

# INFLUENCIA DE LA TECTÓNICA DE FRACTURA Y DEL DIAPIRISMO EN LA SEDIMENTACIÓN DEL JURÁSICO Y CRETÁCICO BASAL AL SUR DE LA PROVINCIA DE JAÉN (ZONA SUBBÉTICA)

L.M. Nieto (1), J.M. Molina (1) y P.A. Ruiz-Ortiz (1)

(1) Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Facultad de Ciencias Experimentales. 23071-JAÉN.

## RESUMEN

Se estudia la relación entre la sedimentación del Jurásico-Cretácico basal y la evolución tectónica de la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo, con énfasis en la influencia ejercida por las estructuras de deformación plástica de materiales triásicos de facies Keuper. Esta unidad tectónica presenta la particularidad de mostrar en continuidad cartográfica materiales propios de dos dominios paleogeográficos (Subbético Externo y Subbético Medio) que normalmente se encuentran individualizados tectónicamente. La abundancia de materiales resedimentados (*slumps*, conglomerados monogénicos y poligénicos), la disposición de las paleopendientes y paleocorrientes deducidas de los mismos, así como su relación espacial con las estructuras de deformación plástica del Triás, nos llevan a establecer una relación genética entre estas estructuras y los procesos de resedimentación. La evolución de la subsidencia a lo largo del Jurásico, se analiza a partir de mapas de isopacas realizados para distintos momentos de este período. A partir de los mismos se concluye que la subsidencia estuvo controlada fundamentalmente por la reactivación de fracturas hercínicas de dirección N60E y N-S durante el Domeriense-Bajociense inferior y durante el Bathoniense superior-Oxfordiense respectivamente. En el resto del Jurásico fue la tectónica salina del Triás quien determinó la posición de las áreas menos subsidentes. Las estructuras salinas evolucionan a lo largo del Jurásico desde anticlinales irregulares, a estructuras con forma de almohadilla (*pillows*) y de éstas a diapiros en el tránsito Jurásico-Cretácico.

**Palabras clave:** Subbético, Jurásico, conglomerados monogénicos, conglomerados poligénicos, isopacas, subsidencia, halocinesis, halotectónica, *pillow*, diapiro.

## ABSTRACT

The relation between the Jurassic-basal Cretaceous sedimentation and the structural evolution of the Ventisquero-Sierra del Trigo tectonic unit is analyzed, emphasizing the influence of Keuper salt halokinesis. In the quoted tectonic unit materials from two different palaeogeographic realms outcrop. They belong to the External and Median Subbetic, which in other Subbetic areas are usually tectonically individualized. The abundance of coarse grained resedimented materials (*slumps* and conglomerates), the inferred dip of paleoslopes and paleocurrents and their areal coincidence with Keuper diapirs, lead us to conclude a genetic relation between the salt structures and the resedimentation processes. The Jurassic subsidence relative evolution is analyzed from isopach maps. The subsidence was controlled by hercinian fractures striking N60E and N-S, reactivated respectively during the Domerian-Early Bajocian and the Late Bathonian-Oxfordian. During the rest of the Jurassic times the Triassic salt tectonic determined the position of the areas with lowest subsidence rates. The salt structures evolved along the Jurassic from irregular anticlines, to pillows and eventually to diapirs towards the Jurassic-Cretaceous transition.

**Key words:** Subbetic, Jurassic, resedimented conglomerates, isopach, subsidence, halokinesis, halotectonic, pillow, diapir.

Nieto, L.M., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1992): Influencia de la tectónica de fractura y del diapirismo en la sedimentación del Jurásico y Cretácico basal al sur de la provincia de Jaén (Zona Subbética). *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 95-111.

Nieto, L.M., Molina, J.M. and Ruiz-Ortiz, P.A. (1992): Influence of the fault tectonics and the diapirism on the Jurassic and Lowermost Cretaceous sedimentation in the south of the Jaén province (Subbetic Zone). *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 95-111.

