

*Control climático, tectónico y eustático en depósitos del  
Carniense (Triásico Superior) del SE  
de la Península Ibérica*

*Climate, tectonism and eustasy controls on deposits from  
the Karnian (Upper Triassic) of the SE Iberian Peninsula*

A. ARCHE<sup>1</sup>, J. LÓPEZ-GÓMEZ<sup>1</sup> Y J.F. GARCÍA-HIDALGO<sup>2</sup>

ABSTRACT

The Manuel Sandstone Formation or K2 from Ortí (1974) is a clastic intercalation in the middle of the Keuper facies of SE Spain. This formation corresponds to a low-stand systems tract (LST) and it can be subdivided into three minor cycles that can be traced all over the area here studied. Its age is late Cordevolian-early Julian (lower-middle Karnian) according to the palynomorphs that are found in several localities. A stratigraphical correlation of the formation from Alhambra (Ciudad Real) and Chiclana de Segura (Jaén) to Jaraco (Valencia) is shown, and the mutual influences of climate, tectonics and eustatism that controlled the lateral change from a classic Keuper facies from the E to a purely siliciclastic one to the W are discussed.

**Keywords:** Keuper, Hesperian Massif, Prebetic Zone, fluvial style, Karnian, Upper Triassic.

RESUMEN

La Formación Areniscas de Manuel o K2 de Ortí (1974) constituye una intercalación siliciclástica en la parte media de la facies Keuper del SE de España.

---

<sup>(1)</sup> Instituto de Geología Económica-Dep. Estratigrafía, CSIC-UCM. 28040 Madrid. jlopez@geo.ucm.es

<sup>(2)</sup> Departamento de Geología. Universidad de Alcalá. 28871, Alcalá de Henares, Madrid.

Originada durante un periodo de mar bajo (LST), se puede subdividir en tres ciclos menores reconocibles en toda la zona que aquí se estudia. Su edad puede establecerse mediante asociaciones de palinomorfos siendo Cordovoliense superior-Juliense inferior (Carniense inferior-medio). Se presenta una correlación estratigráfica detallada desde Alhambra (Ciudad Real) y Chiclana de Segura (Jaén) hasta Jaraco (Valencia) y se discuten las causas climáticas, tectónicas y eustáticas del cambio lateral desde las facies evaporíticas arcillosas del Keuper del Levante español a las exclusivamente siliciclásticas del SE de la Península.

**Palabras clave:** Keuper, Macizo Hespérico, Zona Prebética, fluvial, Carniense, Triásico Superior.

## INTRODUCCIÓN

El Triásico Superior del SE de la Península Ibérica (Meseta, SE de la Cordillera Ibérica y sector oriental del Prebético–Subbético) se caracteriza por una sucesión de dos ciclos evaporíticos separados por una intercalación siliciclástica (Ortí, 1974; Solé de Porta y Ortí, 1982). Sin embargo, esta sucesión clásica en facies Keuper se modifica al acercarnos al borde de cuenca, hacia el oeste. En este sector (borde de la Meseta), por una parte, desaparecen los carbonatos marinos del Triásico Medio (Facies *Muschelkalk*), lo que dificulta la separación de los diversos tramos en una serie triásica de tipo *red beds* sin claros horizontes–guía y, por otra parte, también desaparecen totalmente las evaporitas del ciclo inferior y casi totalmente las del ciclo superior, lo que contribuye a la uniformización de las facies durante todo el Triásico en este sector.

Este cambio lateral hace que las correlaciones entre los dominios proximales y distales de la cuenca sean problemáticas, ya que, obviamente, las dataciones de los materiales continentales no son muy precisas; la base de la serie carece de toda datación en amplias zonas y el evidente control ejercido por los ascensos y descensos eustáticos del nivel del mar se superpone en esta zona a una actividad tectónica distensiva contemporánea, importante y mal conocida.

Pretendemos aportar en este artículo nuevos datos que precisen la correlación entre los sedimentos continentales y de transición del Triásico Superior del SE de la Península Ibérica (Fig. 1), valorar críticamente las correlaciones hasta ahora propuestas e interpretar la influencia mutua de las variaciones eustáticas del nivel del mar y la tectónica distensiva coetánea en los márgenes del Macizo Ibérico durante el Triásico Superior.

## ANTECEDENTES

La presencia de sedimentos triásicos en los bordes del Macizo Ibérico y la zona Prebética es conocida desde mediados del siglo XIX, pero podemos considerar que López–Garrido (1971) inicia los estudios modernos al distinguir dos tipos de depósitos triásicos en Jaén: al O, la Formación Chiclana de Segura con una potencia de

250 m, exclusivamente siliciclástica, discordante sobre el Paleozoico Inferior, con algunas evaporitas a techo y, al E, la Formación Hornos-Siles, con carbonatos marinos de la Facies Muschelkalk y potentes arcillas, margas y yesos por encima con un espesor total de 350 m. El Jurásico Inferior marino se superpone (generalmente por contacto mecánico) sobre estos materiales.

En el otro extremo de la zona de estudio, Ortí (1974), en un trabajo fundamental aún hoy en día para el conocimiento de la facies Keuper del E de España, divide dicha facies, a la que denomina formalmente “Grupo Valencia”, en cinco formaciones asociadas en tres “Series”: dos evaporíticas y una siliciclástica. Dentro de la serie siliciclástica, el tramo objeto del presente artículo es el K2 o Formación Manuel, interpretada como canales fluviales y depósitos lagunares que se asocian en deltas separados por bahías y que evolucionan en la vertical a llanuras mareales fangosas, que constituye el K3 o Formación Cofrentes.

La cobertera triásica del borde SE del Macizo Ibérico es estudiada por Fernández (1977) en otro trabajo pionero comparable a los dos antes citados. Describe con precisión el importante paleorrelieve sobre el que se depositaron estos sedimentos y que no quedó totalmente fosilizado en este periodo, así como la divergencia de paleocorrientes al N y al S de la Sierra del Relumbrar. Divide estos sedimentos tipo *red beds* en los tramos I, II y III.

Fernández y Dabrio (1978) realizan un detallado estudio sedimentológico de los cuerpos arenosos de la base del Tramo II en Vilches (Jaén), interpretándolos como rellenos de canales fluviales de baja energía y flujo discontinuo en una gran llanura de inundación.

Besems (1981 a, b) presenta estudios palinológicos que permiten las primeras dataciones fiables de las series rojas del margen S del Macizo Ibérico y sus equivalentes laterales en la Zona Prebética. En la Formación Chiclana de Segura data el Tramo I como Ladiniense superior y el III como Noriense. En la Formación Hornos-Siles sólo acepta la presencia de un nivel carbonatado al que asigna una edad Ladiniense, que extiende a los primeros metros de la serie roja suprayacente, y una edad Carniense a la parte superior de dicha serie roja.

Suárez *et al.* (1986) realizan un estudio del Triásico Superior de los sondeos de La Mancha y el Prebético, separando dos unidades tectosedimentarias: K1 a K3 y K4 y K5. La primera estaría ligada a una etapa rift y la segunda a otra de plataformas evaporítico-carbonatadas estables.

