

Evolución sedimentaria en la zona de enlace Cordillera Ibérica-Sistema Central, margen occidental de la cuenca del Tethys durante el Triásico Medio

Soledad GARCÍA-GIL.

*Dpto. Recursos Naturales y Medio Ambiente,
Facultad de Ciencias,
Apdo.: 874, Universidad de Vigo, 36200-VIGO*

RESUMEN

La zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central constituye una región clave durante el Triásico Medio, ya que representó uno de los sectores más occidentales del borde de la cuenca del Tethys.

Se reconstruye la evolución sedimentaria para este tiempo teniendo en cuenta: 1) las relaciones espaciales y temporales de las formaciones litoestratigráficas y los medios sedimentarios representados en ellas; 2) los periodos de interrupción sedimentaria de diferente magnitud.

Se identifican dos ciclos sedimentarios: 1) «ciclo sedimentario del Buntsandstein», representado en su parte terminal por la Formación «Areniscas y Limos de Cercadillo» con facies típicamente fluviales y dividida en dos secuencias mayores (S1 y S2); 2) «ciclo sedimentario del Muschelkalk», compuesto por una formación terrígena basal (Formación «Limos y Areniscas abigarrados de Torete» con facies predominantemente fluviales que da paso en la vertical a las formaciones carbonáticas («Dolomías de Tramacastilla» y «Dolomías, Margas y Calizas de Royuela») con asociaciones de facies típicas de una rampa carbonática que hacia el NW cambian lateralmente a las facies fluviodeltaicas de la Formación «Areniscas y Lutitas de la Cuesta del Castillo». El límite entre estos dos ciclos sedimentarios viene marcado por la presencia de una discor-

dancia angular con suave paleorrelieve y donde es visible una clara geometría de «onlap». En función de las diferentes jerarquías de las interrupciones sedimentarias se distinguen diversas secuencias de orden menor.

Palabras clave: Triásico Medio, medios sedimentarios, fluvial, «fan-delta», plataforma, carbonatos, terrígenos, secuencias, ciclos, NW Cordillera Ibérica, Centro de España.

ABSTRACT

The junction between the Iberian Ranges and the Central System was a key region during the Middle Triassic, due to it represented a key area of the western sector of the Tethys basin margin during that time.

The sedimentary evolution of this period has been reconstructed taking into account the following points:

(1) The space and time relationship between the lithostratigraphical formations, as well as the sedimentary environment represented by them.

(2) The different magnitude of sedimentary interruptions; two sedimentary cycles are identified: (a) «Buntsandstein sedimentary cycle», represented towards the end by the «Cercadillo Sandstones and Siltstones» Formation with typical fluvial facies and divided in two major sequences (S1 and S2); (b) «Muschelkalk sedimentary cycle», comprising a basal siliciclastic formation («Torete variegated Siltstones and Sandstones») with predominant ephemeral fluvial facies passing upwards to carbonate formations («Tramacastilla Dolostones» and «Royuela Dolostones, Marls and Limestones») with the characteristic facies associations of a carbonate ramp changing towards the NW with the fluvio-deltaic facies from the «Cuesta del Castillo Sandstones and Siltstones» Formation. The boundary between these two sedimentary cycles is marked by an angular unconformable surface with smooth palaeorelief where an onlap geometry is displayed. As a function of the different order of these sedimentary interruptions, several minor sequences are distinguished.

Keywords: Middle Triassic, sedimentary environments, fluvial, «fan-delta», platform, carbonates, terrigenous, sequences, cycles, NW Iberian Ranges, Central Spain.

INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo consiste en analizar la evolución de los medios sedimentarios durante el Triásico Medio en el sector NW de la Cordillera Ibérica (Fig. 1), que representa una de las posiciones más occidentales del margen de la cuenca del Tethys para este tiempo.

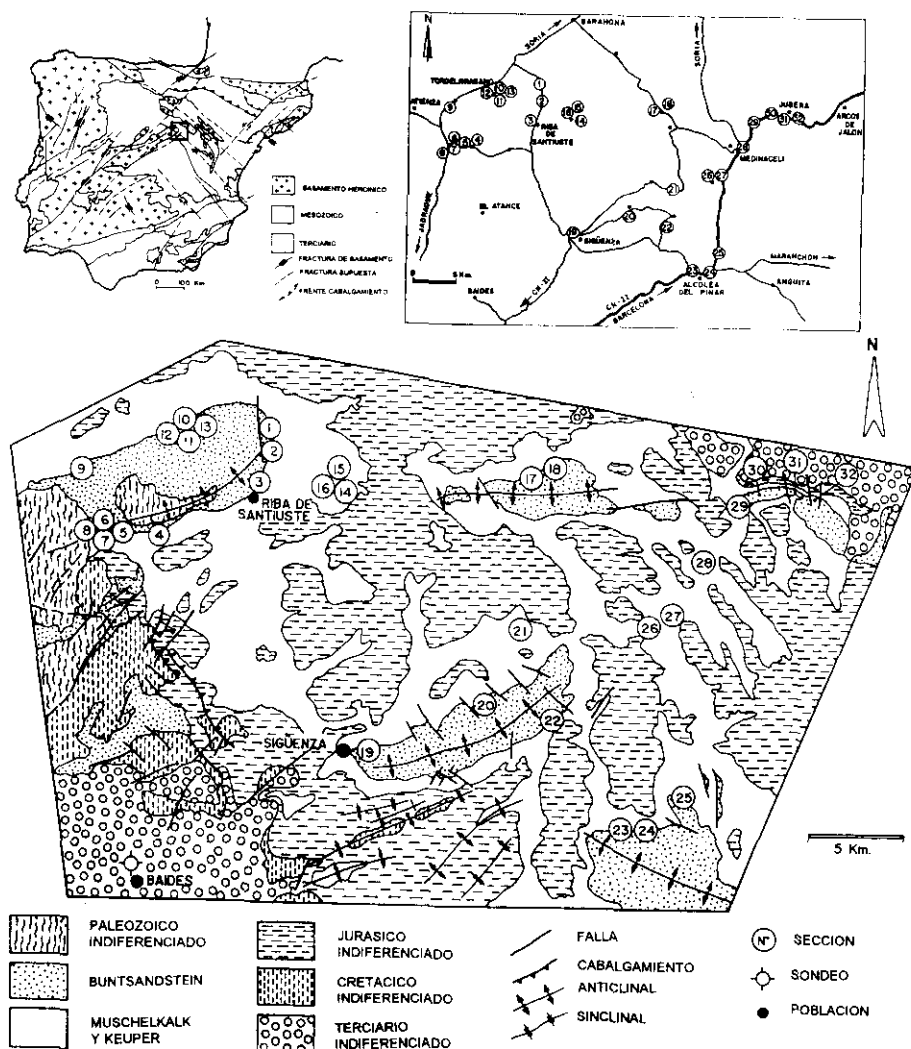


Fig. 1.—Situación Geológica y localización de las secciones.

Fig. 1.—Geological setting and section locations.

Para conseguir este propósito primero se realizó un detallado estudio litoestratigráfico tanto en lo referente a las sucesiones verticales de las formaciones como a sus relaciones laterales (cambios laterales de facies). En esta fase se puso especial atención en el reconocimiento de los distintos episodios de interrupción sedimentaria ya que representan piezas clave en el establecimiento de la evolución sedimentaria de este margen de la cuenca.

Posteriormente, se abordó el estudio de los medios sedimentarios mediante la descripción detallada de facies, análisis de las asociaciones de facies tanto en sentido vertical como horizontal, análisis tridimensional de las arquitecturas fluviales etc.

Por último, se intenta reconstruir la evolución de este margen mediante el establecimiento de relaciones entre los cambios sedimentarios observados, tanto los verticales como los horizontales, y los posibles factores de control, autocíclicos y/o alocíclicos, que a su vez son los que van a determinar las diferentes secuencias sedimentarias.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

En la cuenca Ibérica, la primera fase del ciclo alpino se inicia a finales del Pérmico con una distensión posterior a la «tectónica tardihercínica», se pasa por tanto de la tectónica propia de una extensa provincia de tipo «Basin and Range», con activa tectónica en bloques y vulcanismo, a la individualización de las cuencas alpinas (Capote & Carbó, 1983). El origen de este régimen tectónico se sitúa en el tipo de movimiento relativo entre Eurasia y África existente en este periodo de alejamiento o deslizamiento lateral.

La sucesión vertical de los materiales del Triásico en la Cordillera Ibérica (Fig. 2) es análoga a la de los del Triásico de «Tipo Germánico», es decir, compuesta por un tramo inferior detrítico rojo o Buntsandstein, uno intermedio carbonático o Muschelkalk, y otro superior terrígeno-evaporítico o Keuper.

Sin embargo, a una escala más detallada, las notables diferencias en litofacies y biofacies permitieron establecer una serie de tipos característicos con entidad propia: «Triás de Tipo Bético», «Triás de Tipo Pirenaico», «Triás de Tipo Ibérico», «Triás de Tipo Hespérico» y «Triás de Tipo Mediterráneo» (Virgili *et al.*, 1977; Sopena *et al.*, 1983). Estas diferencias se deben sobre todo a la diversidad paleogeográfica motivada por la posición de la Placa Ibérica en relación con el Tethys.

El «Triás de Tipo Ibérico» se distingue por poseer una única unidad carbonática en facies Muschelkalk mientras que el «Triás de Tipo Hespérico» se caracteriza por la ausencia o pérdida de individualidad de dicha

unidad carbonática por lo que la serie triásica está prácticamente constituida por facies terrígenas con algunas evaporitas.

Dentro de la región que aquí se considera, se situaría el límite entre lo que serían los dominios del «Trías de Tipo Ibérico» y el «Trías de Tipo Hespérico». García-Gil (1991a) concluye —la extensión lateral máxima de las Formaciones «Dolomías de Tramacastilla» y «Dolomías, Margas y Calizas de Royuela» en relación directa con la Formación «Areniscas y Lutitas de la Cuesta del Castillo», indica en cada momento la paleoposición de la línea del cambio lateral de facies. Por tanto, es posible señalar el límite paleogeográfico preciso entre el dominio del «Trías de Tipo Ibérico» y el «Trías de Tipo Hespérico»— (Fig. 2).

La región estudiada comprende parte de las provincias de Soria y Guadalajara, situada entre los paralelos 41° 00'N y 41° 19'N, siendo los meridianos límites 2° 17'W y 2° 52'W. El área tiene forma casi rectangular (Fig. 1) y corresponde a las hojas del M. T. N. a escala 1:50.000, 434 (Barahona), 435 (Arcos de Jalón), 461 (Sigüenza) y 462 (Maranchón).

