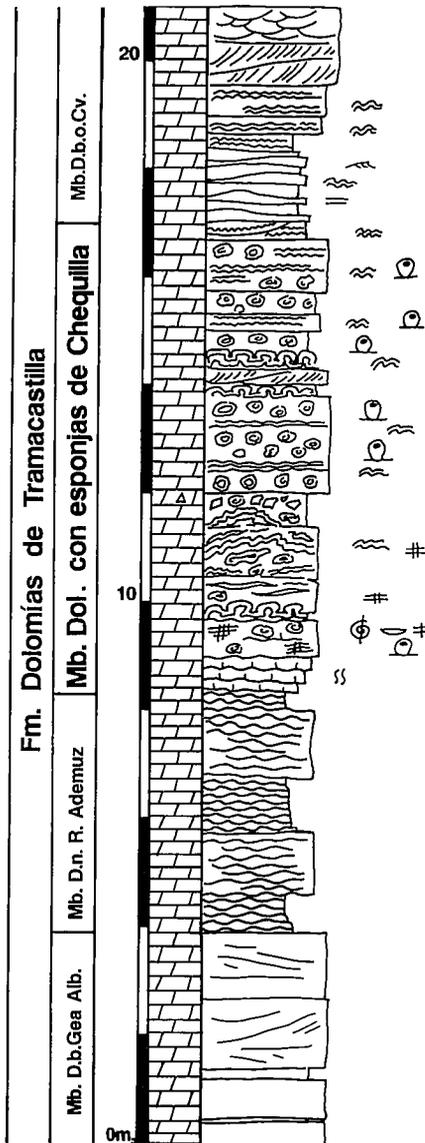


Fig. 10.- Corte tipo del Miembro Dolomías con esponjas de Chequilla de la Formación Dolomías de Tramacastilla.

Fig. 10.- Chequilla Dolostone with Sponges Member (Tramacastilla Dolostones Formation) stratotype.

dulos de sílice bandada de varios centímetros de diámetro.

El límite superior de esta unidad es muy neto, siempre con el miembro inferior de la Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela (Dolomías y Margas de Libros). Viene marcado por la aparición del primer nivel margoso de la formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela, que es muy continuo y marca un cambio general de facies dentro del Muschelkalk superior.

2.2. Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela

Esta formación fue definida por Pérez-Arlucea y Sopena (1985) en la localidad de Royuela (fig. 3) conservando el toponímico de Hinkelbein (1969), quien de-

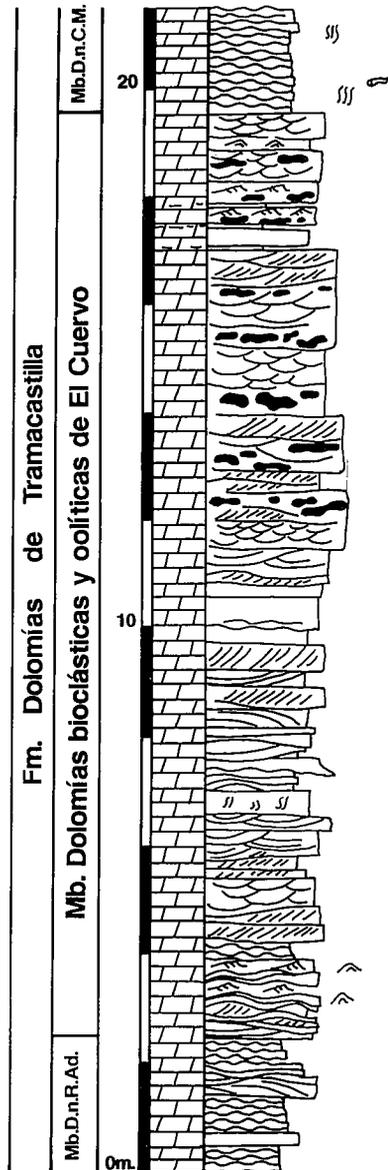


Fig. 11.- Corte tipo del Miembro Dolomías bioclásticas y oolíticas de El Cuervo de la Formación Dolomías de Tramacastilla.

Fig. 11.- El Cuervo Bioclastic and Oolitic Dolostones Member (Tramacastilla Dolostones Formation Member) stratotype.

nominó a esta formación "Capas de Royuela" sin definir formalmente la unidad. En la figura 13 se representa el corte tipo de esta formación con su límite inferior modificado, por las razones anteriormente expuestas.

Dentro de ella se pueden separar tres miembros: Dolomías y Margas de Libros, Calizas negras de Libros y Calizas, Margas y Dolomías de Villed (fig. 13). Estas tres unidades se distribuyen por toda la zona central de la Cordillera Ibérica (las dos ramas) y son fácilmente reconocibles en el campo. Su potencia es bastante homogénea dentro de la zona estudiada, presentando sólo pequeñas variaciones.

2.2.1. Miembro Dolomías y Margas de Libros

Esta unidad está compuesta por una alternancia

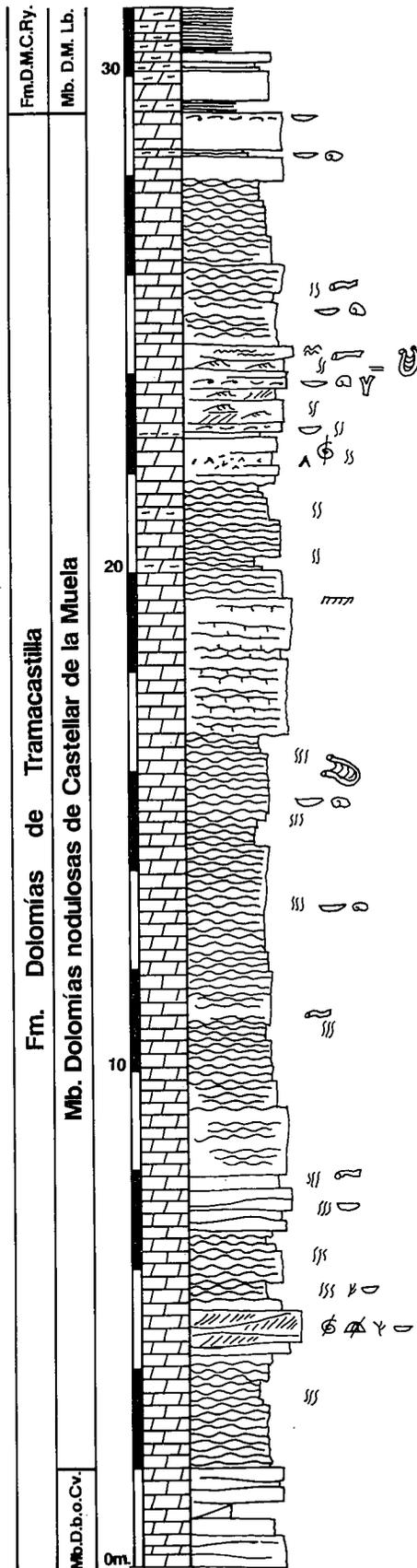


Fig. 12.- Corte tipo del Miembro Dolomías nodulosas de Castellar de la Muela de la Formación Dolomías de Tramacastilla.
 Fig. 12.- Castellar de la Muela Nodular Dolostones Member (Tramacastilla Dolostones Formation) stratotype.

de margas verdes (submareales) y dolomías claras de aguas someras (desde submareales a supramareales). Las calizas son muy poco abundantes. Aflora bien en casi toda la zona estudiada, sobre todo en el área de Libros-Ademoz al S de la Sierra de Albarracín y Tramacastilla (figs. 3 y 4). El corte tipo, situado en Libros, se ha reproducido en la figura 14.