Sopeña *et al.* (1990) describen el Triásico del anticlinal de Alpera-Montealegre del Castillo (Albacete) donde definen las unidades de las facies Muschelkalk y Keuper y proponen una correlación entre esta zona distal de la cuenca y la zona de borde del Macizo Ibérico, resaltando la continuidad lateral de las unidades del Keuper de Ortí (1974) en toda la zona y el paso de las facies marinas del Muschelkalk a las lutitas rojas continentales de la base de la serie.

Ortí y Pérez-López (1994) revisan y actualizan los conocimientos sobre la Facies Keuper del Levante español y la Zona Prebética, interpretando el K2 como un cortejo de nivel del mar bajo (LST) con discordancia basal. Indican que las areniscas del K2 sólo se depositaron al sur de la línea Ateca-Castellón y definen un periodo de rifting durante parte de la sedimentación del K1 en el sur de Albacete.

Fernández *et al.* (1994) describen en detalle el Triásico de la cobertera tabular de la Meseta y del Prebético externo entre Alcaraz y Siles (Albacete–Jaén), aportando interpretaciones sedimentológicas detalladas y una correlación regional en la que la Facies Muschelkalk estaría representada por las intercalaciones carbonatadas superiores de Alcaraz y, por tanto, el K2 se reduciría a los niveles de areniscas más altos de esta localidad. Para estos autores, la parte inferior de la serie sería el equivalente temporal y lateral de la Facies Buntsandstein.

En estos dos últimos trabajos se encuentra amplia bibliografía referente al Triásico del SE de España, no existiendo aportaciones importantes posteriores a los mismos.

## EDAD DE LOS SEDIMENTOS

La datación de los sedimentos detríticos del K2 (Ortí, 1974) es aún hoy en día problemática, dado que sólo se cuenta con unas pocas decenas de determinaciones de muestras de polen y esporas dispersas por el SE de España; por tanto hay que complementar estos datos con inferencias basadas en las edades de las unidades infra- y suprayacentes, tampoco ricas en fósiles con alto valor biostratigráfico, y tener en cuenta las polémicas existentes sobre el rango temporal de las asociaciones palinológicas del Triásico Medio y Superior.

Los primeros datos precisos sobre la edad del Triásico del borde del SE de la Meseta son los de Besems (1981a), que asignan una edad Ladiniense superior a la base de la Formación Chiclana de Segura aunque el autor apunte la posibilidad de que esta edad pueda llegar al Carniense inferior y considerarse como claramente Carniense su parte media. Así mismo, Besems (1981b) y Besems y Simon (1982) atribuyen una edad Ladiniense superior a los primeros depósitos de la Formación Hornos–Siles y otras formaciones comparables del Subbético. Esta atribución se basa en la presencia de *C. secatus*, *P. densus*, *O. pseudogranulatus*, *Duplicisporites* y *Triadispora*, entre otros, que, según los criterios más compartidos actualmente representarían una edad Carniense (fase *secatus* – *densus*, Visscher y Kristyn, 1978). Los autores encuentran en los niveles más altos de la formación Chiclana de Segura *O. pseudoalatus*, *P. densus*, *D. tenebrosus*, *Triadispora* y *Corollina*, lo que indica una edad Noriense, probablemente inferior.

Solé de Porta y Ortí (1982) describen asociaciones palinológicas encontradas en las unidades K1, K2 y K3 de Valencia, todas ellas de la zona *secatus-densus*, a las que atribuyen una edad Carniense, quizás medio-superior. Destacan el cambio de porcentajes de polen y esporas en las diferentes formaciones, que pasa de un 5,5% de esporas en el K1 al 52% en el K2 y baja al 3,2% en el K3.

Villar (1989) describe asociaciones de polen y esporas en el Keuper de Alpera por encima de la Facies Muschelkalk con Ammonites del Ladiniense. Sitúa el límite Ladiniense–Carniense dentro del K1, y el límite Carniense–Noriense dentro del K5, por lo que el K2 tendría edad Carniense.

De Torres (1990) vuelve a documentar el aumento porcentual de esporas en el K2 y atribuye a esta formación una edad Carniense medio–superior por la presencia de

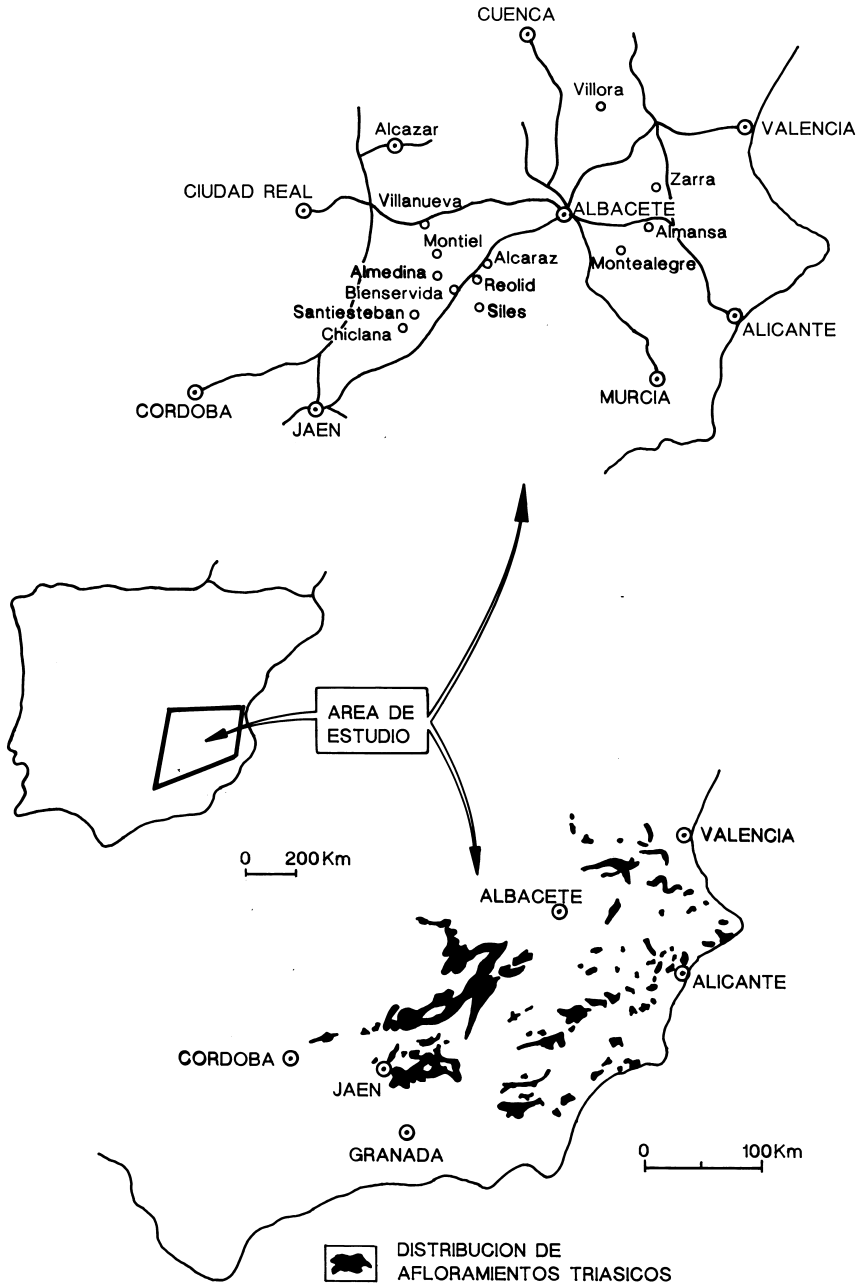


FIG. 1.-Localización geográfica y geológica de la zona de estudio.  
FIG. 1.- Geographical and geological location of the study area.