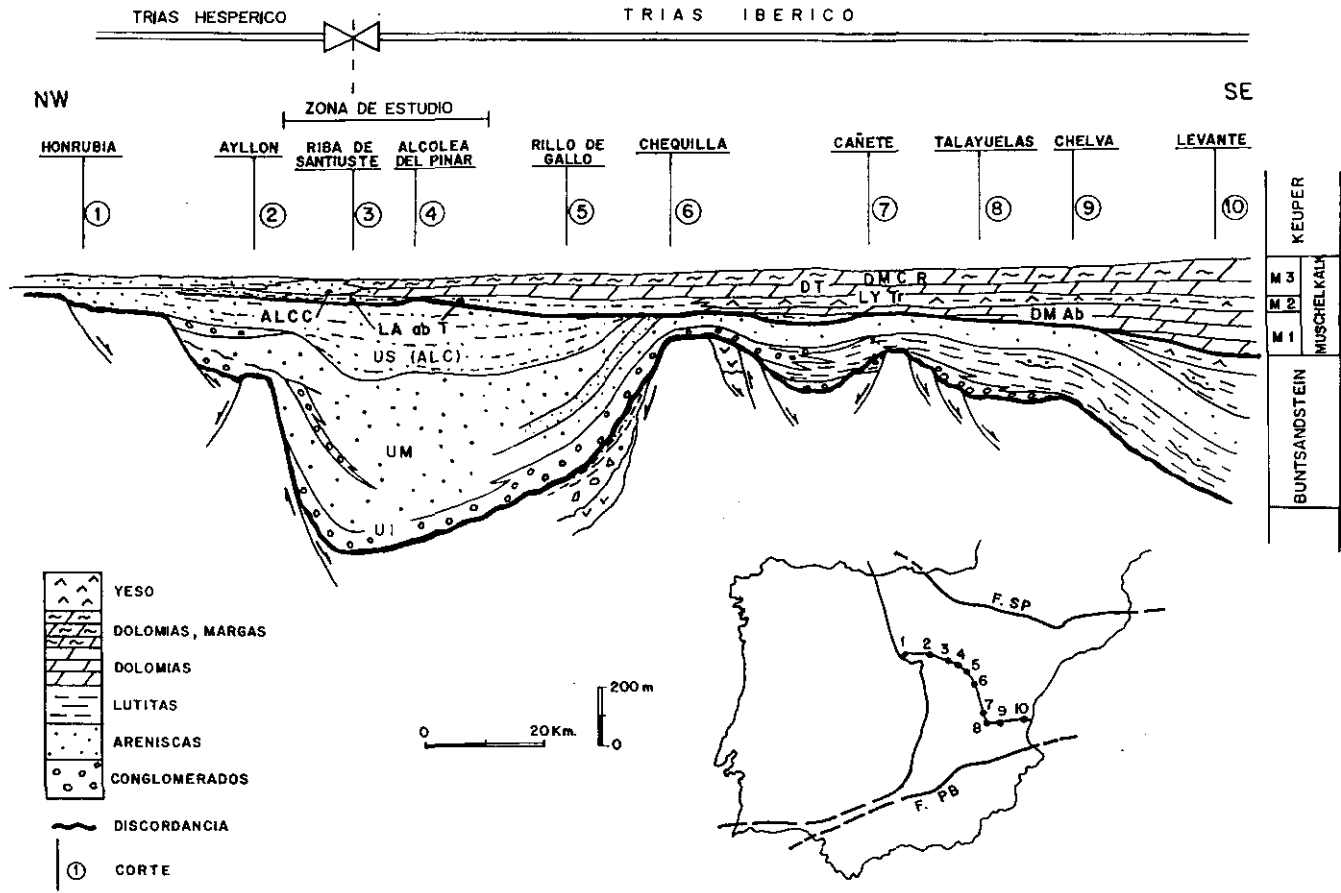
Desde el punto de vista geológico, el área de referencia se localiza sobre el entronque de la Cordillera Ibérica y el Sistema Central. La estructura alpina muestra un diseño de superposición de plegamientos según dos direcciones principales, una NE-SW («dirección Guadarrama») y otra NW-SE («dirección Ibérica»). Algunos de los pliegues son de cobertera, pero otros como el de Sigüenza son pliegues de fondo en cuyo núcleo aparece el tegumento triásico fallado. Es decir, muchas de las estructuras tienen una clara antecedencia «tardihercínica». En origen, se trata de desgarres «tardihercínicos», que posteriormente funcionan como fallas normales, y que van a configurar en gran medida la geometría y sedimentación de la cuenca triásica.

LITOESTRATIGRAFÍA

Las formaciones litoestratigráficas que representan los sedimentos del Triásico Medio en este sector del borde de la cuenca del Tethys son las que se detallan a continuación.

«SEDIMENTOS CICLO BUNTSANDSTEIN»

Formación: «Areniscas y Limos de Cercadillo» (Sopeña, 1979; García-Gil, 1990). A partir de este momento será denominada como Fm. A. L. de Cercadillo.



La unidad está constituida por una alternancia irregular de areniscas de colores rojos, blancos y naranjas, y lutitas rojas, verdes y/o violetas. De forma minoritaria se intercalan tramos de conglomerados. Las areniscas predominan frente al resto de las litologías.

Esta unidad, la superior del Buntsandstein en la región, es extensiva sobre las otras formaciones infrayacentes (unidades media e inferior). En la mayor parte de la región se apoya concordante sobre la formación infrayacente del Buntsandstein (Fm. «Areniscas de Riba de Santiuste», Sopeña 1979, denominada en este trabajo como «unidad media»), pero en el extremo noroccidental (Fig. 2) es discordante sobre el zócalo paleozoico alterado. El límite superior es un contacto de naturaleza discordante (García-Gil, 1990) con desarrollo de un suave paleorrelieve sobre el que se apoyan tres unidades diferentes pertenecientes al «ciclo sedimentario del Muschelkalk» (Figs. 3 y 4).

La Fm. A. L. de Cercadillo se ha mostrado azoica hasta el momento pero por sus facies y posición estratigráfica debe corresponder al Triásico Medio.

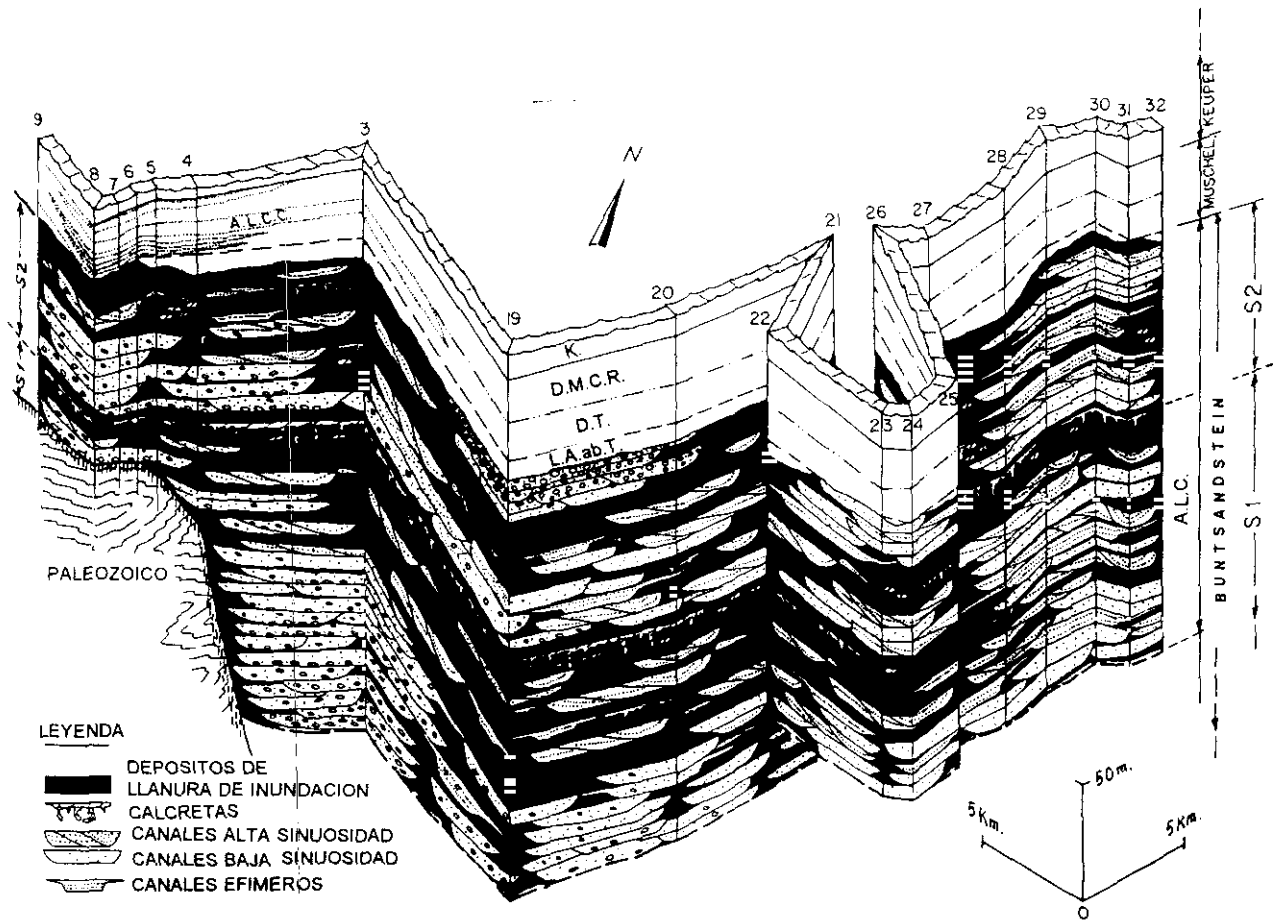
«SEDIMENTOS DEL CICLO MUSCHELKALK»

Formación: «Limos y Areniscas abigarrados de Torete» (Ramos, 1979). A partir de aquí será denominada como Fm. L. A. ab. de Torete.

La Fm. está constituida fundamentalmente por una alternancia irregu-

Fig. 2.—Sección estratigráfica del Triásico de la Cuenca Ibérica, desde el borde del Macizo Ibérico (1) hasta la costa mediterránea (10). Notesé que el el techo del Muschelkalk superior se toma como nivel de referencia. Véase el *onlap* del Muschelkalk sobre el suave relieve erosivo en el techo del Buntsandstein (discordancia angular en el área de estudio). En la región de estudio aparecen las siguientes formaciones, (1) para el «ciclo sedimentario del Buntsandstein»: Unidad Inferior (UI); Unidad Media (UM); Unidad Superior (US) que corresponde a la Formación Areniscas y Limos de Cercadillo (ALC); (2) para el «ciclo sedimentario del Muschelkalk»: Formación Limos y Areniscas abigarrados de Torete (L. A. ab. T.); Formación Areniscas y Lutitas de la Cuesta del Castillo (ALCC); Formación Dolomías de Tramacastilla (DT); y Formación Dolomías, Margas y calizas de Royuela (DMCR).