## 1. INTRODUCCIÓN.

La unidad tectónica del Ventisquero-Sierra del Trigo (fig.1), fue definida por Sanz de Galdeano (1973) dentro del Subbético. En ella diferenció una parte septentrional constituida por materiales con rasgos estratigráficos propios de dominios paleogeográficos de umbral pelágico (Subbético Externo), y una parte meridional cuyas series estratigráficas son características de con-

textos más profundos y surcos subsidentes (Subbético Medio). Esta particularidad confiere ya un interés inicial al estudio estratigráfico y sedimentológico de la citada unidad tectónica en tanto que, en continuidad cartográfica se relacionan ámbitos paleogeográficos con historias sedimentarias muy diferentes a lo largo del Jurásico. Es por tanto un ejemplo poco frecuente en la Zona Subbética, donde el contacto entre materiales depositados en umbrales pelágicos (Subbético Externo)

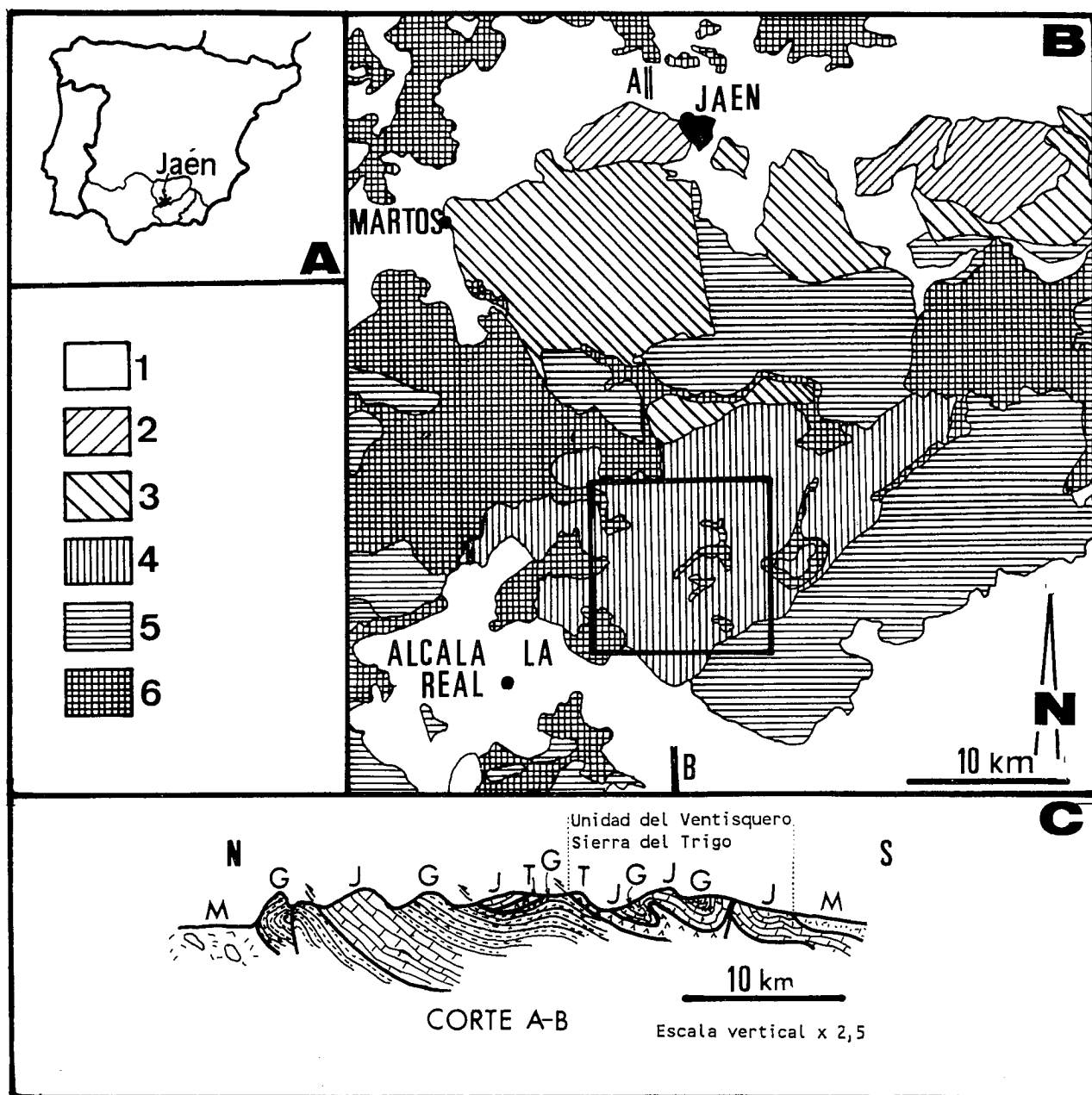


Fig. 1.- A. Situación geográfica de la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo. B. Localización geológica de dicha unidad y del área estudiada (Tomado del Mapa Geológico-Minero de Andalucía. Junta de Andalucía, 1985). Leyenda: 1: Unidades alóctonas del Guadalquivir y sedimentos Terciarios y Cuaternarios. 2: Zona Prebética. 3: Unidades Intermedias. 4: Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo. 5: Otras unidades subbéticas. 6: Triásico. C. Corte geológico A-B de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas en la provincia de Jaén. Leyenda: T: Triásico. J: Jurásico. G: Cretácico. M: Materiales post-cretácicos.

Fig. 1.- A. Location map of the Ventisquero-Sierra del Trigo Unit in the Betic Cordillera. B. Geological location map of the cited unit and the studied area (After Mapa Geológico-Minero de Andalucía. Junta de Andalucía, 1985). Key: 1: Allochthonous Units of the Guadalquivir Basin and Tertiary-Quaternary sediments. 2: Prebetic Zone. 3: Intermediate Units. 4: Ventisquero-Sierra del Trigo Unit. 5: Other Subbetic Units. 6: Triassic. C. Geological section A-B of the External Zones (Betic Cordilleras) in the province of Jaén. Key: T: Triassic. J: Jurassic. G: Cretaceous. M: Post-Cretaceous materials.