*C. secatus*, *P. densus*, *V. ignacii* y *Ps. summus* en los cortes de Alpera, Montealegre del Castillo y Alcaraz.

Ortí y Pérez-López (1994) revisan todos los datos anteriores y atribuyen al K2 una edad Carniense inferior – medio en base a los datos palinológicos hasta ahora citados, y sitúan el límite Carniense–Noriense en el K5.

Pérez-López (1991) y Pérez-López *et al.* (1996) asignan una edad Noriense al conjunto K5 y Formación Zamoranos (equivalente a la Formación Imón de la Cordillera Ibérica) en zonas del Prebético y Subbético de Albacete y Jaén, y el límite Triásico–Jurásico en la Formación Carcelén suprayacente.

Por último hay que citar que tanto Boulouard y Viallard (1981) como Doubinger *et al.* (1990), en zonas marginales de este estudio (Cordillera Ibérica, Cuenca), asignan una edad Carniense al conjunto superior de la Facies Keuper, más allá de la zona de depósito de la Formación Manuel.

Resumiendo todos los datos disponibles parece razonable suponer una edad Cordevoliense superior – Juliense inferior (límite Carniense inferior–Carniense medio) para la Formación Manuel, ya que contiene una buena representación de la fase *secatus-densus* aunque *Triadispora* no aparece en altos porcentajes y no contiene *Corollina*, lo que caracterizaría el Tuvaliense (Carniense superior) y el Noriense, aunque es evidente que esta atribución necesita de una confirmación definitiva.

## LOS SEDIMENTOS

Los sedimentos estudiados presentan cuatro litologías dominantes: areniscas, limos, arcillas y margas y, de forma aislada, aparecen también dolomías, calizas y evaporitas. Estas diferentes litologías se presentan con distintas proporciones según nos situemos en un área u otra dentro de la zona de estudio, variando incluso la potencia de forma considerable.

Las areniscas presentan diferentes colores: rojo, rosa, blanco, amarillo y verde. El tamaño de grano puede ser fino, medio o grueso. La granulometría es homogénea y está bastante seleccionada hacia el E de la zona estudiada, mientras que hacia el O, el grado de selección es mucho menor. En ocasiones, las areniscas presentan alto contenido en micas. La relación Qm-F-Lt hacia el E muestra una media de 74,1%-16,0%-9% (Díaz-Martínez, 2000), mientras que hacia el O, en las proximidades del Macizo Hespérico, es de 61%-26%-13%; es decir, se trata de subarcosas salvo casos aislados en los que las muestras analizadas son sublita-renitas, disminuyendo el % de feldespatos en sentido distal, hacia el actual Mediterráneo.

Los limos y arcillas presentan diferentes tonos de rojo y verde principalmente. Las margas tienden a mostrar colores también verdosos y presentan un aspecto general masivo. Los carbonatos son en su mayoría microesparitas o dolomicroesparitas que ocasionalmente presentan fantasmas de bivalvos, como en la columna de Reolid. Las evaporitas se presentan como pseudomorfo de cristales de anhidritas con colores verdes y rojos.

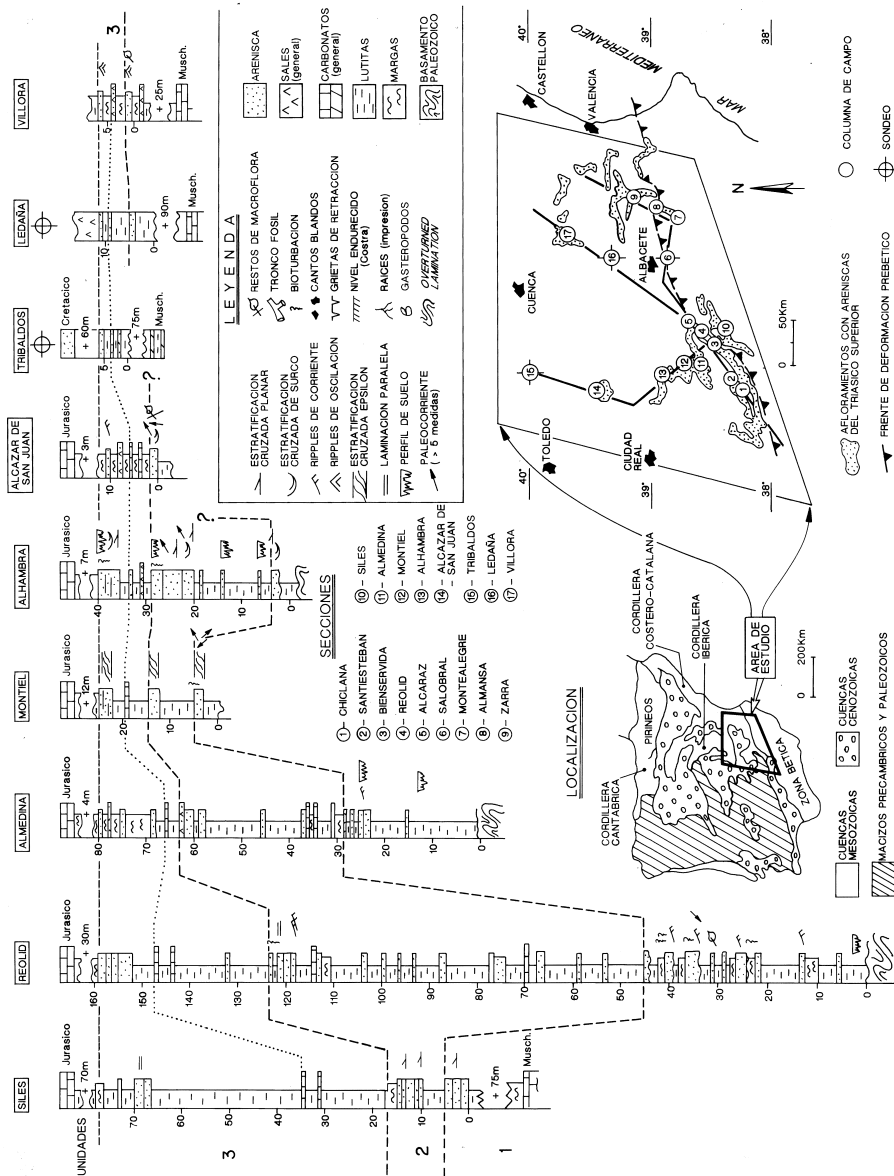


FIG. 2.- Localización y correlación de 7 de las columnas estratigráficas realizadas y 2 sondeos en una transversal aproximada S-N y S-NE de la zona de estudio. Los trazados de líneas discontinuas separan las tres unidades diferenciadas (1,2,3, en la Fm. Arenisca de Manuel) y el de puntos une el nivel de calizas más alto de la unidad superior.

FIG. 2.- Location and correlation of 7 sections and 2 well-logs in a S-N and S-NE cross-section of the study area. Discontinuous lines separate the three differentiated units (1,2,3 in the Manuel Sandstone Fm.) and the dotted line correlate the uppermost limestone level of the upper unit.