Las Dolomías y Margas de Libros se apoyan sobre el Miembro Dolomías nodulosas de Castellar de la Muela, en casi toda la zona estudiada (fig. 4) o sobre el Miembro Dolomías bioclásticas y oolíticas de El Cuervo (pertenecientes ambos a la Formación Dolomías de Tramacastilla) cuando el anterior desaparece (12 en la fig. 4); en este caso se aprecia un nivel de alteración importante, representado por una costra ferruginosa bien desarrollada. La potencia de esta unidad es muy homogénea, varía entre 8 y 10 m. Está compuesta por las siguientes facies: 1.- margas verdes o grises claras, lajosas o laminadas, a veces nodulares, debido a la bioturbación. En ocasiones se distinguen braquiópodos de la especie *Lingula tenuissima* BRONG, bivalvos (*Placunopsis teruelensis*) y pellets; 2.- dolomías ocre claras o grises oscuras con acumulaciones de conchas enteras, de gasterópodos y pelecípodos, bioturbación de media a abundante, con tubos horizontales y *Rhynchocoryllium* sp. A veces se observan ripples de oscilación; 3.- dolomías ocre claras con pseudomorfos de anhidrita nodular y moldes de yeso; 4.- dolomías ocre con grietas de desecación, laminaciones de algas y brechas de cantos planos. A veces se observa porosidad fenestral y moldes de evaporitas; 5.- brechas dolomíticas de colapso, color gris claro.

2.2.2. Miembro Calizas negras de Libros

Este miembro de la Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela está compuesto casi exclusivamente por calizas negras, aunque conviene señalar que hacia el noroeste de la zona estudiada (desde Castellar de la Muela, fig. 4) y en las columnas de la Rama Aragonesa (Hoz de la Vieja y Torre de las Arcas) esta unidad se encuentra completamente dolomitizada. Existen muy buenos afloramientos de esta unidad en toda la mitad sureste de la zona estudiada, desde Tramacastilla hasta el sector Libros-Villel. Uno de los mejores cortes se encuentra en la localidad de Libros, donde se ha definido el corte tipo (fig. 14).

Tanto el límite inferior como el superior son muy netos y vienen marcados por la presencia de margas o dolomías de aguas someras, en la base y en el techo. A veces hay una costra ferruginosa entre esta unidad y las Calizas, Margas y Dolomías de Villel. La potencia de esta unidad es de 4 a 9 m.

Está compuesta mayoritariamente por facies submareales, de plataforma somera, con gran abundancia de materia orgánica. Se pueden observar las siguientes facies: 1.- bioesparitas negras masivas, algo bioturbadas, con fragmentos de gasterópodos, bivalvos y placas de equinodermos; los bioclastos suelen estar micritizados, bien seleccionados, redondeados y algunos fe-

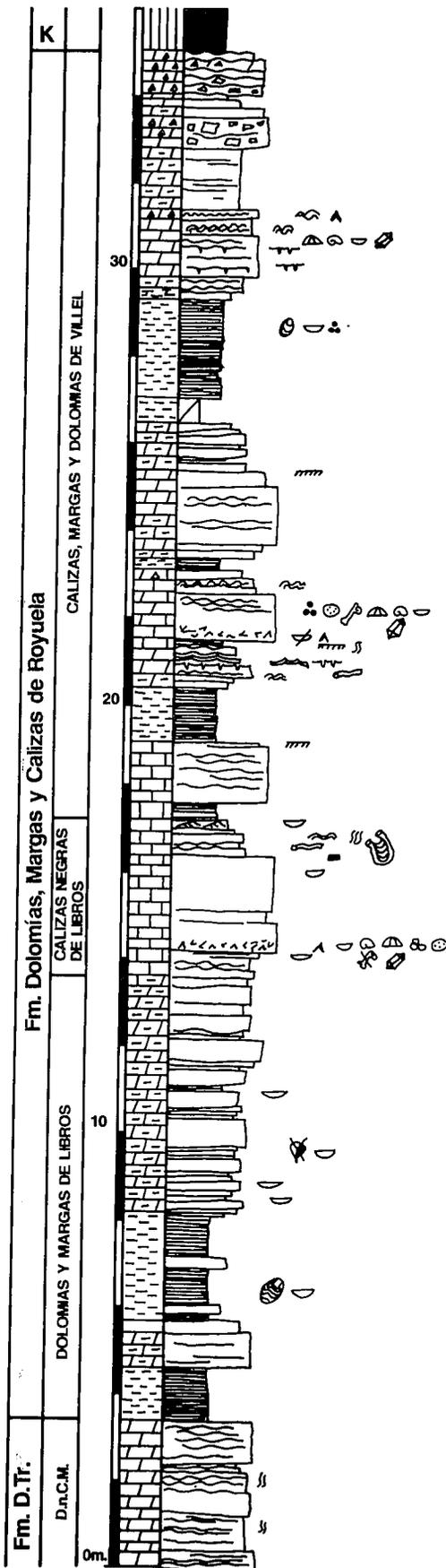


Fig. 13.- Corte tipo de la Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela.

Fig. 13.- Royuela Dolostones, Marls and Limestones Formation stratotype.

rruginizados. Se observan microsecuencias de granoselección positiva. Ocasionalmente presentan cuarzo idiomorfo con inclusiones de sales e intraclastos de micritas con abundantes fragmentos de foraminíferos; 2.- oobiosparitas masivas, negras, con moldes de yeso. En sección delgada se observan proto-oolitos, fragmentos de conchas micritizadas y redondeados, placas de equinodermos (algunas silicificadas), peloides, ostrácodos, pelecípodos, algas endolíticas, foraminíferos y algunos intraclastos con cuarzo autigénico. Algunos bioclastos están silicificados. Localmente se observan cementos ferruginosos; 3.- biopelmicritas tableadas o nodulares, muy bioturbadas, con pequeñas secuencias milimétricas de granoselección positiva, algunas de base ligeramente erosiva: en estas secuencias se pasa de *packstones* a *wackestones* y a *mudstones*. Contienen pelecípodos, braquiópodos, placas de equinodermos, foraminíferos (casi todos micritizados) y pellets. Se observan pirritas en microagregados y rellenos geopetales en los gasterópodos. A veces se encuentran algunos intraclastos. Las conchas de los pelecípodos se encuentran desarticuladas y orientadas con la parte cóncava hacia abajo; mostrando efectos *shelter*, con rellenos de esparita en la parte superior y rellenos de pellets, foraminíferos y micrita en la parte inferior. A veces se observa cuarzo autigénico con inclusiones salinas y cementos de calcita fibrosa revistiendo los clastos; 4.- biointra-micritas pasando de *packstone-wackestone* a *packstone*, negras masivas con intraclastos, moldes de evaporitas y conchas orientadas, fragmentos de foraminíferos, placas y espinas de equinodermos, braquiópodos, ostrácodos, pelecípodos, intraclastos (de *mudstones* con foraminíferos) milimétricos y centimétricos, de color negro, bioclastos micritizados en el borde y proto-oolitos. Revistiendo las conchas y otros componentes aparecen cementos de calcita fibroso-radial; 5. biomicritas *wackestone*, nodulares, de color negro, con foraminíferos (enteros y fragmentos), ostrácodos, bivalvos, gasterópodos, placas de equinodermos e intraclastos. Presentan cristales de cuarzo idiomorfo y pseudomorfo de anhidrita. Bioturbación horizontal y *Rhizocorallium* sp.; 6. *mudstones* bioturbados negros con algunas láminas de biomicritas *packstone*, con ostrácodos, gasterópodos, bivalvos y placas de equinodermos; 7. dolomías de grano fino con moldes de evaporitas lenticulares dolomitizadas y cristales de cuarzo con inclusiones salinas. Los cristales de yeso son lenticulares o rómicos y presentan un bandeo debido a óxidos de hierro.