Fig. 2.—Stratigraphic section of the Triassic in the Iberian Basin, from the boundary of the Iberian Massif (1) until Mediterranean coast (10). Note: The top of the Muschelkalk is taken as the datum. Note the Muschelkalk onlap onto the gently eroded Buntsandstein top (angular unconformity in the studied area). Within the area of study the following formations occur, (1) The «Buntsandstein sedimentary cycle»: UI (Lower Unit; UM (Medium Unit; US (Upper Unit, this upper unit corresponding to the Cercadillo Sandstones and Siltstones Formation (ALC); (2) The «Muschelkalk sedimentary cycle»: Torete variegated Siltstones and Sandstones Formation (L. A. ab. T.); Cuesta del Castillo Sandstones and Siltstones Formation (ALCC); Tramacastilla Dolostones Formation (DT), and Royuela Dolostones, Marls and Limestones Formation (DMCR).



lar de lutitas y areniscas. Son frecuentes los cuerpos que contienen cantos y ocasionalmente llegan a formar niveles de conglomerados. También hay niveles dolomíticos. Se trata de una unidad con facies muy heterogéneas predominando unas u otras según el sector que se considere. En el techo de algunos de los cuerpos de areniscas aparecen superficies de enriquecimiento en óxidos de hierro y/o de carbonatos, que representan interrupciones, más o menos prolongadas, de la sedimentación.

El contacto con la Fm. infrayacente es discordante y erosivo (García-Gil & Sopena, 1988; García-Gil, 1990), visible incluso a escala de afloramiento en varias secciones (Fig. 4), mientras que en otras, en este límite inferior aparecen de forma constante niveles de calcretas y/o silcretas de probable origen edáfico. El contacto con las Fms. suprayacentes es concordante.

Los únicos restos fósiles encontrados en esta unidad corresponden a una asociación palinológica de edad Ladiniense localizada en la parte inferior de la Fm.

Formación: «Dolomías de Tramacastilla» (Pérez-Arlucea & Sopena, 1985). A partir de este momento será denominada como Fm. D. de Tramacastilla.

Esta Fm. está compuesta fundamentalmente por dolomías y dolomías arenosas. En ocasiones se intercalan algunos niveles de escaso espesor de areniscas dolomíticas y margas. Las dolomías son de colores grises y amarillos claros. Aparecen en niveles generalmente de 10 y 20 cm.

En las secciones del sector NW, es frecuente la aparición de niveles de dolomías arenosas afectadas por procesos de origen edáfico mientras que en el sector oriental la presencia de terrigenos es accidental y desaparecen estos niveles edafizados.

La Fm. D. de Tramacastilla es concordante con la Fm. infrayacente L. A. ab. de Torete guardando ambas una relación de «onlap», visible a escala de afloramiento (Fig. 4), sobre la Fm. superior del Buntsandstein (A.L.de Cercadillo), aunque en ocasiones la Fm. D. de Tramacastilla se

Fig. 3.—Diagrama de correlación de las formaciones litoestratigráficas del Triásico Medio en la región de estudio y arquitectura sedimentaria de la Formación «Areniscas y Limos de Cercadillo» (A. L. C.). Las líneas de trazos y/o punteadas muestran la distribución de las formaciones del «ciclo sedimentario del Muschelkalk». Los números de la parte superior corresponden a las secciones; ver figura 1 de localización. (Modificado de García-Gil, 1993).

Fig. 3.—Fence diagram showing the relationship between Middle Triassic lithostratigraphical formations in the region and sedimentary architecture from the «Cercadillo Sandstones and Siltstones» Formation (A. L. C.). Dashed and/or dotted lines show the distribution of the formations from the «Muschelkalk sedimentary cycle». The numbers at the top correspond to the sections; see figure 1 for locations (Modified from Garcia-Gil, 1993).

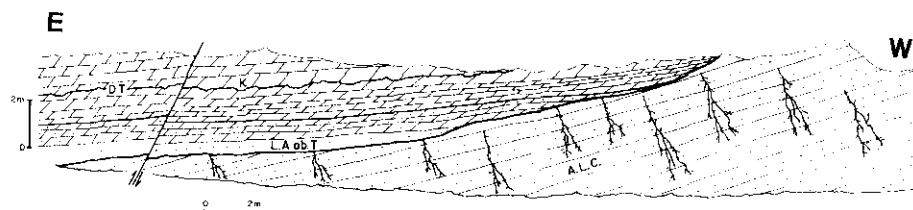


Fig. 4.—Detalle de la discordancia angular entre el «ciclo sedimentario del Buntsandstein» y el «ciclo sedimentario del Muschelkalk» en Alcolea del Pinar (ver figura 1). Formación Areniscas y Limos de Cercadillo (A. L. C.); Formación Limos y Areniscas abigarrados de Torete (L. A. ab. T.); Formación Dolomías de Tramacastilla (DT); superficie de karstificación (k). (Modificado de García-Gil, 1991a).

Fig. 4.—Close-up of the angular unconformity between the «Buntsandstein sedimentary cycle» and the «Muschelkalk sedimentary cycle» in Alcolea del Pinar (see figure 1). Cercadillo Sandstones and Siltstones Formation (ALC); Torete variegated Siltstones and Sandstones Formation (LAabT); Tramacastilla Dolostones Formation (DT); karst surface (k). (Modified from García-Gil, 1991a).

apoya directamente sobre la Fm. A. L. de Cercadillo (García-Gil, 1990). El límite superior es concordante y transicional con las Fms. suprayacentes: Formación Dolomías, Margas y Calizas de Royuela (a partir de aquí será denominada como Fm. D. M. C. de Royuela) o con la Formación Areniscas y Lutitas de la Cuesta del Castillo (Fm. A. L. C. del Castillo, esta última en el sector NW de la región (Figs. 2 y 3). Los fósiles encontrados no tienen un gran valor cronoestratigráfico (Márquez-Aliaga & García-Gil, 1991), pero sí paleoecológico (Bivalvos, Braquiópodos, Foraminíferos, placas y espinas de Equinodermos, Gasterópodos, algas verdes, calciesponjas y un único Nautiloideo). Se han localizado varias asociaciones palinológicas que unido a los criterios de correlación permiten atribuirle una edad Ladiniense.

Formación: «Dolomías, Margas y Calizas de Royuela» (Pérez-Arlucea & Sopena, 1985). En forma abreviada será denominada como Fm. D. M. C. de Royuela.

La litología más característica está constituida por tramos de margas dolomíticas de color gris-verde. También aparecen niveles de dolomías, dolomías arenosas, en orden de importancia cuantitativa decreciente.

Es concordante (Figs. 2 y 3) con la Fm. infrayacente, D. de Tramacastilla (contacto neto) y con las Fms. suprayacentes del Keuper (el límite superior se sitúa en el techo de un nivel de dolomías con estructuras *tepee*).

Esta Fm. es la que muestra una mayor riqueza en fósiles, tanto en diversidad como en cantidad (Braquiópodos, Bivalvos, Gasterópodos,

dientes de peces, restos de vertebrados). La edad de esta Fm. es con bastante probabilidad Ladiniense superior a Karniense inferior.

Formación: «Areniscas y Lutitas de la Cuesta del Castillo» (García-Gil, 1990, 1991a). De forma abreviada será denominada como A. L. C.del Castillo.

Está constituida por areniscas y lutitas con esporádicas intercalaciones de areniscas dolomíticas. En el conjunto de la Fm., las litofacies mayoritarias son las areniscas, que suelen ser texturas de grano fino y muy fino, y de colores grises, amarillos claros, y rojos.

Se han diferenciado dos subunidades, una inferior lutítica y otra superior arenosa. En la primera aparecen niveles centi- y decimétricos de areniscas alternando con lutitas, mientras que en la segunda las areniscas tienen espesores métricos, siendo minoritarias las lutitas. La separación de ambas subunidades se ha basado en criterios litológicos aunque también tiene importantes implicaciones sedimentológicas.

El contacto con la Fm. infrayacente D. de Tramacastila es concordante, aunque en el sector NW de la región se hace más gradual debido a la gran influencia terrígena que muestra la Fm. D. de Tramacastilla (aquí ya no es posible individualizar una unidad carbonática como tal), llegándose incluso a apoyar sobre la Fm. L. A. ab. de Torete, en cuyo techo aparecen desarrollados niveles edáficos. El límite superior es concordante y neto; en ocasiones viene resaltado por la presencia de niveles con enriquecimiento en óxidos del Fe. (Fig. 3).

La mayor cantidad de fósiles se localiza en los tramos de la subunidad inferior (las asociaciones de fósiles son equivalentes a las encontradas en la Fm. D. de Tramacastilla, en los sectores orientales de la región) (Fig. 5). Esta Fm. contiene abundantes asociaciones de palinomorfos que permiten atribuirle una edad Ladiniense superior o Karniense inferior.

EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

La Fm. A. L. de Cercadillo aparece en toda la región y muestra facies, asociaciones de *facies* y secuencias que permiten caracterizar una sucesión de origen fluvial. Los elementos mayores de la arquitectura fluvial se recogen en la Tabla 1. La Fm. está dividida en dos secuencias de orden mayor S1 y S2 (Fig. 3), que muestran una evolución similar, tanto en la vertical como lateralmente, consistente en una disminución en el tamaño de grano y en el cambio de la arquitectura fluvial (García-Gil, 1990, 1993).

Tabla 1
Clasificación informal de los elementos mayores de arquitectura fluvial
(García-Gil 1993)

Depósitos de llanura de inundación:

- a) Llanuras de inundación con depósitos diferenciados.
- b) Llanuras de inundación con horizontes de calcretas (edáficos).
- c) Llanuras de inundación sin otros depósitos diferenciados.

Depósitos de canal:

- a) Canales de alta sinuosidad.
- b) Canales de baja sinuosidad.
- c) Canales efímeros.

Depósitos de «sand flat» en sistemas de baja sinuosidad.
Depósitos de barras en canales de baja sinuosidad:

- a) Barras de arena.
- b) Barras mixtas.
- c) Barras de gravas.

La secuencia inferior S1: Constituye la mitad inferior de la Fm. (Fig. 3). En la base de la Fm. predominan las barras (formas mayores con superficies de reactivación y cortadas en su techos por canales de 1.º y 2.º órdenes) y elementos relacionados con los sistemas fluviales de baja sinuosidad. También están presentes los sedimentos de *sand flats* y llanuras de inundación. Los canales de baja sinuosidad y de primer orden forman cuerpos tabulares (Fig. 6A), mientras que los canales de segundo orden originan cuerpos lenticulares. Las paleocorrientes muestran una dispersión de unos 25°. Los cantos son frecuentes en los cuerpos de arciscas de la parte inferior de S1, pero desaparecen hacia el techo de la secuencia.

Las llanuras de inundación son de tipo «c» (Tabla 1), con una extensión limitada debida a la erosión posterior, total o parcial, provocada por los procesos de migración de canales. Todos estos elementos caracterizan un sistema fluvial de baja sinuosidad con un decrecimiento de la energía hacia el techo.