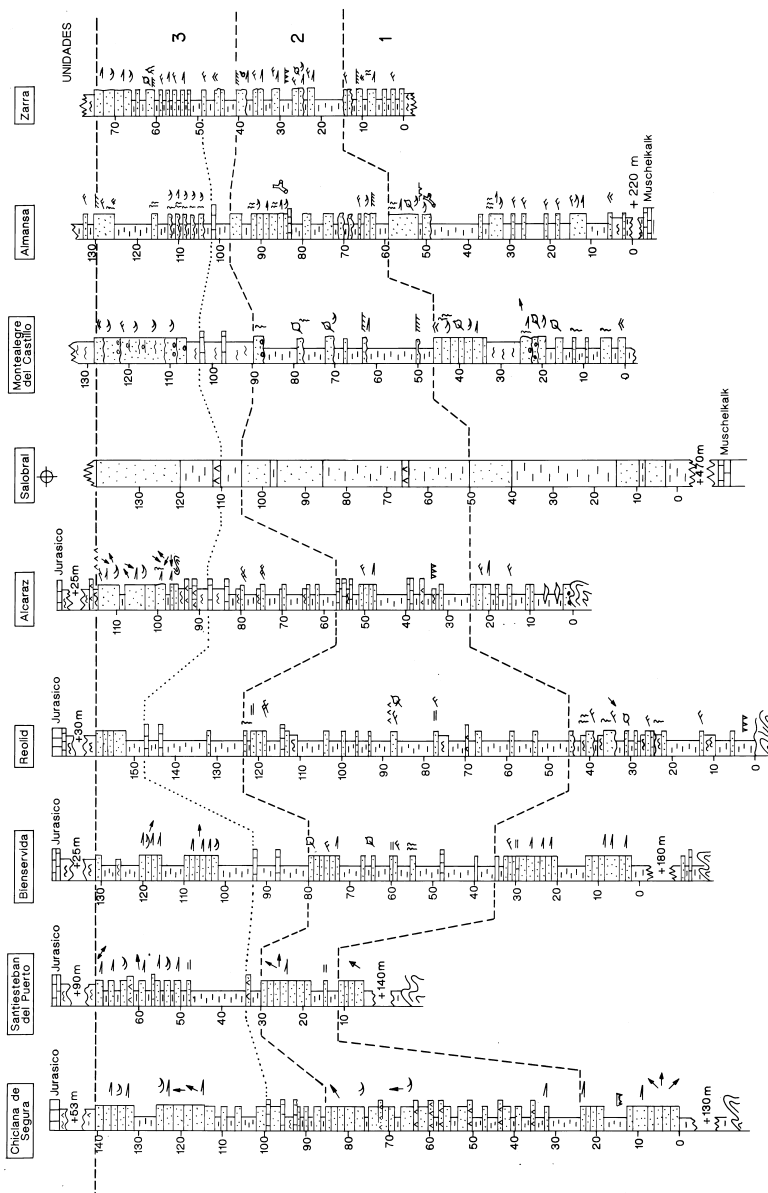


FIG. 3.- Correlación de 8 de las columnas estratigráficas realizadas y 1 sondeo en una transversal aproximada SO-NE de la zona de estudio. Los trazados de líneas discontinuas separan las tres unidades diferenciadas (1,2,3, en la Fm. Arenisca de Manuel) y el de puntos une el nivel de calizas más alto de la unidad superior. Ver la figura 2 para la leyenda y la localización geográfica de las columnas.

FIG. 3.- Correlation of 8 sections and 1 well-log in a SW-NE cross-section of the study area. Dotted lines separate the three differentiated units (1,2,3 in the Manuel Sandstone Fm.) and the line of points correlate the uppermost limestone level of the upper unit. See also figure 2 for the geographical location and legend.



Para el presente estudio se han levantado un total de 14 series y se han utilizado datos de 5 sondeos para áreas donde no afloran los sedimentos que se estudian (Figs. 2 y 3). Se ha intentado cubrir al máximo la zona de estudio realizando las series a lo largo de tres secciones transversales que se unen en las localidades de Bienservida y Reolid (Fig. 2). Prácticamente, la mitad de las series levantadas muestran el basamento en la base, aspecto que ha sido fundamental para hacer determinaciones estratigráficas. En este mismo sentido, se ha puesto especial interés en localizar los delgados niveles de calizas intercaladas, niveles evaporíticos o estructuras sedimentarias significativas, como veremos más adelante, que constituyen niveles-guía.

#### ESTRUCTURAS DIFERENCIADAS

Con anterioridad se han hecho diferentes análisis sedimentológicos muy completos en distintas áreas de la zona que aquí estudiamos (Fernández, 1977; Sopeña *et al.*, 1990; Fernández *et al.*, 1994; Ortí y Pérez-López, 1994) aunque, como se discutirá más adelante, en algunos casos no estamos de acuerdo en la separación y atribución por unidades que se ha realizado de los sedimentos depositados durante todo el ciclo Triásico.

Las distintas litologías descritas muestran diferentes estructuras sedimentarias y orgánicas. En una primera aproximación puede apreciarse que estas estructuras se asocian a las citadas litologías dependiendo, en gran medida, de la localización geográfica y de la posición en la vertical dentro de cada columna. Del mismo modo, en las areniscas, la aparición de unas u otras estructuras tiende a estar asociada al tamaño de grano que presentan aquéllas. La figura 4 muestra de forma sintética la distribución de las estructuras observadas en relación con las litologías descritas y su localización en la vertical, en donde puede apreciarse cómo las estructuras muestran una mayor o menor presencia según que la observación se haya realizado en la parte inferior, media o superior de cada columna y que hemos denominado unidades 1, 2 y 3 respectivamente. Estas unidades coinciden básicamente con las descritas por Fernández *et al.* (1994) salvo, como veremos más adelante, en el caso de la unidad inferior (Unidad 1, en nuestro caso), desde Alcaraz hacia el oeste.

#### INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA Y MEDIOS DEPOSICIONALES

La interpretación sedimentaria de los materiales que se estudian es compleja debido a los cambios que experimentan lateralmente. Es también importante destacar que la disposición vertical de estos sedimentos, es decir, las tres unidades diferenciadas, no presentan una misma sucesión de estructuras, sino que éstas van cambiando, desplazándose en cinturones. Este desplazamiento muestra que hubo una migración general de medios de E a O. Un cambio brusco en este sentido lo muestra la zona de Alcaraz, que representa un cambio importante en las tres unidades diferenciadas, observándose cómo hacia el E y O de esta zona cambian las litologías, estructuras y espesores de cada unidad diferenciada.

Analizando las características sedimentarias de las tres unidades diferenciadas (Fig. 4) podemos observar que, en conjunto, se trata de cuerpos de areniscas de base plana o erosiva, decimétricos a métricos en espesor y de una continuidad lateral que

puede alcanzar centenares de metros. Estos cuerpos están intercalados entre lutitas o margas. La relación, en cuanto a la presencia de unos y otros, depende de la zona de observación.