2.2.3. Miembro Calizas, Margas y Dolomías de Villel

Esta unidad es semejante a las Dolomías y Margas de Libros, en cuanto a su organización secuencial y facies, aunque difiere en presentar más niveles calcáreos y mayor abundancia de facies submareales carbonáticas que ésta. El límite inferior es neto, comienza con el primer nivel de margas verdes situado por encima de las calizas negras, existiendo muchas veces una

costra ferruginosa muy marcada en el techo de la unidad infrayacente, que parece indicar un período pequeño de interrupción sedimentaria. El límite superior con el Keuper es gradual pero rápido. Este límite se define por la presencia de evaporitas (yesos) o lutitas rojas. Uno de los cortes más completos y mejor expuestos, representado en la figura 15, se encuentra en la carretera entre las localidades de Libros y Villel. También existen buenos afloramientos de esta unidad en Libros, Tramacastilla y Royuela. La potencia es de 14 a 28 m, siendo máxima en Castellar de la Muela.

En esta unidad se diferencian las siguientes facies: 1.- biopelmicritas laminadas de *packstone* a *wackestone* o *packstone* grises claras, con microsecuencias de tormenta, donde se observa un aumento de la micrita hacia el techo de las láminas. Los componentes fundamentales son los equinodermos, foraminíferos nodosaridos, braquiópodos, pelecípodos en fragmentos y enteros, restos de vertebrados y pellets. Algunos bioclastos están micritizados y están revestidos por una película de óxidos de hierro. Se aprecian cristales de cuarzo idiomorfo con inclusiones de anhídrita y agregados de cristales de pirita; 2.- biomicritas *packstone* alternando con *wackestone*, con fragmentos de fauna muy pequeños, foraminíferos nodosaridos, dientes de peces, braquiópodos, restos de vertebrados, algas verdes, equinodermos (placas sueltas) y peloides. El cuarzo idiomorfo es muy abundante y se observan también moldes de yeso. Bioturbación media. Algunos bioclastos están silicificados; 3.- brechas calcáreas de color gris, con fragmentos de braquiópodos, gasterópodos, foraminíferos, restos de vertebrados y ostrácodos. Se observan abundantes moldes de yeso y óxidos de hierro procedentes de una costra ferruginosa, cristales de cuarzo autigénico, idiomorfo y poros rellenos de cemento y sales; 4.- *mudstone* masivos, con bioturbación muy abundante asociados a calizas bioclásticas nodulosas en secuencias *packstone-wackestone-mudstone*; 5.- dolomías gris claro con intraclastos, algas y fragmentos de fauna irreconocible de visu. Se encuentran en niveles de forma lenticular, con la base erosiva, de poca continuidad lateral y escasa potencia. Restos vegetales; 6.- dolomías claras de grano fino, con laminación de algas y bioturbación. En sección delgada se observan poros alargados con revestimientos de óxidos de hierro y rellenos de esparita. Bioturbación media; 7.- brechas calcáreas grises con cantos negros, asociadas a dolomías ocre amarillentas con laminaciones de algas, brechas de cantos planos y nódulos carbonatados, con grietas de desecación y *ripples*. A veces estromatolitos y porosidad fenestral; 8.- margas verdes o grises, masivas o laminadas, con *Lingula tenuissima* BRONG y *Placunopsis teruelensis* y otros bivalvos; 9.- margas verdes ocre o grises, masivas, con grietas de desecación y costras carbonatadas con estructura *tepee* en niveles de hasta 20 cm como mucho.

3. AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN Y TIPOS DE SECUENCIAS DE ORDEN MÉTRICO

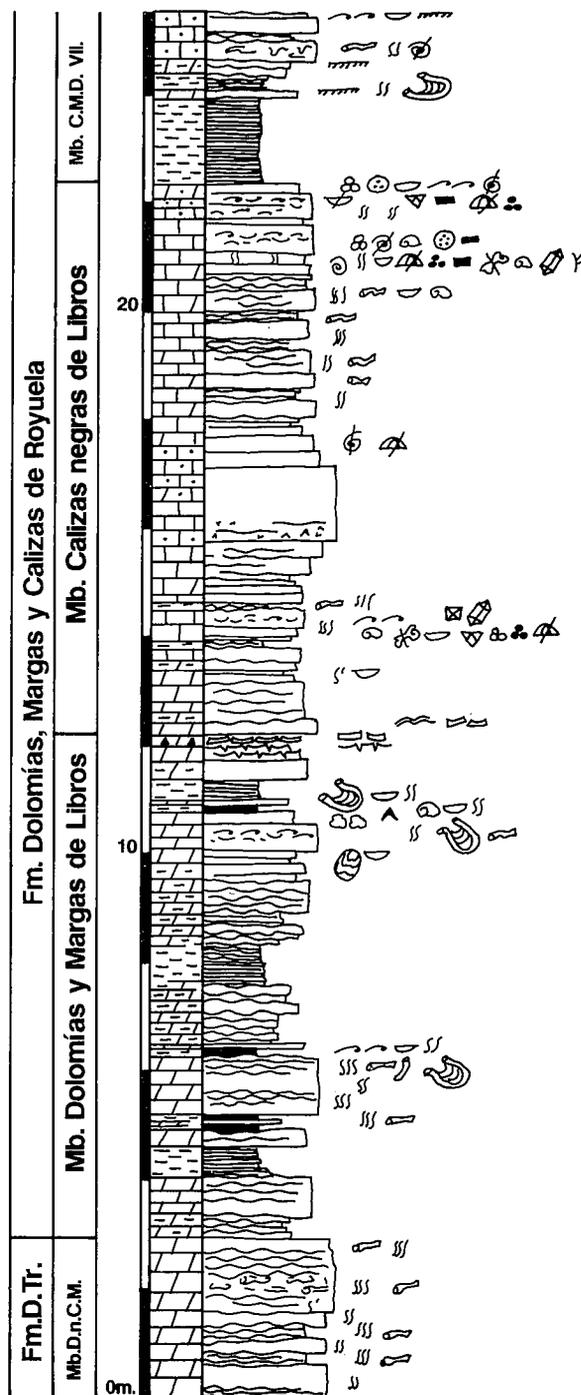


Fig. 14.- Corte tipo de los miembros Dolomías y Margas de Libros y Calizas negras de Libros de la Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela.

Fig. 14.- Libros Dolostones and Marls Member and Libros Black Limestones Member -both belonging to the Royela Dolostones, Marls and Limestones Formation- stratotypes.