En las secciones verticales se reconoce un cambio en la arquitectura fluvial a lo largo de un espesor de 20-30 m; esto se considera como una transición desde la parte inferior a la superior dentro de la S1 (Fig. 3). En esta parte transicional los principales elementos fluviales son: cuerpos

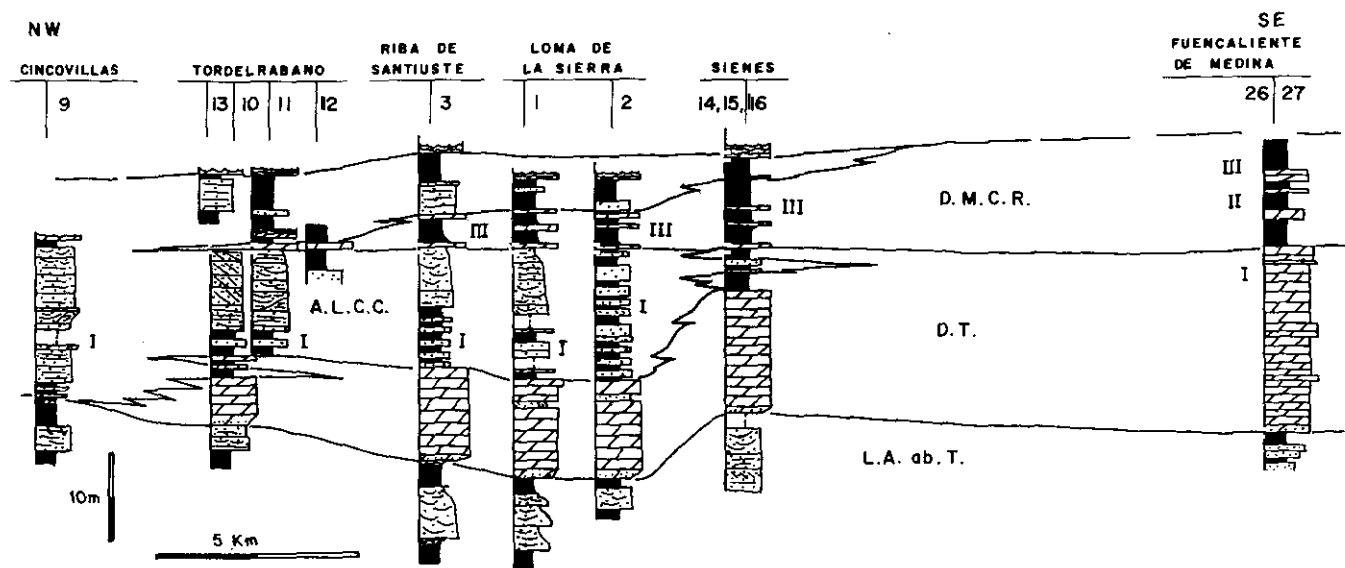
tabulares (canales de baja sinuosidad de primer y segundo orden, y barras arenosas), cuerpos arenosos lenticulares (*crevasse splay*) y canales de alta sinuosidad de segundo orden encajados en los sedimentos de la llanura de inundación coexistiendo con elementos fluviales de alta sinuosidad tales como *point-bars*, depósitos de derrame y diques naturales. Esta secuencia es probablemente un resultado del progresivo aumento de la estabilidad de los canales, al menos durante los estadios de aguas bajas, mientras que durante los estadios de aguas altas los canales funcionaban como sistemas de baja sinuosidad. Esta arquitectura es indicativa de una transición desde sistemas fluviales de baja sinuosidad a los de alta sinuosidad (García-Gil, 1993). Las paleocorrientes muestran una dispersión de unos 60°.

En la parte superior de la secuencia S1 (Fig. 6B), la arquitectura fluvial está compuesta por: 1) depósitos de llanuras de inundación de tipo «a» y «b» con cuerpos de derrame y diques naturales bien desarrollados, y 2) importantes depósitos de *point-bars* y canales de alta sinuosidad, son cuerpos tabulares originados por la migración lateral. Por estos rasgos es posible reconocer un sistema fluvial de alta sinuosidad, donde la estabilidad de los bancos aumentaría con el incremento de las fuerzas de cizalla; esto permitiría una mayor diferenciación dentro de los depósitos de llanura de inundación. Aunque esto pudo ser también debido a diferencias en la cubierta vegetal de las llanuras de inundación (García-Gil, 1993).

Por tanto, desde la base hasta el techo de la secuencia S1 es posible reconocer una transición gradual desde sistemas de baja sinuosidad a los de alta sinuosidad (Fig. 6A, B). El techo de S1 está marcado por un horizonte de calcretas que constituye un excelente marcador dentro de la región.

También se observan importantes variaciones de la arquitectura fluvial en sentido lateral, desde el NW hacia el S y el E (Fig. 3), similares a los encontrados en la vertical, es decir, tránsito desde sistemas de baja sinuosidad a los de alta sinuosidad. Los depósitos de llanura de inundación más potentes se localizan en la zona NW de la región (Fig. 6A,B). Esto se relaciona con una subsidencia más activa al E de la zona de Riba de Santiuste, y con la clara transición lateral desde el predominio de depósitos de canales de baja sinuosidad al predominio de los depósitos de canales de alta sinuosidad que se muestra en las secciones.

En la zona E de la región aparecen coexistiendo los canales efímeros y los de alta sinuosidad en la parte inferior de la S1 (Fig. 3), debido posiblemente a una menor subsidencia que daría lugar a una incisión más pequeña de los canales fluviales.



La secuencia superior S2: La sucesión vertical observada en la mitad superior de la presente Fm., S2 (Fig. 3), es semejante a la de S1 por lo que sólo se mencionarán algunos detalles relevantes.

La base de S2 está marcada por la presencia de depósitos arenosos de corrientes de baja sinuosidad tipo «braided» que aparecen inmediatamente encima de la calcreta del techo de S1 (Fig. 6C), con cantos sólo presentes en el sector NW; este hecho indica una reactivación del sistema fluvial al comienzo de la sedimentación de esta secuencia en la totalidad de la región con una mayor actividad tectónica en el NW.

Los elementos que componen la arquitectura fluvial de la parte inferior de S2 son: canales, barras (de arenas pero a veces de gravas) y depósitos de llanuras de inundación de tipo «C»; dentro de esta arquitectura fluvial predominan los depósitos de sistemas de baja sinuosidad (barras y *sand flats*). Las paleocorrientes varían de N135°E a N172°E, pero en la zona E es mayor la dispersión. Al igual que en S1, tanto la sinuosidad de los canales fluviales, así como su estabilidad lateral y el espesor de los depósitos de llanura de inundación aumentan hacia el techo y hacia las zonas E y S de la región. Los depósitos de llanura de inundación son más potentes en el NW debido probablemente a que la razón de subsidencia era mayor (García-Gil, 1993).

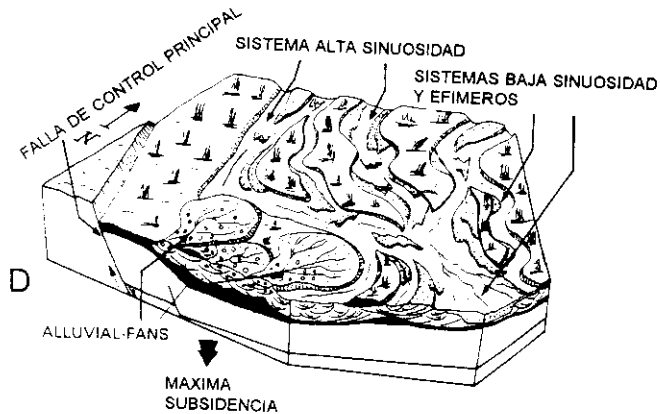
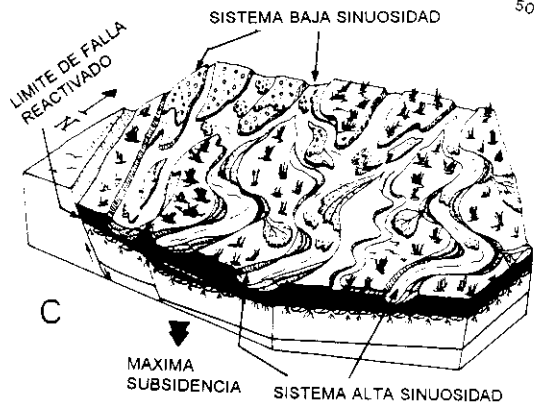
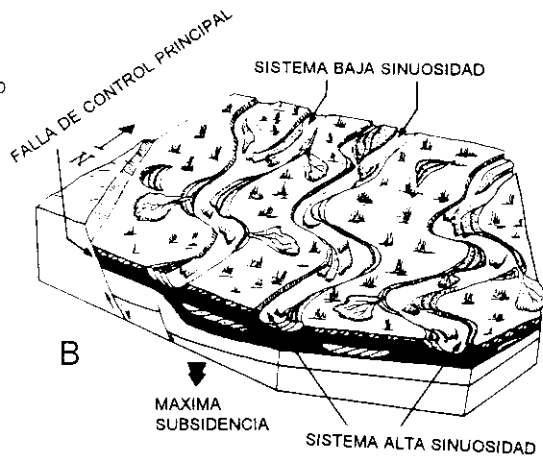
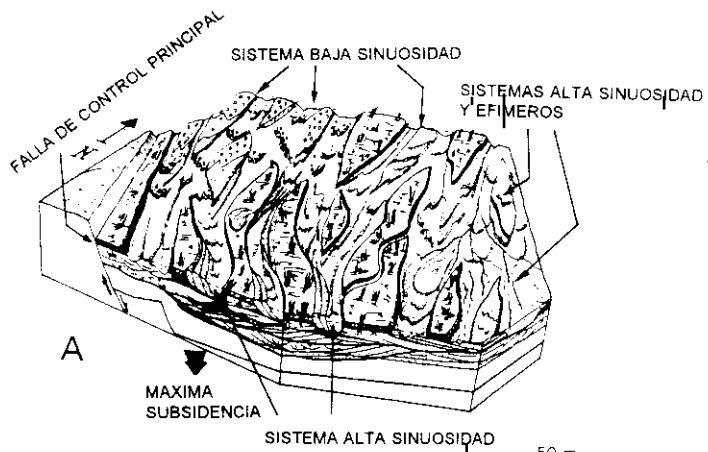
De forma semejante a lo que sucede en S1, los cambios laterales observados desde el sector NW hacia el E y S son similares a los de la evolución vertical (tránsito desde sistemas fluviales de baja sinuosidad a los de alta sinuosidad) (Fig. 3).

En la zona SW, en la parte superior de S2 aparece otra secuencia (Fig. 6D) que está formada mayoritariamente por conglomerados y en menor proporción por areniscas, limos y arcillas. Constituyen secuencias granocrecientes y algunas granodecrescentes; las paleocorrientes son hacia N y NW. Estos sedimentos se interpretan como depósitos de abanicos aluviales relacionados con movimientos más locales a favor de fracturas.

El techo de la secuencia «S2», en toda la región, representa una interrupción sedimentaria que se manifiesta por la presencia de costras ferruginosas, niveles de calcretas, o niveles de silcretas, de probable origen

Fig. 5.—Correlación litoestratigráfica y distribución de las asociaciones faunísticas en el «ciclo sedimentario del Muschelkalk». I: Asociación *Costatoria-Lyriomiophoria*; II: «Fauna de Teruel»; III: Asociación *Lingula-Pseudocorbula*. (Ver figura 1 para localización de las secciones). (Modificado de Márquez-Aliaga & García-Gil, 1991).