*La unidad 1* muestra los cuerpos con mayor base erosiva. Las areniscas presentan estratificaciones cruzadas planares y de surco, puntualmente estratificación cruzada tipo *epsilon* en la zona de Alhambra, y *ripples* de corriente. Forman secuencias granodecrecientes, generalmente inferiores a 1 m, que pueden terminar con desarrollo de perfiles edáficos y grietas de desecación hacia techo. Prácticamente no aparecen niveles con carbonatos ni evaporitas y, en la parte más oriental, aparecen algunos niveles finos de areniscas con *ripples* de oscilación y bioturbación. Las estructuras sedimentarias indican una tendencia general de las paleocorrientes hacia el E o SE.

En conjunto, esta unidad la interpretamos como sedimentos originados por sistemas fluviales de tipo entrelazado con depósitos aislados de derrame lateral (Walker y Cant, 1984; Kirschbaum y McCabe, 1992) como resultado de episodios de reactivación importante en la cuenca y con una posible influencia marina en el extremo E de la zona estudiada.

*La unidad 2* presenta cuerpos de base erosiva y plana que llegan a superar los 2 m de espesor, mostrando las primeras impresiones de troncos como *lag* basal. Las areniscas presentan estratificaciones cruzadas planares, de surco y *epsilon*, esta última en la zona de Almedina, Montiel y Alhambra. En conjunto forman secuencias de 1 a 2,5 m que tienden a terminar a techo con laminación paralela, *ripples* de corriente y, hacia el E, *ripples* de tipo *climbing* y de oscilación, y algunos niveles con *flaser bedding*. Se trata de secuencias con una tendencia vertical general granodecreciente, pero que puede ser compuesta también, hacia el E principalmente, comenzando con una tendencia y terminando con otra. Los niveles centimétricos de carbonatos y evaporitas en esta unidad son muy frecuentes a lo largo de la zona estudiada, incluso en los perfiles obtenidos de los pozos. Son también relativamente frecuentes las costras en carbonatos que a veces aparecen limonitizadas con color amarillo. También es común la aparición de bioturbación e impresiones de hojas en areniscas de grano fino. La proporción de margas respecto a la unidad anterior es mayor.

Interpretamos la unidad 2 como depósitos de sistemas fluviales entrelazados y meandriformes, con incursiones de sedimentos de tipo *sheet-flood* que representarían episodios de sedimentación rápida en canales anchos y someros. Los sistemas fluviales serían cada vez más efímeros hacia la zona de Montealegre del Castillo (Villa, 1989), terminando posiblemente en llanuras arenosas donde llegarían sistemas fluviales efímeros alternando con etapas de mayor influencia mareal, similares a los descritos para la Formación Trentishoe del Devónico Medio de Devon (Tunbridge, 1984).

*La unidad 3* presenta un claro dominio de cuerpos de arenas de base plana respecto a los de base erosiva. Las areniscas presentan estratificaciones cruzadas planares de surco y de tipo *epsilon*, laminación de tipo *overturned* (Fernández, 1977, en la zona de Alcaraz), *ripples* de oscilación y abundante bioturbación. Las paleocorrientes son de dos tipos, unidireccionales, indicando básicamente hacia el N y E, y bidireccionales, especialmente hacia las zonas de Alcaraz, Montealegre del Castillo y Zarra. Los niveles de carbonatos y de evaporitas aparecen de forma sistemática en casi todas las series estudiadas, presentando los carbonatos, ocasionalmente, estruc-

**Estructuras presentes en las diferentes litologías y unidades**

<b>Areniscas grano grueso/medio</b>	<b>Areniscas grano medio/fino</b>	<b>Arcillas/limolitas</b>
(1) Estrat. cruzada planar	(10) Superficies planas	(20) Masivas
(2) Estrat. cruzada de surco	(11) Laminación paralela	(21) Pistas fósiles
(3) Estratificación <i>epsilon</i>	(12) Bioturbación	<b>Carbonatos</b>
(4) ripples de corriente	(13) Procesos edáficos	(22) <i>Birdeyes</i>
(5) ripples de oscilación	(14) Impresiones de raíces	(23) Fantasmas de bivalvos
(6) Laminación <i>overturned</i>	(15) Impresiones por plantas	(24) Masivos
(7) Superficies erosivas	(16) <i>Parting lineation</i>	<b>Sales (anhidrita)</b>
(8) Impresiones por troncos	(17) Grietas de retracción	(25) Nódulos
(9) Laminación <i>convolute</i>	(18) <i>climbing ripples</i>	<b>Margas</b>
		(26) Laminaciones difusas
		(27) Masivas

	Chiclana	Santiesteban	Bienservida	Alcaraz	Montealegre	Almansa	Zarra
<i>unidad 3</i>	1,2,10	1,2,11,7,13	1,2,7,13	1,2,6,12,21	1,2,5,7,19	1,5,12,19	1,2,4,5,14,
<i>unidad 2</i>	1,2,4,21,25	1,11	1,10,12,11	5,6,10,25,	1,13,15,16,12	1,8,12,19	22,1,2,4,13
<i>unidad 1</i>	1,7,13	1,7	1,4,7,10,11	1,4,20,26	1,2,12,15,18	1,2,7,8,17	4,5,12,26

	Siles	Reolid	Almedina	Montiel	Alhambra	Alcázar	Villora
<i>unidad 3</i>	11,20,21,22	20,22,23,24	5,20,26	3,4	1,2,7,12,13	4,20,24	6,20,27
<i>unidad 2</i>	1	1,11,12,22	21,22,23	3,4,21	1,2,7,12,13	2,10,15	6,20,10,15
<i>unidad 1</i>	1	7,12,15,16	1,4,7,10,13	3,4,7,8	1,3,7,12,13	-----	-----

FIG. 4.- Estructuras sedimentarias y características principales de los diferentes sedimentos y litologías descritas, y asociación de las mismas en las tres unidades diferenciadas para cada una de las columnas descritas. Ver figura 2 para la localización geográfica de las secciones descritas.

FIG. 4.- Sedimentary structures and main characteristics of the described sediments and lithologies, and their association with the three differentiated units for each of the described sections. See also figure 2 for the geographical location of the sections.

turas tipo *birdeye*. En conjunto los cuerpos de areniscas muestran secuencias grano-decrecientes en cuyo techo aparecen ripples con niveles milimétricos de anhidrita intercalados o cementando los granos de cuarzo.

Interpretamos la unidad 3 como depósitos aluviales con clara interacción mareal en una etapa de clima árido donde la aparición de evaporitas se hace relativamente frecuente. Algunas secuencias de sedimentos de origen fluvial se ven truncadas a techo por canales en los que se observan una base erosiva, un primer nivel con ripples bidireccionales, *flaser-bedding*, láminas de arcilla y *linsen bedding* que indican un progresivo avance de las condiciones marinas en un régimen probablemente micromareal que, en conjunto, recuerda a los ejemplos descritos por Lagaaij y Kopstein (1964), Allen (1965) y Oomkens (1974).