DE LAS FORMACIONES DOLOMIÁS DE TRAMACASTILLA Y DOLOMIÁS MARGAS Y CALIZAS DE ROYUELA.

En la figura 4 se ha representado la arquitectura deposicional de las distintas unidades establecidas para el Muschelkalk superior, mediante la correlación de

algunas de las columnas levantadas en el campo. En primer lugar destaca una diferencia neta entre la organización secuencial de las dos formaciones: Dolomías de Tramacastilla (ver también figura 16) y Dolomías, Margas y Calizas de Royuela (figura 17). La primera formación está constituida por facies carbonáticas sin influencia terrígena en las que destaca una serie de cinturones de facies. Sin embargo, la segunda formación: Dolomías, Margas y Calizas de Royuela, está formada por una serie de secuencias casi correlacionables a lo largo de toda la extensión estudiada, que comienzan por un término con influencia terrígena y continúan con términos carbonáticos, que configuran secuencias de somerización clásicas, *muddy* o *grainy*, de James (1977).

La Formación Dolomías de Tramacastilla está constituida en la base por una unidad muy continua (Miembro Dolomías bioclásticas de Gea de Albarracín), con facies calcareníticas someras, que se extienden por toda la zona estudiada con unas características homogéneas (fig.4). Esta unidad basal, calcarenítica en origen, estaría compuesta por facies muy someras que quizás correspondan a la primera instalación de las facies marinas al producirse el primer impulso transgresivo. Se trataría de mantos calcareníticos, con estructuras de pequeña y media escala (*ripples* y dunas de hasta 20 cm de altura), actualmente dolomitizados por completo, con algunas facies perimareales asociadas (brechas, facies de algas, lutitas con restos vegetales, etc.), no muy desarrolladas. Pensamos que esta unidad puede corresponder a un ambiente de rampa de tipo *fringing-skeletal banks* (Read, 1982), con bajíos calcareníticos bioclásticos, submareales (fig. 16 A).

Por encima, aún dentro de esta formación, se observa un conjunto de cinturones de facies que corresponden a los miembros Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz, Dolomías con esponjas de Chequilla, Dolomías bioclásticas y oolíticas de El Cuervo y Dolomías nodulosas de Castellar de la Muela (figs. 4 y 16).

El Miembro Dolomías con esponjas de Chequilla es masivo y no presenta una secuencialidad excesivamente marcada; sin embargo en algunas zonas, como en Chequilla, se observan secuencias en la parte superior de la unidad compuestas por los siguientes términos (fig.16. 1):

a. dolomías con esponjas y otras especies fósiles (posiblemente estromatopóridos) en niveles tabulares o con forma cómica, correspondientes a bancos bioconstruidos de pequeño tamaño.

b. Brechas formadas por restos de las bioconstrucciones y fragmentos de organismos acumulados.

c. dolomías con laminaciones de algas y estromatolitos LLH, brechas de cantos planos de algas y pequeños niveles de dolomías con *ripples*.

El término "a" de estas secuencias se conserva en muy raras ocasiones, sólo en Chequilla, localidad donde se ha definido el corte tipo, se puede observar en condiciones medianamente aceptables. Estas secuencias corresponden a la acumulación de fragmentos de los bancos bioconstruidos, después de su destrucción y some-

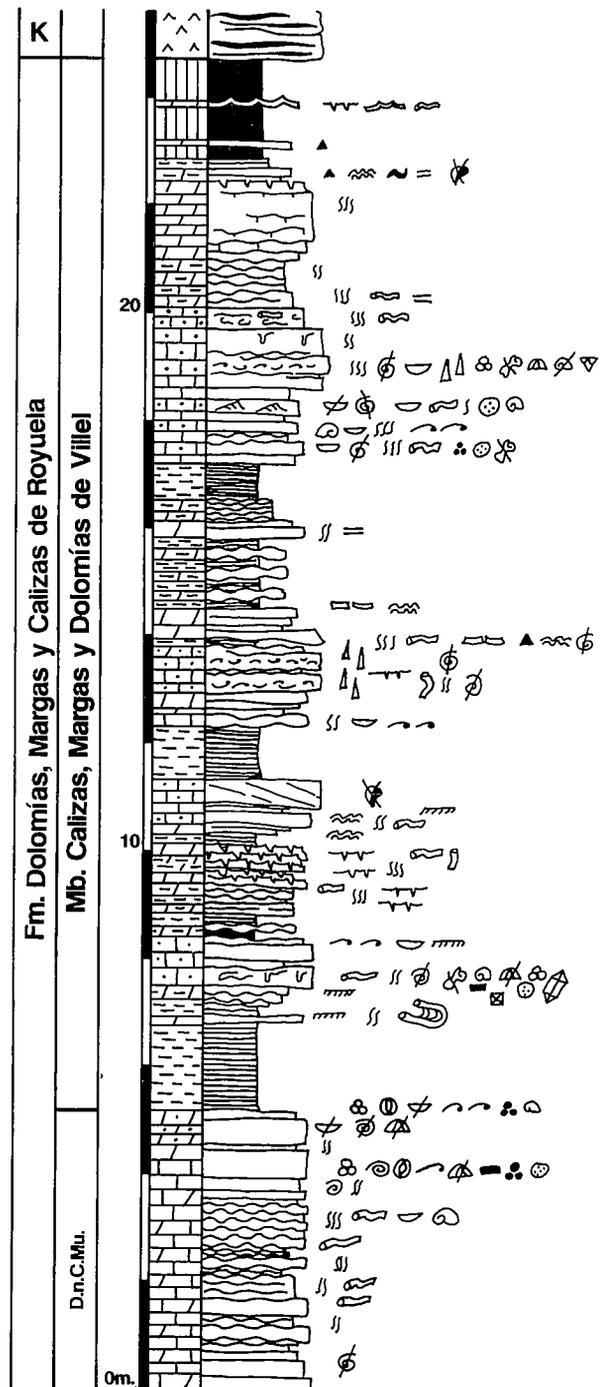


Fig. 15.- Corte tipo del Miembro Calizas, Margas y Dolomías de Villel de la Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela.
Fig. 15.- Villel Limestones, Marls and Dolostones Member (Royuela Dolostones, Marls and Limestones Formation) stratotype.

rización pasando a facies con influencia de las mareas.