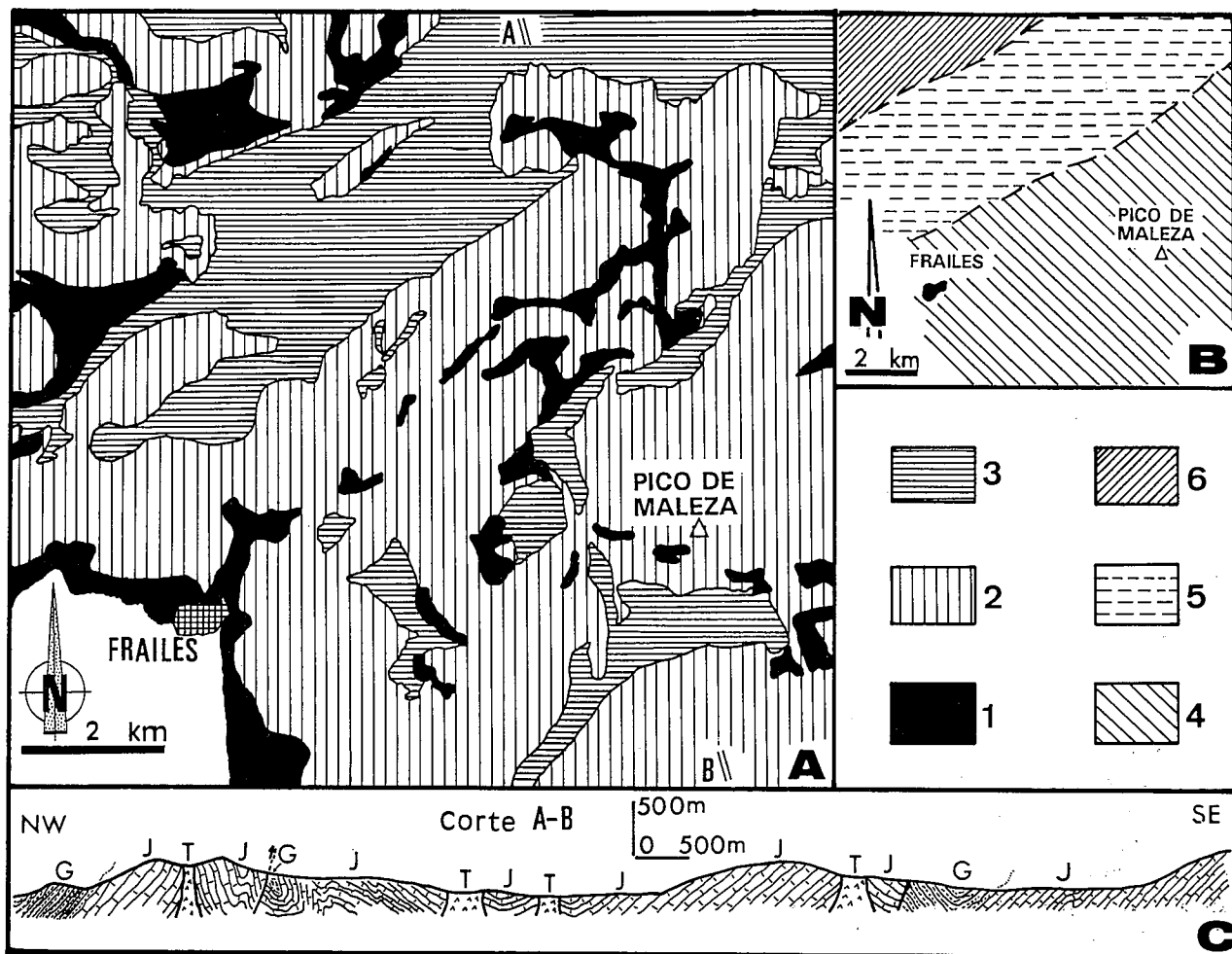


Fig. 2.-A. Mapa geológico simplificado del área estudiada. B. Mapa de división en sectores de la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo. Leyenda: 1: Triásico de facies Keuper. 2: Jurásico. 3: Cretácico. 4: Sector Meridional. 5: Sector Central. 6: Sector Septentrional. C. Corte geológico A-B del área estudiada, con la misma leyenda que en la figura 1C.

Fig. 2.-A. Simplified geological map of the studied area. B. Map of differentiated sectors in the Ventisquero-Sierra del Trigo Unit. Key: 1: Triassic (Keuper). 2: Jurassic. 3: Cretaceous. 4: Meridional Sector. 5: Central Sector. 6: Septentrional Sector. C. Geological section A-B of the studied area, with the same key that in the figure 1C.

y los sedimentados en surcos (Subbético Medio) suele realizarse de una forma brusca, por medio de superposiciones tectónicas (cabalgamientos y/o mantos de corrimiento).

Otra característica particular de la unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo es la abundancia de afloramientos de materiales triásicos de facies Keuper (fig.2A), gran parte de los cuales fueron interpretados por Sanz de Galdeano (1973) como el resultado de procesos halocinéticos. Determinar en lo posible cual fue la influencia de estos procesos en la sedimentación, es uno de los objetivos de este trabajo. De hecho, la halocinesis de los materiales del Trías facies Keuper, ha sido invocada por distintos autores (Foucault, 1966, 1971; García-Hernández *et al.*, 1973; Ruiz-Ortiz, 1980, 1981) como mecanismo que dejó notar sus efectos en la sedimentación de distintas partes de la cuenca, principalmente durante el Cretácico inferior. Sin embargo, en los trabajos citados sólo se manejan argumentos indirectos para justificar dicha influencia, sin que en la ac-