En conjunto podemos decir que la evolución de los sedimentos que estudiamos muestra tres ciclos regresivo-transgresivo que estarían a su vez dentro de otro

mayor de subida general del nivel del mar. En el ciclo tercero o superior, la influencia marina, procedente aproximadamente del este y noreste, se hace cada vez más importante de manera que los sedimentos de origen marino o con clara influencia marina, cubrirían cada vez una mayor extensión hacia las zonas más elevadas o de borde de la cuenca, mostrando con ello una disposición en *onlap*. Los cuerpos de base erosiva marcada estarían relacionados con las etapas de bajada relativa del nivel del mar, mientras que los cuerpos de base más plana indicarían llegadas rápidas de aportes de forma esporádica y con poca capacidad erosiva, o bien áreas, donde la acomodación y la sedimentación mantendrían un equilibrio relativo. Los cinturones con carbonatos y evaporitas supondrían etapas donde la incursión marina hacia el borde de la cuenca se hace dominante. Sin embargo, hay que tener en cuenta que, aunque la tendencia general de los movimientos eustáticos está marcada a lo largo de toda la cuenca, puede apreciarse que la capacidad de respuesta en cada unidad a la subida o bajada del nivel del mar no se produce de forma instantánea a lo largo de la misma; es decir, dentro de una unidad, como sucede en la 2, se puede observar que la incursión marina en la zona más oriental puede equivaler en tiempo a sedimentación fluvial de tipo meandriforme en otras zonas situadas más hacia el O, hacia el borde de la cuenca. Por otro lado, esta respuesta de los sedimentos al eustatismo tiene, como discutiremos más adelante, el efecto de la tectónica como componente adicional.

## ANÁLISIS DE LAS UNIDADES DE LA FORMACIÓN MANUEL Y CORRELACIÓN DE LAS MISMAS

El análisis de las columnas estudiadas de la Formación Manuel revela que en estas series siliciclásticas se puede distinguir una manifiesta ciclicidad en casi toda la zona estudiada: tres ciclos sucesivos complejos pero siempre con características granocrecientes (unidades 1, 2 y 3) con niveles-guía de dolomías y evaporitas en la parte inferior de los dos superiores, que, como se argumentará posteriormente, permiten una precisa correlación. Por otra parte, el análisis citado revela también variaciones sustanciales de espesor y de composición litológica entre diferentes dominios de la cuenca de sedimentación:

- A-** La Meseta estable (desde Alhambra a Alcaraz) con espesores reducidos, ausencia de evaporitas y de sedimentos más antiguos a los de la Fm. Manuel.
- B-** La Zona Prebética (dentro del arco estructural Cazorla–Hellín) con espesores mayores, clara influencia marina en los tramos más finos y presencia de los carbonatos de la facies *Muschelkalk*.
- C-** La Zona de intersección entre la Cordillera Ibérica y la Zona Prebética (desde el O de Albacete a Almansa–Cofrentes) donde se localizan los máximos espesores de la Formación Manuel, con depósitos fluviales en la unidad 1 y de playa-plataforma somera en las 2 y 3.
- D-** La Zona costera levantina (Región de Manuel–Jaraco) con series de espesor reducido para todas la Facies Keuper, sedimentos fluviales gruesos en la Formación Manuel y cambio de sentido de las paleocorrientes.

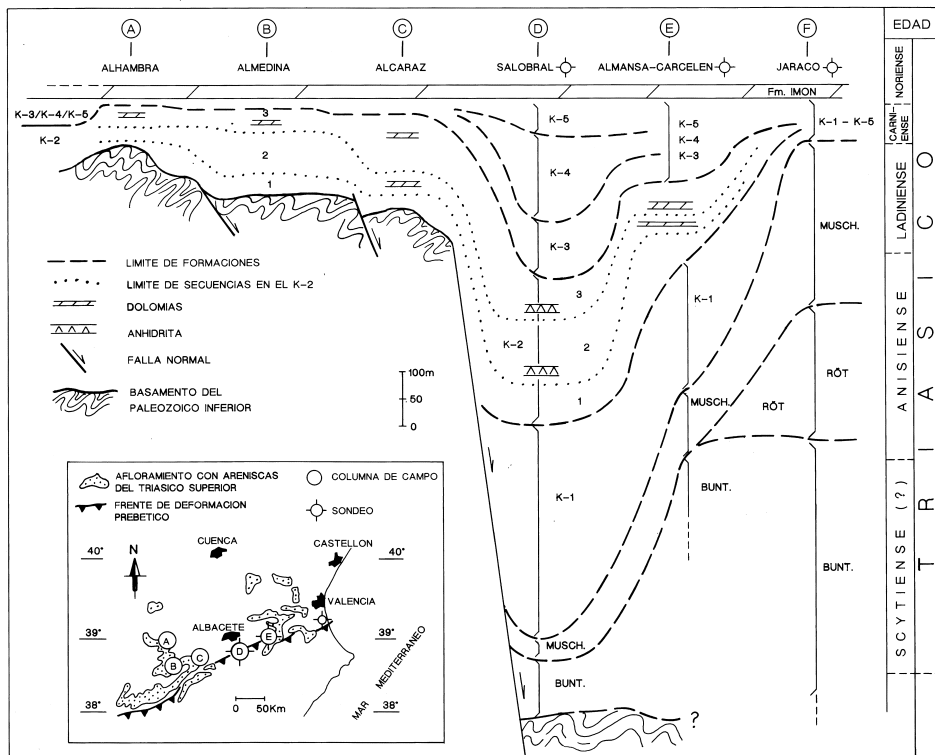


FIG. 5.- Interpretación de la evolución tectosedimentaria de las diferentes unidades del Triásico del SE de la Península Ibérica resaltando (línea de puntos) los límites de las tres secuencias (unidades 1, 2 y 3) diferenciadas en los sedimentos siliciclásticos estudiados en el presente trabajo (unidad K2).

FIG. 5.- Tecto-sedimentary interpretation of the evolution of the different Triassic units in the SE Iberian Peninsula indicating (dotted lines) the limits of the three sequences (units 1, 2 and 3) differentiated in the siliciclastic sediments studied in this paper (K2 unit).

Como se ha mencionado anteriormente, ya Ortí (1974) y Solé de Porta y Ortí (1982) subdividieron la Facies Keuper del Levante español en dos series evaporíticas marinas (K1 o Formación Jarafuel, y K4 y K5 o Formaciones Quesa y Ayora respectivamente) separadas por una intercalación detrítica (K2 y K3 o Formaciones Manuel y Cofrentes respectivamente).

Esta ciclicidad de primer orden se puede reconocer en toda Europa occidental y la Formación Manuel se puede hacer equivalente con el *Grés à Roseaux* y el *Grés de Donnemarie* de las cuencas de París y Lorena (Desprairies *et al.*, 1966, Bourquin *et al.*, 1990, 1995), la Formación *Attret* del sur de Bélgica (Boulvain *et al.*, 2000), la *Schilfsandstein* de Alemania (Aigner y Bachmann, 1992), la *Arden Sandstone* de la Cuenca del Cheshire, Inglaterra (Warrington, 1970) o el *Grés de*

*Silves* del Sur de Portugal (Adloff *et al.*, 1974; Palain, 1976). Estas formaciones tienen una edad Carniense inferior – medio lo que indica que uno de los controles fundamentales de esta intercalación detrítica entre series evaporíticas es común a todas ellas: un descenso eustático del nivel del mar que provocó la exposición sub-aérea de gran parte de la plataforma continental del O de Europa y la reactivación de algunas áreas fuente.