Dentro de las Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz se aprecia un cambio progresivo de facies hacia el oeste, a medida que va aumentando de potencia. En el oeste está formada prácticamente por dolomías nodulosas con algunas intercalaciones de dolomías masivas con esponjas semejantes a las de la unidad anterior. Hacia el este se aprecian varias secuencias (figs. 4 y 16) de tipo *shoaling upwards* con una tendencia thi-

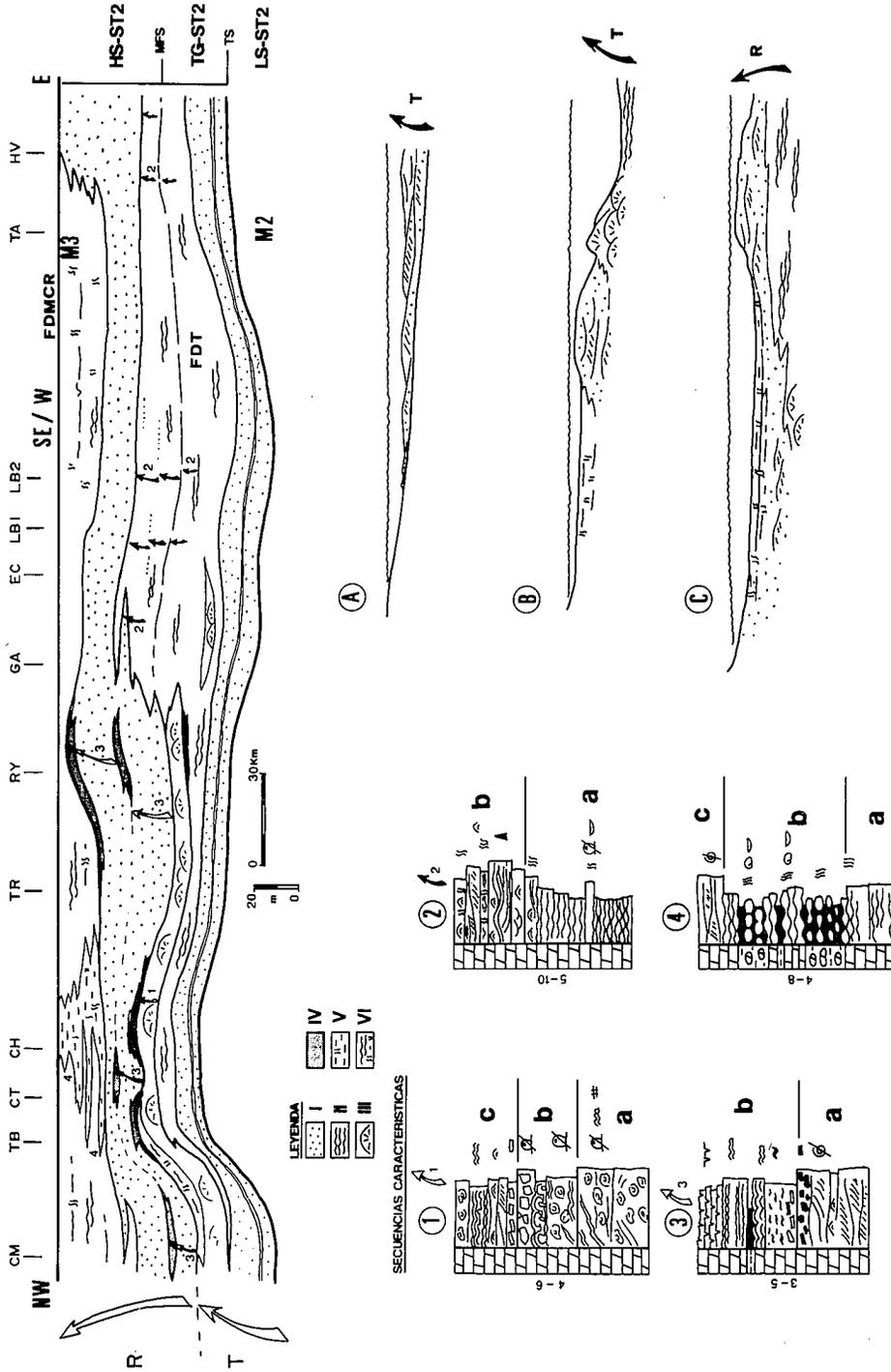


Fig. 16.- Parte superior: esquema de distribución de los principales cinturones de facies de la Formación Dolomías de Tramacastilla. Secuencias características: 1. secuencia tipo del Miembro Dolomías con esponjas de Chequilla; 2. secuencia tipo del Miembro Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz; 3. secuencia tipo de las Dolomías bioclásticas y oolíticas de El Cuervo; 4. Asociación de facies típica del subtramo con influencia terrígena del Miembro Dolomías nodulosas de Castellar de la Muela. Parte inferior derecha: esquema de evolución de las rampas carbonatadas propuesto para la Formación Dolomías de Tramacastilla (explicación en el texto). Leyenda: I. complejos de *stozis* bioclásticos y/o oolíticos; II. facies nodulosas de baja energía de rampa externa profunda; III. pequeñas bioconstrucciones de esponjas; IV. llanuras de marea distales asociadas a exposiciones de los cinturones de shoals; V. facies de rampa interna de baja energía con influencia terrígena y VI. facies de rampa interna carbonática de baja energía.

Fig. 16.- Upper part: Main facies belts distribution for the Tramacastilla Dolostones Formation. Characteristic sequences: 1. Chequilla Dolostones with Sponges Member type-sequence; 2. Rincón de Ademuz Nodular Dolostones Member type-sequence; 3. El Cuervo Bioclastic Dolostones Member type-sequence; 4. Typical facies association for the terrigenous-influenced part of the Castellar de la Muela Nodular Dolostone Member. Lower right: evolution model for the Tramacastilla Dolostone Formation carbonate ramps (further explanation in text). Legend: I. Bioclastic and/or oolitic shoal complex; II. Low-energy, nodular, deep outer ramp facies; III. Small-sized sponges buildups; IV. Distal tidal-flats associated with shoal belts; V. Low-energy inner ramp facies showing terrigenous influence, and VI. Low-energy carbonate inner ramp facies.

ckening upwards dentro de cada una de ellas (fig. 16), observándose una mayor variedad de facies. Las secuencias están compuestas por los siguientes términos de base a techo (fig. 16.2):

a. Dolomías nodulares. A veces con restos de esponjas o bivalvos.

b. Dolomías con estratificación cruzada de pequeña y gran escala y/o *hummocky cross stratification* o dolomías brechoides con fantasmas de fauna, que presentan una textura calcarenítica y una tendencia *thickening upwards*. En ocasiones estas facies se encuentran muy bioturbadas.

Estas secuencias son semejantes, a grandes rasgos, a las que describen Calvet y Tucker (1988) en la Formación Rasquera del Muschelkalk superior de la Cuenca Catalana, aunque en la Cordillera Ibérica estas secuencias están más incompletas. En el Muschelkalk superior de la Cordillera Ibérica no se llegan a encontrar los términos inferiores más profundos de margas y lutitas de rampa profunda distal y margas de cuenca. Aquí, las secuencias comienzan con las dolomías nodulosas con bioturbación de rampa profunda intermedia y terminan con facies de dolomías con textura calcarenítica de rampa proximal somera, con facies de tormenta. Sólo se desarrollan en la parte media y superior de la unidad. La parte inferior es nodulosa, muy homogénea.

Dentro de la Dolomías bioclásticas y oolíticas de El Cuervo se pueden apreciar secuencias de somerización de tipo *grainy* semejantes a las descritas por James (1977), con los siguientes términos (fig. 16.3):

a. Dolomías grises oscuras de grano grueso, bioclásticas y oolíticas con estratificación cruzada de gran escala y *ripples*. Es el término más desarrollado en la vertical. A veces se observan, pero de forma muy excepcional, calizas blancas *wackestone*, con fragmentos de algas cianofíceas, intraclastos y foraminíferos, reflejando pequeñas zonas de sombra entre los bajíos.

b. Dolomías de grano fino ocres claras o blancas con cantos negros, laminaciones de algas planas, porosidad fenestral y grietas de desecación. También pueden aparecer pequeños niveles de margas verdes de algunos centímetros.