tualidad se conserven en superficie las estructuras halocinéticas o halotectónicas responsables de la misma. Desde este punto de vista, el trabajo presente pretende determinar la relación existente entre los materiales que afloran en el área de estudio y, concretamente los materiales redepositados, y los afloramientos de Trías generados por procesos de tectónica salina.

Por otra parte, las diferencias de subsidencia entre los distintos dominios paleogeográficos que se distinguen en las Zonas Externas Béticas, o entre partes de un mismo dominio, se han interpretado generalmente en relación con la tectónica de fractura que afectó al margen continental durante su evolución mesozoica. Sin embargo, en el área estudiada, donde los valores de la tasa de subsidencia debieron cambiar rápidamente de unas zonas a otras, la tectónica salina del Trías pudo contribuir a estas diferencias. Determinar este aspecto, así como la posible relación entre tectónica de fractura y tectónica salina constituye, por último, otro de los objetivos del presente trabajo.

## 2. METODOLOGÍA

Además de los métodos clásicos de la Estratigrafía aplicados en el campo, se ha trabajado en gabinete con las medidas de ejes de *slumps* y de orientación de cantos en conglomerados poligénicos para determinar la orientación de las paleopendientes y paleocorrientes respectivamente. Por otra parte, a partir de la potencia de las distintas unidades litoestratigráficas en cada una de las secciones levantadas, se han construido mapas de isopacas con la finalidad de obtener la evolución de la subsidencia relativa en el área estudiada a lo largo del Jurásico.