Fig. 5.—Lithostratigraphical correlation and distribution of the fossil associations in the «Muschelkalk sedimentary cycle». I: *Costatoria-Lyriomiophoria* Association; II: «Fauna de Teruel»; III: *Lingula-Pseudocorbula* Association. (See figure 1 for section locations). (Modified from Márquez-Aliaga & García-Gil, 1991).



edáfico. Por el momento, no resulta posible evaluar el significado temporal de dicha interrupción al carecer de datos cronoestratigráficos en la Fm. A. L. de Cercadillo y en la Fm. L. A. ab. de Torete. Sin embargo, tiene una gran importancia paleogeográfica ya que por encima aparecen sedimentos deltaicos y marinos someros. Además, en diversas secciones, se aprecia que entre la Fm. A. L. de Cercadillo y las Fms. suprayacentes L. A. ab. de Torete y D. de Tramacastilla existe un contacto discordante y erosivo de tipo *onlap* (Fig. 4).

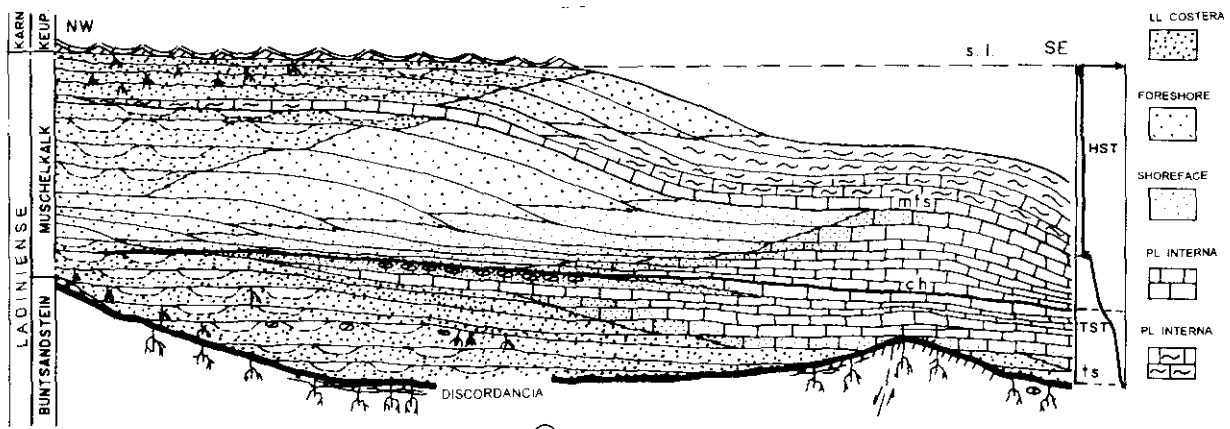
La posición de este nivel de interrupción sedimentaria, techo de la secuencia «S2», parece corresponder aproximadamente con el límite Anisiense superior-Ladiniense inferior, en el que tuvo lugar una regresión marina bastante rápida, ya que se produce prácticamente al mismo tiempo en toda la zona de Molina de Aragón-Albarracín (Pérez-Arlucea, 1985), y mucho más al E, al menos hasta Cataluña. Se trata de la regresión que se inicia con las facies del techo de la Fm. Dolomías y Margas de Albarracín (Fm. D. M.Ab., de la Fig. 2), presente en sectores situados más al SE de la Cordillera Ibérica, y con las facies del techo del Muschelkalk inferior de Catalánides (Unidad Colldejou de Marzo y Calvet, 1985). Posteriormente, en la región de Molina de Aragón-Albarracín, tiene lugar la implantación de forma muy rápida de un medio de cuencas evaporíticas y de llanura costera terrígena con una disposición compleja de submedios, que corresponden a las Fms. L. A. ab. de Torete y «Lutitas y Yesos de Tramacastilla» (L. Y. Tr., de la Fig.2), (Pérez-Arlucea, 1985).

En la región que nos ocupa únicamente aparece la Fm. L. A. ab. de Torete con espesores reducidos y asociaciones de facies de carácter fluvial y por tanto más proximales que en las zonas situadas hacia el SE dentro de la Cordillera Ibérica. Esta Fm. se interpreta como las facies terrígenas, con claro carácter transgresivo en su parte superior, que preceden a los carbonatos del Muschelkalk (Fig. 7).

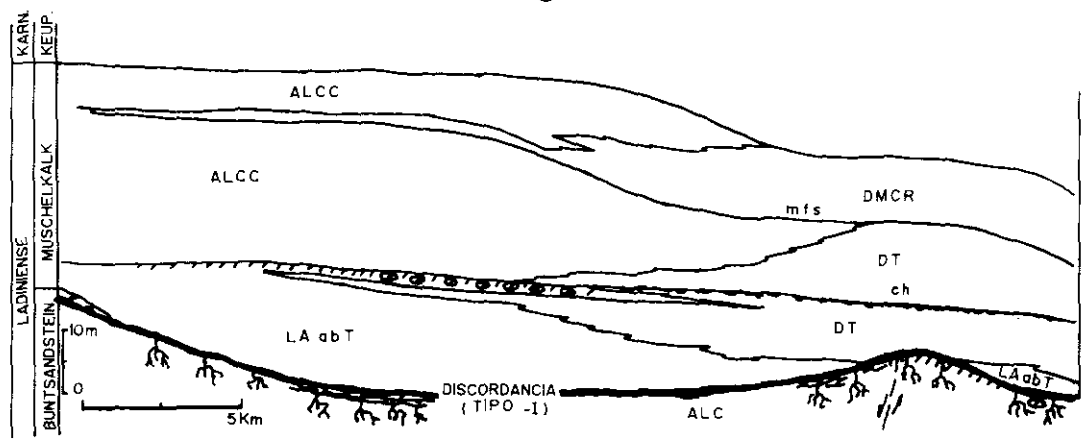
Este avance marino (el segundo del Muschelkalk) que parece tuvo lu-

Fig. 6.—Bloques diagrama mostrando la evolución de la sedimentación fluvial de la Formación «Areniscas y Limos de Cercadillo» y los controles ejercidos tanto por las fallas como por la razón desubsidencia. A: parte inferior de la secuencia S1; B: parte superior de la secuencia S1; C: parte inferior de la secuencia S2 después de la reactivación de los sistemas; D: techo de la secuencia S2, con desarrollo local de pequeños abanicos aluviales. (Modificado de García-Gil, 1993).

Fig. 6.—Block diagrams illustrating the evolution of the fluvial sedimentation in the «Cercadillo Sandstones and Siltstones» Formation and the controls exerted by both, the boundary faults and the subsidence rate. A, lower part of the S1 sequence; B, upper part of the S1 sequence; C, lower part of S2 sequence after reactivation of the systems; D, top of the S2 sequence, with locally derived, small alluvial fans (Modified from Garcia-Gil, 1993).



(A)



(B)

gar durante el Ladiniense inferior fue el más importante en cuanto a la extensión abarcada, ya que se registra en zonas situadas más al NW de las alcanzadas por la primera transgresión.

La Fm. L. A. ab. de Torete, en esta región del margen de la cuenca, muestra los rasgos que se detallan a continuación: 1) En el sector NW de dicha región, la Fm. está constituida por elementos de arquitectura fluvial (canales, barras y llanuras de inundación). Los canales son de varios tipos (baja sinuosidad, alta sinuosidad y *flood-streams*), pero se observa un neto predominio de las corrientes efímeras, que en la parte NW denotan características más «proximales» con carga mixta de gravas y arenas, mientras que hacia el S y NE pasa a ser exclusivamente arenosa. Este área sería comparable a las llanuras de inundación confinadas (*confined floodplains*) que Sneh (1983) describe para el Wadi El Arish en la Península del Sinaí. A medida que nos alejamos del sector NW, pero dentro de la misma región, las litofacies son de granulometría más fina, comparables a las llanuras de inundación abiertas y terminales (*open and terminal floodplains*) de Sneh (1983) donde las corrientes, incluso en los momentos álgidos, son muy someras. 2) En los sectores E y S se aprecia un notable cambio en la arquitectura sedimentaria, ya que en estas áreas predominan las asociaciones de facies típicas de llanuras mareales; de lo que se induce que la línea de costa se situaría en estos sectores. Sin embargo, la elevación relativa del nivel del mar no se realizaría de una forma continuada, sino que existirían momentos de retroceso de la línea de costa, que quedarían refle-

Fig. 7A.—Sección mostrando la propuesta de «system tracts» deposicionales para las formaciones del «ciclo sedimentario del Muschelkalk» de la región. La forma de los estratos está controlada por los cambios relativos del nivel del mar, el escaso volumen de acomodación de sedimentos y el aporte de terrígenos. La superficie de discordancia en el techo del «ciclo sedimentario del Buntsandstein», representa la superficie transgresiva (ts). Los «system tracts» que se pueden reconocer son: transgresivo (TST), en el que se involucran las Fms. L. A. ab. de Torete (L. A. ab. T.) y D.de Tramacastilla (DT); de nivel del mar alto (HST), en que se involucran las Fms. (DT), D. M. C.de Royuela (DMCR) y A. L. C.del Castillo (ALCC). (ch) es el horizonte de condensación, (msf) es la superficie de máxima inundación, y (sl) es el nivel del mar. (B) Sección mostrando la distribución estratigráfica de estas formaciones. (Modificado de García-Gil, 1991b).

Fig. 7A.—Cross-section showing the proposal of depositional system tracts for formations of the «Muschelkalk sedimentary cycle» in this region. The strata patterns are controlled by relative changes of the sea level, the low volume for the accommodation and the terrigenous supply. The unconformity surface on «Buntsandstein sedimentary cycle» top represents a transgressive surface (ts). The depositional system tracts that can be recognized are: transgressive (TST), involves the L. A. ab. de Torete (LAabT) and the D.de Tramacastilla (DT) Fms.; highstand (HST) involves (DT), D. M. C. de Royuela (DMCR) and A. L. C. del Castillo (ALCC) Fms. (ch) is the condensed horizon, (msf) is the maximum flooding surface and (sl) is the sea level. (B) Cross-section showing the stratigraphical distribution of these Formations. (Modified from García-Gil, 1991b).

jados por los niveles de calcretas, costras ferruginosas, *tepees*, etc., desarrollados en el techo de diferentes secuencias.

En el sector NW y en el techo de la Fm. aparecen de forma constante niveles de calcretas, con mayor desarrollo que los antes mencionados, y que indican, además de episodios de interrupción sedimentaria, la existencia de unas condiciones climáticas semiáridas. Hacia el E y S desaparecen dichos niveles, debido probablemente a variaciones paleogeográficas, pero en cambio se desarrollan niveles de *tepees* y superficies de karstificación sobre los carbonatos. Cabe señalar el cambio en las direcciones de paleocorrientes generales con respecto a la Fm. infrayacente A. L. de Cercadillo. Mientras que en esta última los valores medios se dirigen hacia el SE, en la Fm. L. A. ab. de Torete lo hacen hacia el NE. Este hecho es indicativo del cambio paleogeográfico que se produce ligado a génesis de la mencionada discordancia entre las dos Fms. La figura 8 muestra un intento de reconstrucción paleogeográfica, para la Fm. L. A. ab. de Torete, basado en las asociaciones de facies presentes en la región.