Estas secuencias aparecen sólo en la parte más occidental de la zona estudiada desde Royuela hacia el oeste. En una misma vertical se aprecian, una o dos secuencias de este tipo (fig. 16, parte superior).

Por último, las Dolomías nodulosas de Castellar de la Muela presentan un conjunto de facies muy homogéneo, sin secuencialidad marcada. Casi toda la unidad está compuesta por facies nodulosas, aunque a veces se encuentran algunos tramos con facies de textura calcarenítica. En el sector situado entre Chequilla y Traid, en el Alto estructural del Tremedal (números 2, 3 y 4 en la figura 4), esta unidad tiene influencia terrígena. Se aprecian intercalaciones margosas bastante potentes, muy bioturbadas, alternando con facies nodulosas dolomíticas. En el resto del sector estudiado no aparecen estas intercalaciones de margas, si acaso algunos niveles de dolomías arcillosas. La influencia de

terrígenos finos en esta unidad es, pues, muy local y puede estar relacionada con algunas zonas emergidas próximas que se situarían más al noroeste.

Estas secuencias reflejarían la exposición subaérea de *shoals* bioclásticos y oolíticos del cinturón de facies calcareníticas someras de una rampa proximal. El segundo término suele estar muy poco desarrollado. La secuencia representada en la figura 16. 3 es una de las más completas que hemos observado y pertenece a la parte superior de esta unidad en Royuela.

Estas cuatro unidades de la Formación Dolomías de Tramacastilla pueden ser interpretadas como cuatro asociaciones de facies de una rampa carbonática homoclinal con un complejo de *shoals* bioclásticos y oolíticos (Dolomías bioclásticas y oolíticas del Cuervo), separando una zona interna protegida (Dolomías nodulares de Castellar de la Muela) y una zona externa, con facies bioconstruidas en los márgenes (Dolomías con esponjas de Chequilla) y facies nodulosas situadas por debajo del nivel de base del oleaje, pero afectadas por las tormentas (Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz).

Si observamos la extensión y las relaciones entre las distintas unidades parece deducirse una disminución progresiva en la pendiente de las rampas; primero con el paso de una rampa de tipo *fringing-bank* (fig.16 A) a una rampa con plataforma interna separada por bajíos calcareníticos (fig. 16 B) de tipo *barrier-bank* (ver Read, 1985). Según Read (1985) las rampas con *fringing-banks* se suelen desarrollar en paleopendientes de mayor gradiente que las rampas con *barrier banks*, que permiten mejor el desarrollo de bioconstrucciones en las zonas próximas a la costa. Los complejos con *fringing banks* suelen evolucionar a complejos con *barrier banks* a medida que prograda la plataforma, pasando por una etapa intermedia de rampas someras con bioconstrucciones aisladas en la zona de pendiente. Las bioconstrucciones del Muschelkalk no parecen ser grandes edificios continuos, sino pequeños bancos que se destruyen con frecuencia, como parece deducirse de la falta casi total de asociaciones de organismos en posición de vida. La tendencia general en esta etapa representada en la parte inferior de la Formación Dolomías de Tramacastilla es transgresiva. La génesis de bioconstrucciones aisladas, como las que parecen formar la Dolomías con esponjas de Chequilla, tiene lugar preferentemente en rampas que están sufriendo un rápido ascenso relativo del nivel del mar (Read, 1985), lo que parece apoyar esta tendencia. Esta etapa evolutiva de progradación de la rampa, podría corresponder a lo que Vail *et al.* (1977) denominan *transgressive systems tract*, estando la superficie de inundación máxima (*maximum floodig surface*) en el techo de las Dolomías con esponjas de Chequilla.

Posteriormente las Dolomías bioclásticas y oolíticas de El Cuervo progradan sobre las unidades de rampa profunda iniciando una secuencia regresiva, que culmina con la Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela (ver figuras 4 y 16 C). Esta disposición parece indicar que las facies de rampa interna de baja energía

representada por las Dolomías nodulosas de Castellar de la Muela se expanden mucho hacia el este, siguiendo la tendencia de disminución de la pendiente y formando casi una geometría de plataforma, con facies poco profundas de baja energía, limitadas hacia el este por un cinturón calcarenítico, situado a más de 100 km de la costa. Esta etapa correspondería al *highstand systems tract*, caracterizado por una alta tasa de acreción vertical en la plataforma, que continuaría durante toda la sedimentación de las Dolomías, Margas y Calizas de Royuela (fig. 17), unidad que presenta una ciclicidad muy marcada. Esta unidad es simétrica en cuanto a la disposición de los ciclos, formando una secuencia de menor orden transgresivo-regresiva. Está compuesta por una serie de ciclos de somerización que terminan con facies de llanura de marea en la parte inferior (Dolomías y Margas de Libros) y superior (Dolomías, Margas y Calizas de Villel), y en la parte media por secuencias que no llegan a alcanzar nunca las facies de la zona mareal (Calizas negras de Libros) y que están muy afectadas por las tormentas.

Los ciclos de somerización de la parte inferior y superior de la formación están formados por los siguientes términos (fig. 17 A):

a. Margas verdes u ocres, masivas o nodulares, bioturbadas, con bivalvos, braquiópodos lingúlidos y pellets.

b. Dolomías margosas grises nodulosas, muy bioturbadas, que pasan gradualmente a dolomías nodulosas o dolomías y/o calizas con pequeñas acumulaciones de conchas rotas, con matriz micrítica, que se hace progresivamente más abundante, pasando a niveles de acumulación de conchas enteras orientadas con las valvas hacia abajo. Este término puede comprender varias secuencias centimétricas de tormenta.

c. Dolomías ocres con pseudomorfos de anhidrita nodular, moldes de yeso, dolomías con grietas de desecación, laminaciones de algas, brechas de cantos planos, brechas de colapso, etc. A veces se observan en el techo nodulizaciones de origen edáfico, costras dolomíticas con estructura *tepee* y costras ferruginosas.

En el miembro inferior (Dolomías y Margas de Libros; fig. 17.I) se pueden separar de dos a tres secuencias en la vertical, de una potencia comprendida entre 2 y 8 m. La primera de ellas es muy continua y fácilmente reconocible, ya que presenta características idénticas e igual potencia en todos los puntos. Esta primera secuencia no llega a desarrollar facies mareales. Se observan sólo los dos términos inferiores de la secuencia tipo descrita, con un aumento de la bioturbación hacia el techo y una disminución progresiva de la influencia terrígena. El resto de las secuencias termina con facies de llanura de marea, bien desarrolladas, con abundantes señales de exposición subaérea.

En el miembro superior (Calizas, Margas y Dolomías de Villel; fig. 17.III) se distingue un máximo de seis secuencias con una potencia de 2 a 6 m. La diferencia fundamental con el miembro inferior es que el término submareal carbonático está más desarrollado en casi todas las secuencias y presenta mayor diversi-

dad de facies, junto con un menor grado de dolomitización. Estas secuencias son muy continuas lateralmente, pudiéndose seguir algunas durante varias decenas de kilómetros.