En la figura 5 proponemos una correlación de las unidades de la Formación Manuel diferente de las propuestas por Sopeña *et al.* (1990) y por Fernández *et al.* (1994), aunque más cercana de la primera que de la segunda, basándonos como criterio fundamental en la ciclicidad de orden menor aquí descrita por primera vez y otros criterios auxiliares, tales como las dataciones disponibles de la Formación Manuel (De Torres, 1990), la presencia de niveles–guía de dolomía y evaporitas en las Unidades 2 y 3 de gran parte de la zona estudiada y el carácter granocreciente de estos ciclos, independientemente de su situación geográfica.

Si la ciclicidad de primer orden observada en la vertical se debe en nuestra opinión a variaciones del nivel del mar como causa fundamental, el rápido cambio lateral desde una Facies Keuper evaporítico–arcillosa al E a una serie siliciclástica al O se debe, en nuestra opinión a una tectónica distensiva sinsedimentaria con fallas normales de dirección NE–SO que separaban un depocentro muy activo en el SE de Albacete (Fig. 5) de una zona elevada en el otro flanco de la falla (zona de Alcaraz–Alhambra) y, de otra parte, del borde opuesto de la cuenca rift asimétrica (zona de Manuel–Jaraco).

A falta de una datación definitiva de la base de la serie triásica de la Meseta, creemos que, teniendo en cuenta las relaciones geométricas entre formaciones y unidades sedimentarias de rango menor presentadas en la figura 5, los sedimentos triásicos de la Meseta estable pertenecen en su mayor parte a la Formación Manuel con un ciclo K3 / K5 muy reducido e indiferenciado.

La correlación de los tres ciclos separados en la Formación Manuel se puede realizar en toda la zona estudiada, independientemente del dominio geográfico que se considere.

Por otra parte, esta fase de tectónica distensiva durante el comienzo del Triásico Superior permite explicar con sencillez el acuñamiento de las Facies Muschelkalk hacia la Meseta, y el acuñamiento en sentido contrario de las Facies Keuper, debido posiblemente a la formación de un alto estructural ligado a la estructura en *roll-over* del flanco hundido del semigraben.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Si la presencia de la Formación Manuel en el SE de España es conocida desde hace treinta años, persistían hasta la fecha dudas sobre su edad, cambio lateral, correlaciones, origen y marco tecto–sedimentario de acumulación.

Como se ha indicado anteriormente, la edad de la Formación Manuel se puede precisar con fiabilidad dentro de los márgenes que permiten las asociaciones de palinomorfos. En efecto, existe consenso en situar el límite Ladiniense–Carniense den-

tro de la parte inferior de la Formación Jarafuel, por lo que buena parte del Carniense inferior (Cordevoliense) debe corresponder a esta unidad dado su gran espesor. Así mismo existe consenso en situar el límite Carniense–Noriense cerca del límite de las Formaciones Quesa y Ayora, por lo que parece razonable suponer que la mayor parte o la totalidad del Carniense superior (Tuvaliense) está representado por la primera de ellas, en la que se ha encontrado abundantes *Triadispora* y la aparición de *Corollina*. Por tanto, se podría asignar una edad Cordevoliense superior–Juliense inferior a la Formación Manuel a falta de nuevos hallazgos que la confirmen y precisen.

La correlación de esta formación y de todo el Triásico Superior entre la zona de la Meseta, la Zona Prebética y la Cordillera Ibérica SE también ha supuesto controversias, ya que los datos biostratigráficos son escasos y no pueden proporcionar, por sí solos un criterio de correlación exacto. Por ello, hemos recurrido alternativamente a un criterio geométrico o litoestratigráfico que, en nuestra opinión, resuelve el problema planteado. El estudio detallado de las series ha demostrado que la Formación Manuel se puede subdividir en tres unidades complejas pero de características granocrecientes constantes, denominadas Unidades 1, 2 y 3 (Figs. 2, 3 y 5). También se han localizado delgadas intercalaciones de carbonatos y evaporitas en la parte inferior-media de las unidades 2 y 3 desde Linares (Jaén) hasta la costa de Alicante, sea en afloramiento o en sondeo. Si se trazan los tres ciclos y se utilizan los niveles–guía a lo largo de los diferentes dominios distinguidos se obtiene una precisa y sencilla correlación que hace equivaler el Tramo II de Fernández (1977) con la Formación Manuel definida por Ortí (1974).

En cuanto a la correlación de las unidades superiores, existe consenso en que el conjunto K3 / K5 de Levante equivale a la serie reducida de arcillas y evaporitas situadas entre las últimas areniscas de la Formación Manuel y los primeros carbonatos marinos de la Zona Prebética y de la Meseta, es decir el Tramo III de Fernández (1977).

Más problemática se presenta la cuestión de la edad y correlación de las series rojas de grano fino (Tramo I de Fernández, 1977) a lo largo del borde SE de la Meseta. Aunque no es este problema el objeto de este trabajo, opinamos que representan sólo la base de la Formación Manuel, como se deduce de la correlación presentada en la figura 5. Otras propuestas que la relacionan con las Facies Muschelkalk, en tránsito lateral o incluso con la Facies Buntsandstein se basan exclusivamente en la atribución de una edad Ladiniense a estos depósitos por parte de Besems (1981 a, b), pero el propio autor no excluye en estos trabajos la posibilidad de que las asociaciones palinológicas encontradas en este tramo puedan tener una edad Carniense inferior.

Por último, debemos indicar que los conglomerados y areniscas que se encuentran en algunos puntos del borde de la Meseta, discordantes sobre el Paleozoico Inferior y cubiertos discordantemente por el Triásico Superior (ver Fernández, 1977 y Sopena *et al.*, 1990), pertenecen a un ciclo sedimentario anterior y pueden tener una edad comprendida entre el Pérmico Inferior y el Triásico Inferior.

La distribución geográfica de la Formación Manuel y su equivalente en Portugal, el *Grés de Silves*, muestra que no se depositó en algunas zonas del Subbético ni más allá de la Depresión Intermedia (provincias de Cuenca y Albacete). ¿Por qué no se

encuentra esta formación en otras zonas de la Península donde aflora ampliamente la Facies Keuper? Si cuñas clásticas equivalentes existen en otras zonas de Europa y es lógico interpretarlas como respuesta a un descenso eustático del nivel del mar, hay que buscar una causa regional y no general para explicar estas diferencias. Dado que no se pueden invocar causas climáticas con importantes diferencias de precipitación entre el SE del Macizo Ibérico y el resto de Iberia, y que las diferencias de porcentaje de esporas y polen entre el K1, K2 y K3 se deben a la continentalización de la unidad K2 y no a súbitas aridificaciones del clima, la única causa razonable que se puede invocar es la de una tectónica sinsedimentaria activa en la zona de sedimentación de la Formación Manuel, claramente ilustrada en la figura 5 y que no existió en el resto de Iberia; este proceso distensivo creó en el labio levantado del sistema de fallas un relieve que constituyó la fuente de los sedimentos clásticos de la formación.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a Modesto Escudero y a Carlos Sánchez su ayuda en la realización de las figuras. Igualmente, agradecen las precisas y oportunas aportaciones llevadas a cabo por los profesores Federico Ortí (Universidad de Barcelona) y Alberto Pérez López (Universidad de Granada) durante la etapa de revisión del manuscrito. Esta es una contribución al Proyecto PB 98-0488 del Ministerio de Investigación y Tecnología.