El paso desde la Fm. L. A. ab. de Torete a la Fm. D. de Tramacastilla es gradual pero rápido en esta región (Figs. 4 y 5). Se inicia esta última en toda el área con facies de areniscas dolomíticas, que pasan a dolomías arenosas y finalmente a dolomías. Se interpretan como facies correspondientes a la instalación de una sedimentación carbonática, con parcial reelaboración de los terrígenos de la Fm. infrayacente L. A. ab. de Torete.

En los primeros estadios de la transgresión solamente se ocuparían los sectores más orientales, que es además donde se localizan las mayores potencias de la Fm. y donde aparecen las asociaciones de facies que denotan condiciones de mayor energía, hasta llegar a sobrepasar las zonas que permanecían emergidas y que en este momento quedarían como umbrales pasivos (Fig. 9). Sin embargo, el avance del mar no se realiza de forma constante, sino que está jalonado por una serie de retrocesos de la línea de costa de menor rango, en los que las áreas con sedimentos carbonáticos quedan expuestas a condiciones subaéreas con el consiguiente desarrollo de superficies karstificadas, sectores E y S, mientras que hacia el NW llegan incluso a aparecer niveles de calcretas y/o nódulos de evaporitas con texturas *chicken-wire*. En el sector más NW se pasa lateralmente a facies terrígenas donde predominan los procesos fluvio-deltaicos, facies de la Fm. A. L. C. del Castillo.

En la mitad inferior de la Fm. D. de Tramacastilla se registra una retracción de la línea de costa con carácter más generalizado, ya que se detecta en toda la región por la presencia de superficies karstificadas y niveles de calcretas, dependiendo del área paleogeográfica a la que afecta.

Ocupa una posición estratigráfica equivalente en todas las secciones y marca diferencias en la distribución de las facies infra- y suprayacentes, así como en los procesos diagenéticos (Fig. 7).

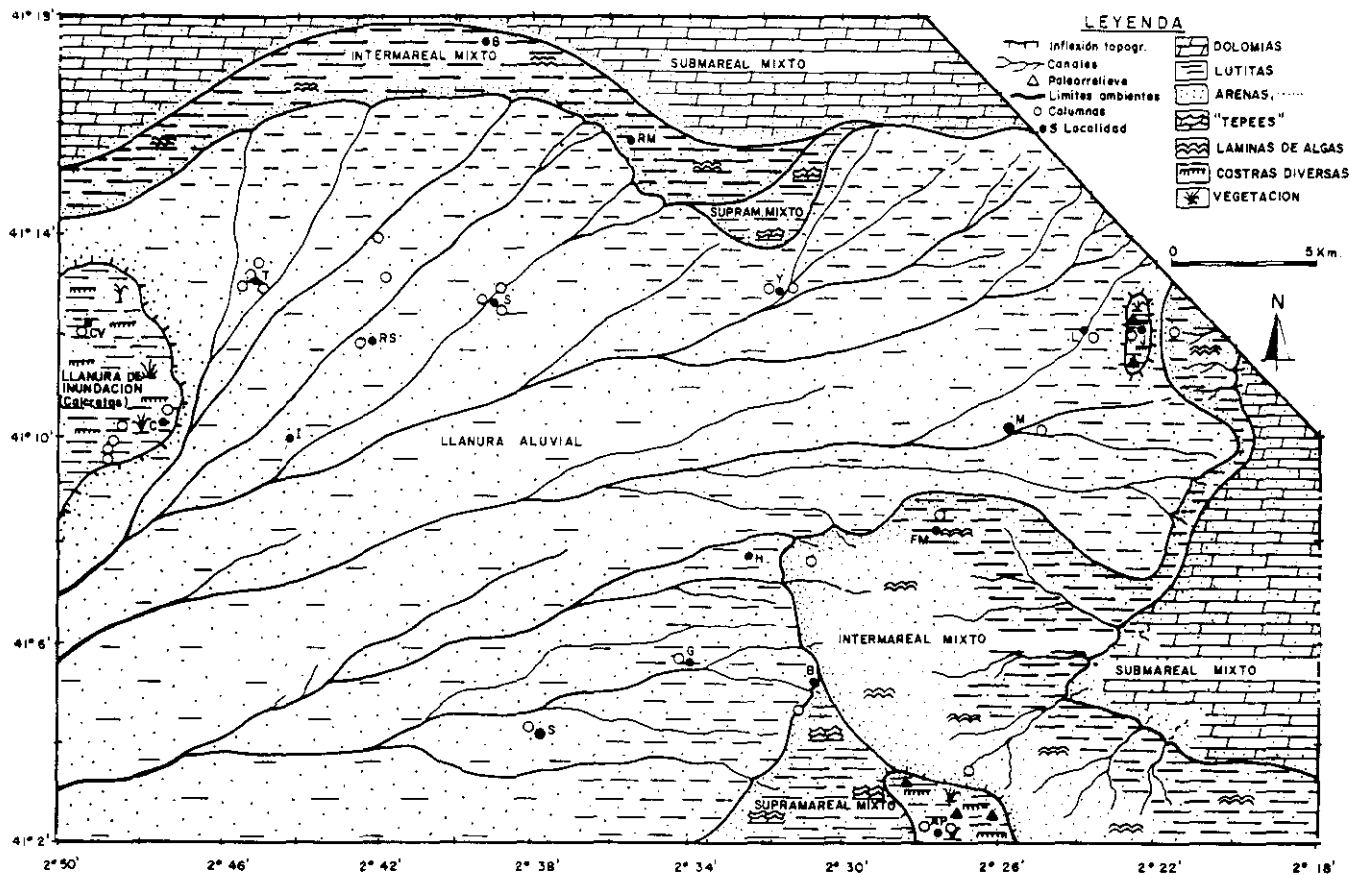
Las secuencias infrayacentes son más diversas y denotan condiciones energéticas más altas (*shoaling-upward*, *mounds* de espongiarios, etc.). Estos *shoals* y *mounds* constituirían una barrera que dejaría zonas de carácter más protegido (*lagoons*) hacia el W (Fig. 9).

Lateralmente, en el sector NW aparecen asociaciones de facies de zonas costeras y de ambientes fluvio-deltaicos correspondientes a la Fm. terrígena A. L. C. del Castillo.

Por encima de la mencionada superficie de karstificación, la cuenca tiende a una somerización progresiva con secuencias *shallowing upwards* en las que se observa un gran desarrollo de las evaporitas, llegando a aparecer pequeños niveles de brechas de colapso. Las facies denotan condiciones de menor energía y muestran una influencia de siliciclásticos prácticamente nula, excepto en el extremo NW debido a la mayor proximidad a las zonas de entrada de terrígenos. En este último sector es donde se localizan los niveles de calcretas-dolocretas y/o nódulos de evaporitas con texturas *chicken-wire*, y frecuentes costras ferruginosas en el techo de las secuencias.

Esta tendencia a la somerización de la cuenca, coincide con la progradación, desde el W hacia el E, de los ambientes de la Fm. A. L. C. del Castillo (García-Gil, 1990; 1991a); las facies son exclusivamente terrígenas (lutitas y areniscas) constituyendo asociaciones de facies características de subambientes de plataforma interna proximal con faunas de bivalvos típicamente marinas de medios relativamente restringidos y equivalentes a las que aparecen en la mitad superior de la Fm. D. de Tramacastilla (Fig.5). El paso a la Fm. superior del Muschelkalk D. M. C. de Royuela representa la continuación del ciclo regresivo ya iniciado en la parte superior de la Fm. D. de Tramacastilla. Este hecho se verifica por la mayor extensión lateral y progradación hacia la cuenca marina de los sedimentos «deltaicos» de la subunidad superior arenosa de la Fm. A. L. C. del Castillo y por el predominio de las facies mayoritariamente margosas que constituyen la Fm. D. M. C. de Royuela (Fig. 10).

La regresión marina no se realiza de una manera constante, sino que está jalonada por pulsos de progradación de la línea de costa, probablemente debidos a los efectos combinados de subsidencia y tectónica locales, durante los cuales se llegan a establecer temporalmente condiciones marinas muy someras en zonas donde antes predominaba la sedimentación deltaica. El principal de estos pulsos (García-Gil, 1991b) llega a sobrepasar las áreas de sedimentación de la Fm. A. L. C. del Castillo (Fig. 7).



En toda la región el techo de la Fm. D. M. C. de Royuela, así como el de la Fm. A. L. C. del Castillo, viene representado por el desarrollo de un importante nivel de *tepees*, reconocible también en otras regiones más su-orientales de la Cordillera Ibérica. Por encima de él aparecen las facies Keuper. Mediante el estudio de las asociaciones palinológicas se estima que el límite Ladiniense-Karniense se situaría en la parte superior de la Fm. D. M. C. de Royuela (Fig. 7).

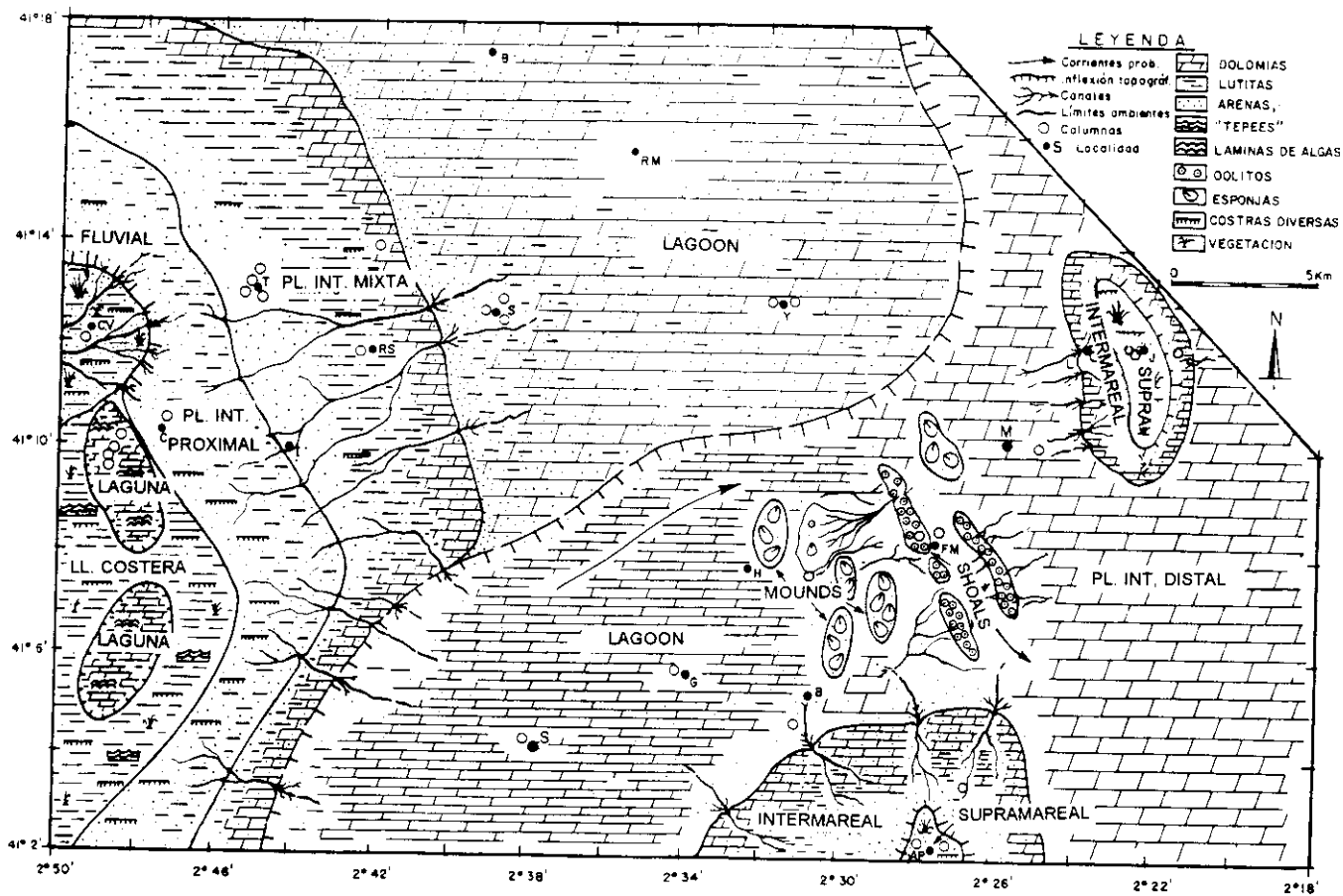
Biddle (1984) estudia diversas secciones estratigráficas del Muschelkalk, desde Catalánides al NW de la Península Ibérica hasta el área de Mosian (Balcanes), en las que los sedimentos del Ladiniense superior son típicos de aguas someras, apareciendo en el límite Ladiniense superior-Karniense discordancias erosivas o desplazamientos de los cinturones de facies hacia el centro de cuenca. Además indica que algunos límites de pisos del Triásico están asociados con cambios eustáticos. Concretamente, el límite Ladiniense-Karniense estaría relacionado con una caída del nivel del mar a escala global.