Las Calizas negras de Libros (fig. 17.II) están formadas, como ya hemos señalado al describir la unidad, por facies generadas por debajo del nivel de marea baja y, a diferencia de las unidades infra y suprayacentes, no presenta secuencias de somerización con facies mareales ni influencia terrígena. A grandes rasgos está formada por dos tramos nodulosos separados por un tramo masivo, bioclástico y oolítico, de facies *packstone* y *grainstone*, que se ha destacado en la fig. 17. Este tramo es muy continuo y está formado generalmente por dos bancos muy reconocibles en el campo, el primero de los cuales suele tener una acumulación de moldes grandes de yeso muy característica. Hacia el este desaparece. Un aspecto muy conspicuo son las secuencias de tormenta, con acumulaciones de conchas desarticuladas, orientadas con la concavidad hacia abajo (fig. 17 B). Estas secuencias son semejantes a las que describen Aigner (1982) en el Muschelkalk del SW de Alemania y Düringer (1982, 1984) en las calizas de crinoides del Muschelkalk superior del este de Francia, presentando también un orden de magnitud semejante.

Las secuencias de tormenta de esta unidad tienen entre algunos milímetros (alternancias de facies *packstone-wackestone-mudstone*, con base erosiva en el primer término, conchas orientadas, etc) a varios centímetros, generalmente nunca mayores de 10 cm (ver fig. 17 B, donde se representan tres secuencias de tormenta superpuestas, cada una de ellas marcada con un pequeño triángulo negro). Las secuencias mayores, más completas, están compuestas por:

a. Calizas *packstone* (biointramicritas y biopelmicritas) con conchas fragmentadas, acumulaciones de foraminíferos y pellets, etc. Base erosiva. Masivas o con ripples de oscilación o corriente.

b. Calizas *packstone* (biomicritas y biopelmicritas) compuestas por conchas enteras, orientadas hacia abajo y rellenas de pellets, micrita y foraminíferos en la parte inferior y cemento de calcita en la parte superior. Masivas o con ripples.

c. Aumento progresivo de la matriz hasta pasar a calizas *wackestone* masivas. Algunas pasadas *packstone* con ripples.

d. *Mudstones* o *wackestones* bioturbados, con ostracodos, foraminíferos, y otros restos de fauna entera, representativos de la vuelta a las condiciones normales de sedimentación.

e. Margas bioturbadas en niveles nunca superiores a 1 cm. Este término no es frecuente.

Cabe destacar que esta unidad no presenta una gradación de facies de oeste a este (polaridad rampa proximal-distal) tan marcada como la unidad anterior, ni siquiera un aumento general en la potencia hacia el este como cabría esperar, y que sí se observa en la unidad inferior. De hecho, en las Dolomías, Calizas y Margas de Royuela las columnas más orientales presentan,

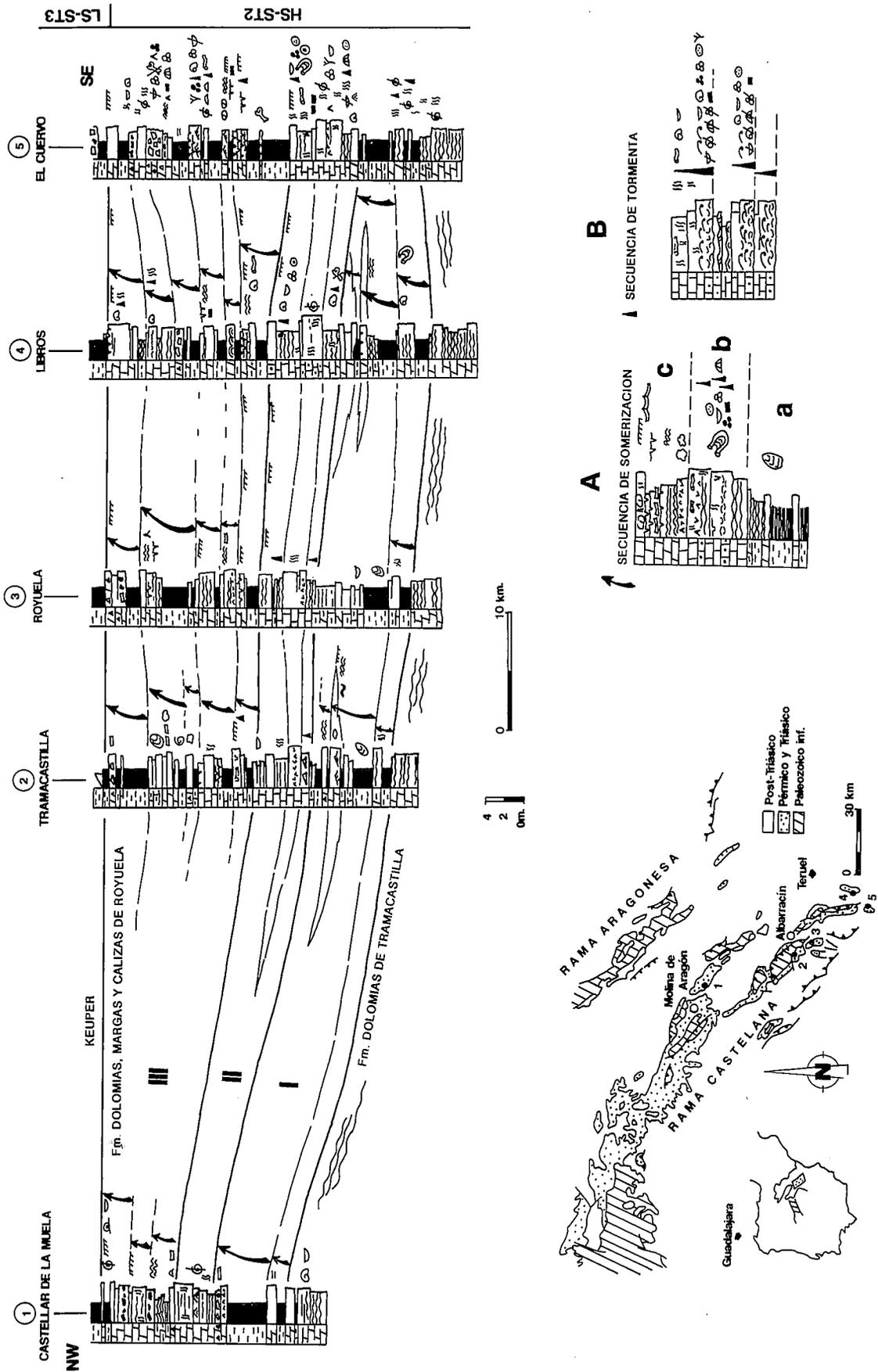


Fig. 17.- Esquema de distribución de las secuencias de somerización-carbonatación hacia el techo y facies de los tres miembros de la Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela: I. Dolomías y Margas de Libros; II. Calizas negras de Libros y III Calizas, Margas y Dolomías de Villel. En la parte inferior derecha se han representado las dos secuencias tipo más características de esta formación: A. secuencias de carbonatación-somerización hacia el techo y B. secuencias de tormenta (se han representado tres secuencias superpuestas).

Fig. 17.- Sketch showing shallowing-carbonating upwards sequences correlation for the three Royuela Dolostone, Marlstone and Limestone Formation members. Most characteristic sequences shown at lower right: A. shallowing upwards sequence and B. storm sequences.

comparativamente, una mayor influencia terrígena (mayor potencia de los tramos margosos) hacia el este al mismo tiempo que las facies submareales carbonáticas adquieren menor importancia, pasando, dentro de las secuencias de somerización, del submareal margoso a facies de llanura mareal con gran desarrollo de las brechas de colapso, etc.