## BIBLIOGRAFÍA

- ADLOFF, M. C., DOUBINGER, J., PALAIN, C. (1974): Contribution a la palynologie du Trias et du Lias inferieur du Portugal: Le Grés de Sives au sud du Tage. *Comunicações do Serviço Geológico de Portugal*, 58: 91-144.
- AIGNER, T., BACHMANN, G.H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. *Sedimentary Geology*, 80: 115-135.
- ALLEN, J.R.L. (1965): A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5: 89-191.
- BESEMS, R. B. (1981a): Aspects of Middle and Late Triassic palynology 1: Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation, Linares-Alcaraz region (SE Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 32: 257-273.
- BESEMS, R. B. (1981b): Aspects of Middle and Late Triassic palynology 2: Preliminary palynological data from the Hornos-Siles Formation, Prebetic Zone. NE province of Jaén (SE Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 32: 329-344.
- BESEMS, R. B., SIMON, O. (1982): Aspects of Middle and Late Triassic palynology 5: On the Triassic of the Subbetic Zone in the province of Murcia (Betic Cordilleras, SE Spain). *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, 85B: 29-51.
- BOULOARD, C., VIALARD, P. (1981): Identification du Ladinien et du Karnien dans les marnes triassiques de la Serranía de Cuenca (Chaîne Iberique Sud Occidentale, Espagne). *Bulletin des Centres de Recherche Exploration Production Elf-Aquitaine*, 5: 31-41.



- BOULVAIN, F., BELANGER, J., DELSATE, D. DOSQUET, D. (2000): New lithostratigraphical and paleontological data on the Mesozoic of belgian Lorraine: a progress report. *Geologica Belgica*, 3: 3-33.
- BOURQUIN, S., FRIEDENBERG, R. GUILLOCHEAU, F. (1995): Depositional sequences in the Triassic series of the Paris Basin: Geodynamic implications. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 19: 337-362.
- BOURQUIN, S., MATHIS, B., CLERMONT, J., DIDELOT, B., DURAND, M., GHANEM, A. LE ROUX, J. (1990): Diagraphies et analyse facio-séquentielle: approche méthodologique et exemples d'applications dans le Bassin parisien et le Fossé rhenan. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164: 177-188.
- DE TORRES, T. (1990): Primeros resultados de unas dataciones palinológicas del Keuper de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, Prebético, Subbético frontal. In: F. Ortí, J. Salvany (Eds.). *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas de la zona de Levante*. ENRESA, 219-223.
- DESPIRAÏRES, A., PALAIN, C., PLAZIAT, J. C. (1966): Contribution a l'étude sédimentologique de la Formation des Grès à Roseaux (Keuper moyen) dans la region de Hinckange (Moselle). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 150-157.
- DÍAZ-MARTÍNEZ, E. (2000): Análisis composicional de la Formación Areniscas de Manuel (Triásico Superior) en las secciones de Almansa, Montealegre y Manuel (provincias de Albacete y Valencia). Zona Prebética oriental: resultados preliminares. *Geogaceta*, 27: 55-58.
- DOUBINGER, J., LÓPEZ-GÓMEZ, J., ARCHE, J. (1990): Pollen and spores from the Permian and Triassic sediments of the SE Iberian Ranges, Cueva de Hierro (Cuenca) to Chelva- Manzanera (Valencia-Teruel) region, Spain. *Review of Paleobotany and Palynology*, 66: 25-45.
- FERNÁNDEZ, J. (1977): *Sedimentación triásica en el borde SE de la Meseta*. 173 p. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- FERNÁNDEZ, J., DABRIO, C. (1978): Análisis sedimentológico de una capa de areniscas (Triásico del borde SE de la Meseta Ibérica). *Estudios Geológicos*, 34: 475-482.
- FERNÁNDEZ, J., DABRIO, C., PÉREZ-LÓPEZ, A. (1994): *El Triásico de la región Siles-Alcaraz (Cordillera Bética)*. 47 p., Guía de campo. IV Congreso sobre el Pérmico y Triásico de España. Cuenca.
- KIRSCHBAUM, M.A., MCCABE, P.J. (1992): Controls on the accumulation of coal and on the development of anastomosed fluvial systems in the Cretaceous Dakota Formation of southern Utah. *Sedimentology*, 39: 581-598.
- LAGAARI, R., KOPSTEIN, F.H.P. (1964): Typical features of a fluvio-marine offlap sequence. In: L.M.J.U. van Straaten (ed.) *Deltaic and Shallow Marine Deposits*. 216-226. Elsevier, Amsterdam.
- LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1971): *Geología de la zona Prebética al NE de la provincia de Jaén*. 317 p., Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- OOMKENS, E. (1974): Lithofacies relations in the Late Quaternary Niger delta complex. *Sedimentology*, 21: 195-222.
- ORTÍ, F. (1974): El Keuper del Levante español. *Estudios Geológicos*, 30: 7-46.
- ORTÍ, F., PÉREZ-LÓPEZ, A. (1994): *El Triásico Superior del Levante*. 63 p., Guía de campo. IV Congreso sobre el Pérmico y Triásico de España. Cuenca.
- PALAIN, C. (1976): Age et paleogeographie de la base du Mesozoique (*Serie de Grès de Silves*) de l'Algarve, Portugal. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 259-268.
- PÉREZ-LÓPEZ, A. (1991): *El Triás en facies Germánica del sector central de la Cordillera Bética*. 400 p., Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- PÉREZ-LÓPEZ, A., SOLÉ DE PORTA, N., ORTÍ, F. (1996): Facies carbonatado-evaporíticas del Triás Superior y tránsito al Lías en el Levante español: nuevas precisiones estratigráficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 20: 245-269.

- SOLÉ DE PORTA, N., ORTÍ, F. (1982): Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico Superior de Valencia (España). *Acta Geológica Hispánica*, 17: 185-191.
- SOPENA, A., RAMOS, A., VILLAR, M. (1990): El Triásico del sector Alpera-Montealegre del Castillo (prov. Albacete). En: F. Ortí, J. Salvany (eds.). *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas de la zona de Levante*. ENRESA. 224-231.
- SUÁREZ, J., LERET, G., MARTÍNEZ, W., GARRIDO, A. (1986): Unidades tectonosedimentarias del Keuper en el Prebético oriental-La Mancha. *Resúmenes del XI Congreso Español de Sedimentología*: p. 165.
- TUNBRIDGE, I. P. (1984): Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology*, 31: 697-715.
- VILLAR, M. (1989): El Triásico del sector de Alpera-Montealegre del Castillo (Albacete). *Instituto de Estudios Abacetenses, Ensayos Históricos y Científicos*, 47: 1-177.
- VISSCHER, H., KRISTYN, L. (1978): Aspects of Late Triassic Palynology 4: A palynological assemblage from ammonoid controlled Late Karnian (Tuvalian) sediments of Sicily. *Review of Paleobotany and Palynology*, 26: 93-112.
- WALKER, R.G., CANT, D.J. (1984): Sandy fluvial systems. In: Walker, R.G. (Ed.) *Facies Models*, 2nd edn. Geoscience Canada. Reprint Series. 1: 71-89. Toronto, Canada.
- WARRINGTON, G. (1970): The stratigraphy and paleontology of the Keuper series of the central Midlands of England. *Q. Journal of the Geological Society, London*, 126: 183-223.

Recibido / Received : 31/10/01

Aceptado / Accepted: 13/02/02