En la región que nos ocupa, la sedimentación del ciclo transgresivo del Muschelkalk se podría encuadrar en un contexto de rampa carbonática, en sentido de Read (1985) y Tucker (1985). Es decir, se trataría de una rampa en la que, debido a la posición paleogeográfica de esta región con respecto al mar de Tethys, las facies corresponderían a los depósitos más someros de dicha rampa. Por este motivo, se pueden estudiar los sedimentos marinos someros de la rampa (Fms. D. de Tramacastilla y D. M. C. de Royuela), el cinturón de terrígenos (Fm. A. L. ab. de Torete) e incluso su tránsito lateral a facies continentales (Fm. A. L. C. del Castillo) (Fig. 7).

En el sector NW de la región, como ya se ha indicado, se produce el cambio lateral de las facies de la rampa carbonática (Fms. D. de Tramacastilla y D. M. C. de Royuela) a las de la Fm. A. L. C. del Castillo. En esta última se reconocen las siguientes asociaciones de facies (García-Gil, 1991b): 1) de canales fluviales sometidos a influencia marina (aparecen Bivalvos marinos); 2) de *sand sheets* depositados en ambientes de *foreshore* o *shoreface*, 3) de *shoreface* interpretadas como depósitos debidos a tormentas, estas asociaciones de facies aparecen en la subunidad superior

Fig. 8.—Reconstrucción paleogeográfica para la Formación «Limos y Areniscas abigarrados de Torete» basado en el análisis y distribución de facies al inicio de la transgresión del Muschelkalk en esta región. (Modificado de García-Gil, 1990).

Fig. 8.—Palaeogeographic reconstruction for the «Torete variegated Sandstones and Siltstones» Formation based on the facies analysis and facies distribution at the beginning of the transgressive phase in this region. (Modified from García-Gil, 1990).



de la Fm A. L. C. del Castillo y serían equivalentes a las facies carbonáticas de la parte superior de la Fm. D. de Tramacastilla y a las de la Fm. D. M.C. de Royuela; 4) de plataforma interna, tanto proximal (facies de la subunidad inferior) como distal (facies de la Fm. D. M.C. de Royuela); (5) de llanura costera.

García-Gil (1991b) propone un modelo de «fan delta» como ambiente de sedimentación de la Fm. A. L. C. del Castillo con las siguientes características: 1) bajo gradiente deposicional en la cuenca integrada en una rampa de tipo homoclinal (Read, 1985); 2) controles tectónico, climático y eustático combinados; 3) presencia de asociaciones de facies continentales y marinas someras; 4) notable homogeneidad de facies, areniscas, limos y arcillas. Las direcciones de paleocorrientes medias se dirigen hacia el NE y por tanto son «coincidentes» con las obtenidas en la Fm. L. A. ab. de Torete, pero en clara contraposición a las medidas en las Fms del Buntsandstein (dirigidas hacia el SE).

CONCLUSIONES: CICLOS SEDIMENTARIOS

En lo referente a los ciclos sedimentarios en los que se encuadran las Fms. estudiadas se obtienen las siguientes conclusiones.

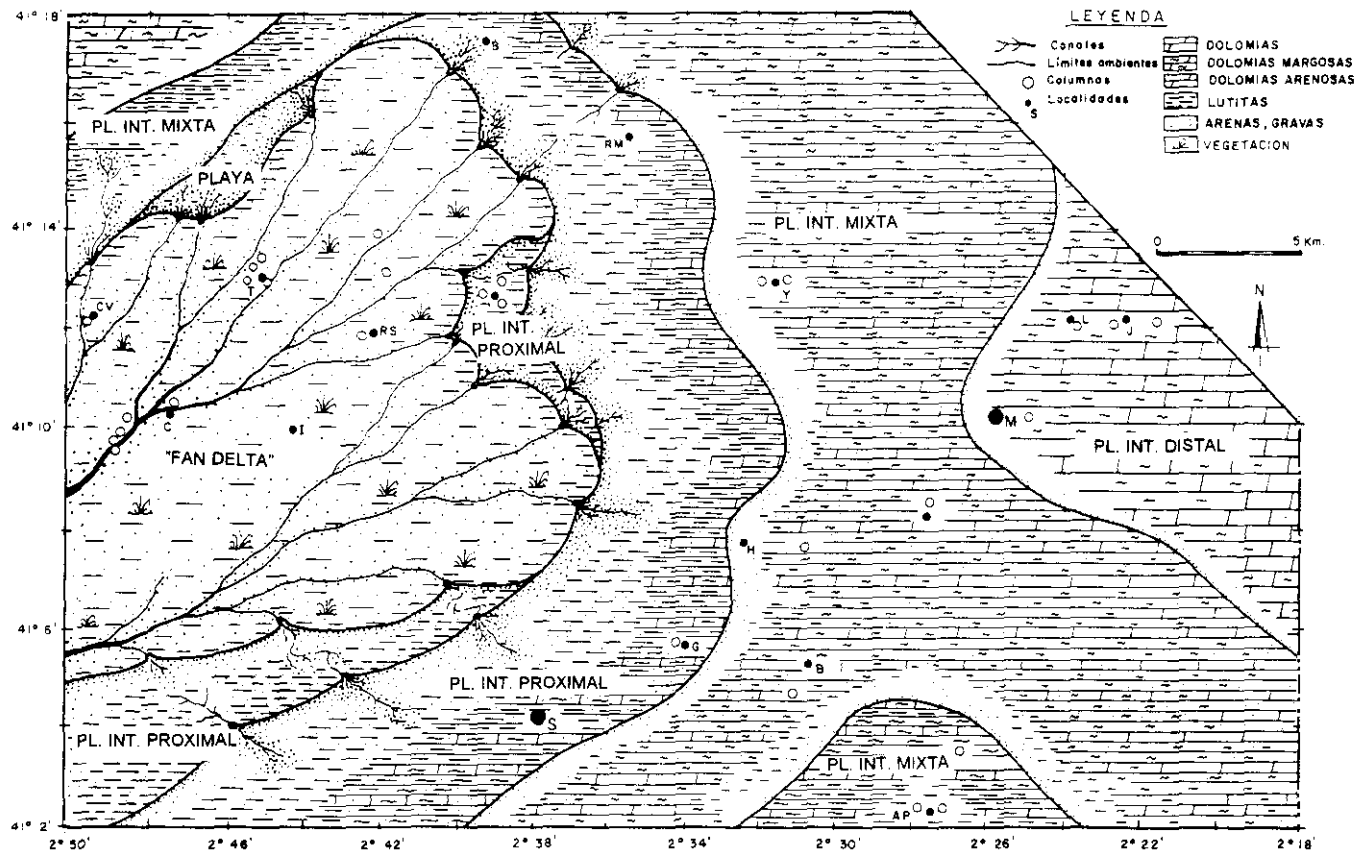
La Fm. A. L. de Cercadillo del Buntsandstein corresponde a la parte superior de un ciclo sedimentario de primer orden, según la clasificación de Mutti (1981), limitado en la base y el techo por sendas discordancias (Fig. 11A). La inferior correspondería a la desarrollada sobre los materiales plegados durante la Orogenia Hercínica, y la superior coincide con la discordancia existente en el techo de la Fm. A. L. de Cercadillo (Unidad Superior). Este último límite en algunas secciones viene representado por niveles de interrupción sedimentaria (calcretas, silcretas y/o costras ferruginosas).

La Fm. A. L. de Cercadillo se divide en dos secuencias (García-Gil, 1990, 1993) de orden mayor (S1 y S2) equivalentes a los ciclos de tercer orden de acuerdo con la clasificación de Mutti (1981).

A escala de afloramiento (Fig. 4) se observa que la Fm. L. A. ab. de

Fig. 9.—Reconstrucción paleogeográfica para la Formación «Dolomías de Tramacastilla» basado en el análisis y distribución de facies en los estadios anteriores al desarrollo de la superficie (ch) de la figura 7A. (Modificado de García-Gil, 1990).

Fig. 9.—Palaeogeographic reconstruction for the «Tramacastilla Dolostones» Formation based on the facies analysis and facies distribution for the prior stages to the «ch» surface developing of the figure 7A. (Modified from García-Gil, 1990).