Esta disposición de las facies y de las secuencias parece indicar un medio de rampa carbonática muy tendida, casi con geometría de plataforma, muy somera, con influencia terrígena periódica, gran abundancia de materia orgánica en los momentos de sedimentación carbonática normal y algo restringida, como parece deducirse del color negro de las facies y la presencia de evaporitas.

4. SECUENCIAS DEPOSICIONALES.

Realizando una comparación del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica con la serie descrita en La Cuenca Catalana por Calvet *et al.* (1990) podemos considerar que el Muschelkalk, al igual que en los Catalánides, está formado por dos Secuencias deposicionales, en el sentido de Vail *et al.* (1977). La Formación Dolomías y Margas de Albarracín sería equivalente a la parte superior de la Secuencia Depositional 1, correspondiente a los *transgressive* y *high stand systems tract*, que también se pueden reconocer como tales en esta zona. Las facies de *lowstand* no se reconocen en la mayor parte de la zona central de la Cordillera Ibérica, donde el Muschelkalk inferior se apoya en clara discordancia sobre el Buntsandstein, netamente fluvial. Sólo donde el Buntsandstein está más completo (es decir, en la zona de Molina de Aragón estudiada por Ramos, 1979) se pueden observar facies con cierta influencia marina en el techo, aunque todavía con carácter terrígeno (Ramos, 1979; Muñoz *et al.*, in litt.), esta unidad quizás se pue-

da considerar como el *lowstand systems tract* de la primera secuencia deposicional del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica. La segunda secuencia deposicional de los Catalánides se puede correlacionar de forma bastante precisa con las unidades establecidas en la Cordillera Ibérica. Dentro de este sector la segunda secuencia deposicional estaría formada por la Formación Limos y Areniscas abigarrados de Torete, que formaría el *lowstand systems tract* (LS-ST2 en la fig.16) y el M3, siendo el *transgressive systems tract* (TG-ST2 en la fig. 16) los miembros Dolomías bioclásticas de Gea de Albarracín, Dolomías nodulosas del Rincón de Ademuz y Dolomías con esponjas de Chequilla (miembros de la Formación Dolomías de Tramacastilla) y el *high stand systems tract* (HS-ST2 en las figuras 16 y 17) el resto de la Formación Dolomías de Tramacastilla y la Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela completa (fig. 17).

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a los Dres. Amparo Ramos y Alfonso Sopena el haberme proporcionado los datos del Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, no sólo por haberme cedido dos de las columnas presentadas en este trabajo (La Hoz de la Vieja y Torre de las Arcas), sino también por haberme mostrado los afloramientos de la Rama Aragonesa en el campo. Asimismo, quiero agradecer a las Dras. Rocío Giménez y Amparo Ramos y al Dr. Alfonso Sopena la lectura y revisión previa de este manuscrito, sus sugerencias e ideas aportadas y a Lourdes Rey la traducción al inglés del resumen de este manuscrito y también su lectura y revisión previas al manuscrito.

Este trabajo ha sido financiado por la D.G.I.C.Y.T. dentro del proyecto de investigación PB88-0070.

BIBLIOGRAFÍA

- Aigner, T. (1982): Calcareous tempestites: storm dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: *Cyclic and Event stratification* (G. Einsele y A. Seilacher, Eds.), Springer: 180-199.
- Calvet, F. y Tucker, M.E. (1988): Outer ramp cycles in the Upper Muschelkalk of the Catalan Basin, northeast Spain. *Sedimen. Geol.*, 57: 185-198.
- Calvet, F., Tucker, M.E. y Henton, J.M. (1990): Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, systems tracts, sequences and controls. In: *Carbonate Platforms* (E. Tucker, J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.R. Sarg y J.F. Read, Eds.). *Int. Ass. Sediment., Spec. Pubs.*, 9: 79-108.
- Düringer, P. (1982): *Sédimentologie et paléocéologie du Muschelkalk supérieur et de la Lettenkohle (Trias Germanique) de l'Est de la France. Diachronie des facies et reconstructions des paléoenvironnements.* Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 96 p.
- Düringer, P. (1984): Tempêtes et tsunamis: des dépôts de vagues de haute énergie intermittente dans le Muschelkalk supérieur (Trias germanique) de l'Est de la France. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 26: 1177-1185.
- García-Gil, S. (1989): *Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el Tercio Noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Soria).* Tesis Univ. Complutense de Madrid, 406 p. (inédita).
- García-Gil, S. y Sopena, A. (1988): Análisis mediante ordenador de superficies de discontinuidad: el contacto Buntsandstein-Muschelkalk en la zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central. *II Congr. Geol. España*, S.G.E. Granada. Simposios: 223-230.
- Goy, A., Gómez, J.J. y Yébenes, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios. Geol.*, 32: 391-423.
- Hinkelbein, K. (1969): El Triásico y el Jurásico de los alrededores de Albarracín. *Teruel*, 41: 35-75.
- James, N.P. (1977): Facies models of shallowing-upward sequences in carbonates. *Geoscience Canada*, 4: 126-136.

- López, J. (1985): Sedimentología y Estratigrafía de los materiales pérmicos y triásicos del sector SE. de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva de Hierro y Chelva (provincias de Cuenca y Valencia). *Seminarios de Estratigrafía, serie Monografías*, 11, 344 p.
- Marzo, M. y Calvet, F. (1985): *Guía de la excursión al Triásico de los Catalánides*. II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, G.E.M., Seu d'Urgell, 175 p.
- Muñoz, A., Sánchez-Moya, Y., Ramos, A. y Sopeña, A. (in litt.): Evolving fluvial architecture during marine transgression: Triassic, Central Spain. *Sedimentary Geology*, (en prensa)
- Pérez-Arlucea, M. (1985): *Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín (Provincias de Guadalajara y Teruel)*. Tesis Univ. Complutense de Madrid, 320 p. (inédita)
- Pérez-Arlucea, M. (1987): Sedimentología de las unidades carbonáticas del Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín. *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 623-646.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. (1985): Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la rama castellana de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel). *Estudios Geol.*, 41: 207-222.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. (1986): Estudio sedimentológico del Saxoniense y del Buntsandstein entre Molina de Aragón y Albarracín. *Cuad. Geol. Ibérica*, 10: 117-150.
- Ramos, A. (1979): Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al oeste de Molina de Aragón. *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, 6, 313 p.
- Read, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69: 1-21.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C., Hernando, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. In: *Triassic-Jurassic rifting continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins* (W. Manspeizer Ed.), Part B. *Developments In Geotectonics*, Elsevier, 22, 757-786.
- Vail, P.R., Mitchum, Jr. R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N. y Hatlelid, W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level (C.E. Payton, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 36: 129-144.
- Virgili, C. (1958): El Triásico de los Catalánides. *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, 69: 1-856.
- Ziegler, P.A. (1988): Post-Hercynian plate reorganization in the Thetys and Arctic-North Atlantic domains. In: *Triassic-Jurassic rifting, continental breakup and the origin of the Atlantic ocean Passive Margins* (W. Manspeizer, Ed.) Part B. *Development in Geotectonics*, Elsevier, 22: 711-755.

Recibido el 18 de enero de 1991
Aceptado el 20 de marzo de 1991