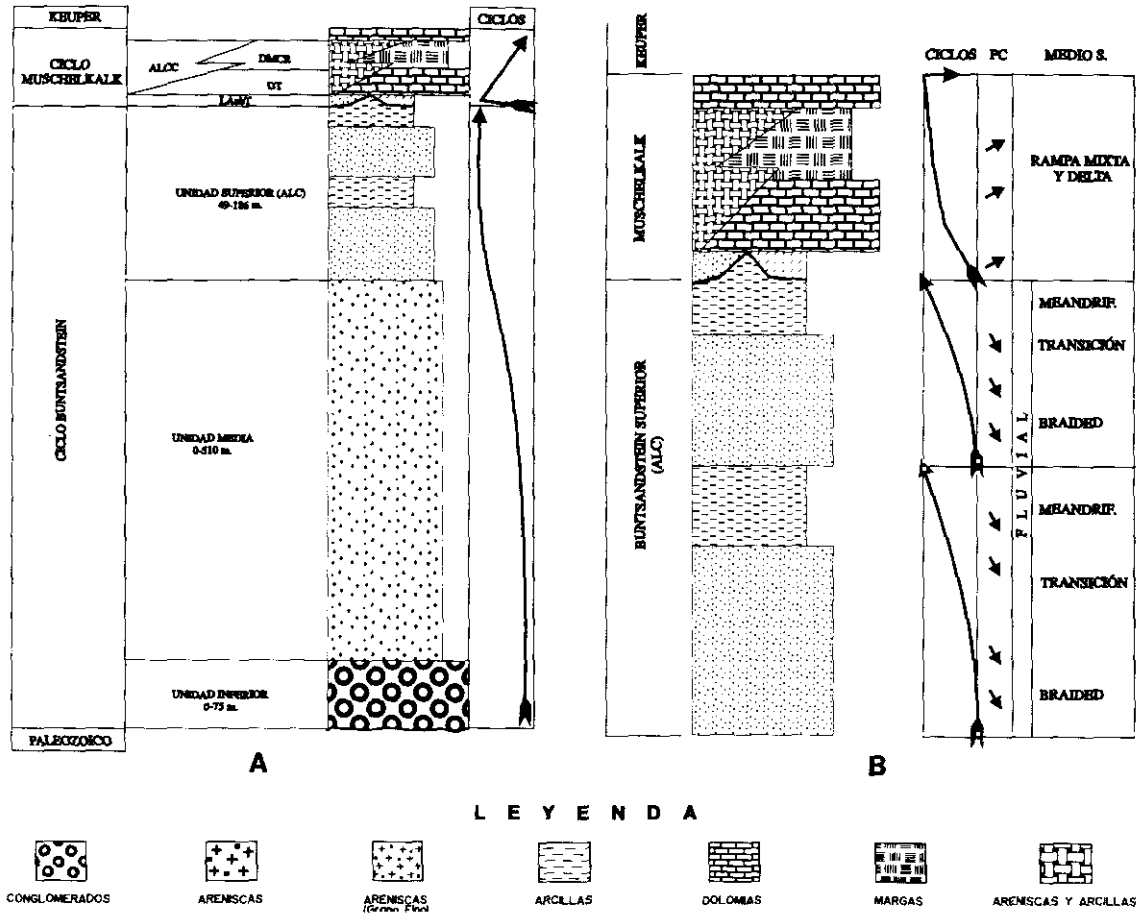
Torete junto con la Fm. D. de Tramacastilla, además de discordantes sobre Fm. A. L. de Cercadillo, guardan una geometría de *onlap*. Esto indica claramente que la Fm. L. A. ab. de Torete forma ya parte del ciclo transgresivo del Muschelkalk en la región de estudio. La primera de estas Fms. corresponde a sedimentos fluviales y de sistemas de llanuras costeras, que pasan en sentido ascendente a ser mixtos (de carbonatos y terrígenos), y luego de forma rápida a los carbonatos de la Fm. D. de Tramacastilla. Esta última Fm. es la que «uniformiza» la sedimentación y el paleorrelieve desarrollado sobre la Fm. A. L. de Cercadillo, ya que se apoya directamente y de forma discordante sobre ella en los lugares donde la Fm. L. A. ab. de Torete no se llegó a depositar (Fig. 7).

Por otro lado, las direcciones de paleocorriente medidas en las Fm. L. A. ab. de Torete y D. de Tramacastilla, así como en la Fm. A. L. C. del Castillo, que corresponde al cambio lateral de facies de las Fms. carbonáticas del Muschelkalk hacia el NW de la región, dan valores medios hacia el NE, mientras que en las Fms. infrayacentes los paleodrenajes se dirigen hacia el SE. Esto indicaría que la tectónica que originó esta suave discordancia, entre las Fms. del «ciclo sedimentario del Buntsandstein» y las del «ciclo transgresivo-regresivo del Muschelkalk», también provocó un cambio en las paleopendientes, es decir, un basculamiento en la cuenca de sedimentación (Fig. 11B).

La Fm. L. A. ab. de Torete corresponde al inicio del ciclo transgresivo de la sedimentación del Muschelkalk superior. Estos sedimentos terrígenos dan paso rápidamente a los carbonatos marinos someros de la Fm. D. de Tramacastilla que constituyen el máximo transgresivo, durante el Ladiniense en la región de estudio con la instalación de plataformas carbonáticas someras del tipo rampa homoclinal. En la parte inferior media de la Fm. D. de Tramacastilla, se registra una fase de retroceso de la línea de costa (superficie ch, Fig. 7), con carácter generalizado en el ámbito de la región de estudio, que se pone de manifiesto por la presencia de una superficie de karstificación en numerosas secciones y por la existencia de niveles de nódulos de evaporitas con texturas *chicken-wire*, y niveles de calcretas y/o dolocretas hacia el borde de la cuenca (sector NW de la región). Por encima de esta superficie, las secuencias de somerización de-

Fig. 10.—Reconstrucción paleogeográfica para la Formación «Dolomías, Margas y Calizas de Royuela» basado en el análisis y distribución de facies en los estadios posteriores al desarrollo de la superficie (msf) de la Fig. 7A. (Modificado de García-Gil, 1990).

Fig. 10.—Palaeogeographic reconstruction for the « Royuela Dolostones, Marls and Limestones » Formation based on the facies analysis and facies distribution for the stages after development of the (msf) surface from the Fig. 7A. (Modified from García-Gil, 1990).



notan una clara tendencia regresiva que se continúa durante la sedimentación de la Fm. suprayacente D. M. C. de Royuela finalizando con los depósitos de las facies Keuper (Figs. 7 y 11).

Además, la tendencia regresiva en el extremo NW de la región, que es donde se situaría la línea de costa, se manifiesta por la progradación de un sistema de lóbulo deltaico, co respondiente a la Fm. A. L. C. del Castillo, que representan el cambio lateral con las dos Fms. carbonáticas del Muschelkalk de esta región (Figs. 9 y 10).

En resumen, se puede decir que la Fm. L. A. ab. de Torete junto con las Fms. D. de Tramacastilla y D. C. M. de Royuela, así como de las facies de la Fm. terrígena equivalente A. L. C. del Castillo, constituyen un ciclo transgresivo-regresivo de segundo orden, compuesto a su vez por ciclos menores de tercer y cuarto órdenes, según la clasificación de Mutti (1981). En la Cuenca Ibérica, la secuencia se inició con la sedimentación de evaporitas y facies siliciclásticas depositadas durante el «LST», que no aparecen registradas en esta región noroccidental de la cuenca debido a que en la presente zona se desarrolló la superficie de discordancia sobre el techo del Buntsandstein (superficie de tipo I). Esta superficie es fosilizada por una secuencia transgresiva en clara geometría de *onlap* (Fig. 4), representada por las facies carbonáticas y/o terrígenas correspondientes al «TST» que dan paso en sentido ascendente a los sedimentos terrígenos y carbonáticos del «HST» (Fig. 7).

Por consiguiente, el ciclo de tercer orden 2.1 de Haq *et al.* (1987) no se reconoce en esta región así como tampoco es identificable la parte inferior del ciclo 2.2, estos sedimentos se localizan en áreas más orientales de la Cordillera Ibérica (García-Gil, 1991b). Las facies depositadas durante el «TST» y el «HST» sí están presentes en esta zona y corresponden a la sedimentación de las formaciones estudiadas y que componen el «ciclo sedimentario del Muschelkalk» en esta región.

BIBLIOGRAFIA

- BIDDLE, K. T. (1984): «Triassic sea level changes and the Ladinian-Carnian stage boundary», *Nature*, 308: 631-633.
- CAPOTE, R., & CARBO, A. (1983): «La evolución tectónica de los dominios de plataforma e intermedios», en *Geología de España. J. A. Comba (coord. gen.) Instituto Geológico y Minero de España, Libro Jubilar J. M. Ríos. II: 37-47. Madrid.*
- GARCIA-GIL, S. (1990): *Estudio Sedimentológico y Paleogeográfico del Triásico en el Tercio Noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Soria)*, Editorial de la Univ. Complutense de Madrid. Colección Tesis Doctorales, 176/90, 621 pp.

- (1991a): «Las unidades litoestratigráficas del Muschelkalk en el NW de la Cordillera Ibérica (España)», *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)* 86: 21-51.
- (1991b): «The sedimentological significance of a clastic wedge in the western basin margin of the Triassic Tethys (Iberian Range, Spain)», *Cuadernos de Geología Ibérica*, 15: 209-239.
- (1993): «The fluvial architecture of the upper Buntsandstein in the Iberian Basin, central Spain», *Sedimentology*, 40: 125-143.
- GARCÍA-GIL, S., & SOPENA, A. (1988): «Estratigrafía y sedimentología del Triásico en el sector Medinaceli-Somaén (Provincia de Soria)», *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 707-735.
- HAO, B. L.; HARDENBOL, J., & VAIL, P. R. (1987): «Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic», *Science*, 235: 1156-1167.
- MARQUEZ-ALIAGA, A., & GARCÍA-GIL, S. (1991): «Paleontología y ambientes del Triásico Medio en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provs. de Soria y Guadalajara)», *Estudios Geológicos*, 47: 85-95.
- MARZO, M., y CALVET, F. (1985): *Guía de la excursión al Triásico de los Catalánides*. (Mateu, F. y MARZO, M., Ed.), II Coloquio de Estratigrafía del Pérmico y Triásico de España. La Seu d'Urgell, 175 pp.
- MUTTI, E. (1981): «Análisi di facies», in *Sedimentologia, parte III*. (Ed. por F. RICCI LUCCHI), Cooperativa Libreria Universitaria Editrice Bologna: 22-39.
- PÉREZ-ARLUCEA, M. (1985): *Estratigrafía y Sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector de Molina de Aragón-Albarracín (Provincias de Guadalajara y Teruel)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid (Inédita), 305 pp.
- PÉREZ-ARLUCEA, M., & SOPENA, 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 Geológicos*, 41: 207-222.
- RAMOS, A. (1979): «Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al oeste de Molina de Aragón (Provincia de Guadalajara)», *Sem. Estrat., Serie Monogr.*, 6: 1-313.
- READ, J. F. (1985): «Carbonate platform facies models», *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 69: 1-21.
- SNEH, A. (1983): «Desert stream sequences in the Sinai Peninsula», *Jr. Sedim. Petrol.*, 53 (4): 1271-1279.
- SOPENA, A. (1979): «Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara», *Sem. Estrat., Serie Monogr.*, 5: 1-329.
- SOPENA, A.; VIRGILI, C.; ARCHE, A.; RAMOS, A., & HERNANDO, S. (1983): «El Triásico», in *Geología de España. J. A. Comba (coord. gen.) Instituto Geológico y Minero de España*. Libro Jubilar J. M. Ríos. II: 47-63. Madrid.
- TUCKER, M. E. (1985): «Shallow-marine carbonate facies and facies models», in *Sedimentology: Recent Developments and Applied aspects* (Ed. por P. J. BRENCHLEY & B. P. J. WILLIAMS), Spec. Publ. Geol. Soc. London, 18: 147-169.
- VIRGILI, C.; SOPENA, A.; RAMOS, A., & HERNANDO, S. (1977): «Problemas de la cro-
noestratigrafía del Triás en España», *Cuad. Geol. Ibér.*, 4: 57-88.