### 2.1. Cálculos de paleopendientes.

Para obtener datos de paleopendientes se ha partido de medidas de los ejes y de las vergencias de los *slumps*. Se han tomado un total de 72 medidas, distribuidas por afloramientos y formaciones como puede verse en la tabla 1. Los datos de campo se han corregido para sustraerles el basculamiento tectónico. En el tratamiento de los datos, una vez corregidos, se han empleado dos métodos: el método del eje medio y el método de la separación angular. Con ellos se obtiene una estimación sobre la dirección de buzamiento de la paleopendiente.

El método del eje medio (Jones, 1940; Woodcock, 1979) consiste en calcular la moda o media aritmética de las orientaciones de los ejes de *slumps*. La dirección de buzamiento de la paleopendiente sería la perpendicular al eje medio. Cuando existe una gran dispersión en las medidas, se ha considerado más fiable obtener la dirección del vector medio, en lugar de la media aritmética, siguiendo las formulaciones analíticas que ya propusieron Potter y Pettijohn (1963, p.264). El resultado obtenido, en estos casos con gran dispersión de datos, se toma como dirección de buzamiento de la paleopendiente (Woodcock, 1979).

El método de la separación angular (Hansen, 1965; Stone, 1976; Woodcock, 1979) se fundamenta en que los ejes de los *slumps* que han sufrido rotación presentan distribuciones bimodales. En la proyección equiareal se obtienen dos grupos de ejes que forman un ángulo (ángulo de separación) cuya bisectriz nos daría la dirección de buzamiento de la paleopendiente. Cuando existen dos posibles soluciones alternativas se tiene en cuenta, tanto en este método como en el anterior, la vergencia de los pliegues sinsedimentarios.

Se utilizan además diagramas en rosa donde se representan todas las medidas efectuadas en cada sector, junto con los resultados de aplicar los dos métodos descritos.

### 2.2. Cálculos de paleocorrientes.

Se han obtenido 33 medidas de imbricaciones de cantos en conglomerados poligénicos, en dos aflora-

Afloramiento	Materiales deformados	Número de datos	Paleopendientes	
			Separación angular(B)	Eje medio E ó $\bar{E}$
I. Parte septentrional. Sec. Central	Fm. Carretero	6	N114E	N165E
II. Parte meridional del Sector Central	Idem	7	N320E	N294E
III. Vertiente NW de la Martina. Sector Central	Idem	20	----	N329E
IV. Colada de Zurreadores. Sector Meridional	Secuencia Radiolarif.	10	N201E	N219E
V. Cortijo Peseta. Sector Meridional	Idem	4	----	----
VI. Cortijo Peseta. Sect. Meridional	Fm. Ammonítico Rosso Superior	3	----	----
VII. Vertiente S del Boleta-Cabalayedra	Idem	16	N107E	N94E
VIII. Vert. S del Boleta-Cabalayedra	Idem	6	N182E	N191E

Tabla 1.- Paleopendientes medias obtenidas del análisis de los ejes de los *slumps* aplicando la metodología reseñada en el apartado 2.1.  $\bar{E}$ : vector medio; E: media aritmética; B: bisectriz del ángulo de separación.

Table 1.- Mean paleoslopes calculated from the analysis of slumps according to the methodology exposed in the section 2.1.  $\bar{E}$ : mean vector (mean axis method). E: arithmetic mean. B: bisector of the separation angle.

mientos distintos, como se indica en la tabla 2. Son pocos los casos en los que se ha podido disponer de medidas orientadas en el espacio; por el contrario, lo más usual ha sido disponer de una sección de los niveles de brechas en los que se observaba la imbricación de cantos. La eventualidad de que se estuviera midiendo una sección aparente de esta estructura sedimentaria nos ha llevado a calcular, en cada caso, la paleocorriente media o dirección media teórica en la que se realizó el transporte de estos sedimentos. En los diagramas en rosa elaborados para cada afloramiento se representan las medidas obtenidas y la paleocorriente media.

### 2.3. Construcción de los mapas de isopacas.

En la construcción de mapas de isopacas se utilizan las potencias de las formaciones jurásicas medidas en la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo y que aparecen representadas en la figura 3. También se han tomado datos de las series de la Cornicabra y Nogueros de Molina (1987) y de la del Marroquí (Sequeiros, 1974). No se ha procedido a la decompactación de los materiales, por lo que las conclusiones acerca de los valores de subsidencia total en el área tienen sólo una significación cualitativa.

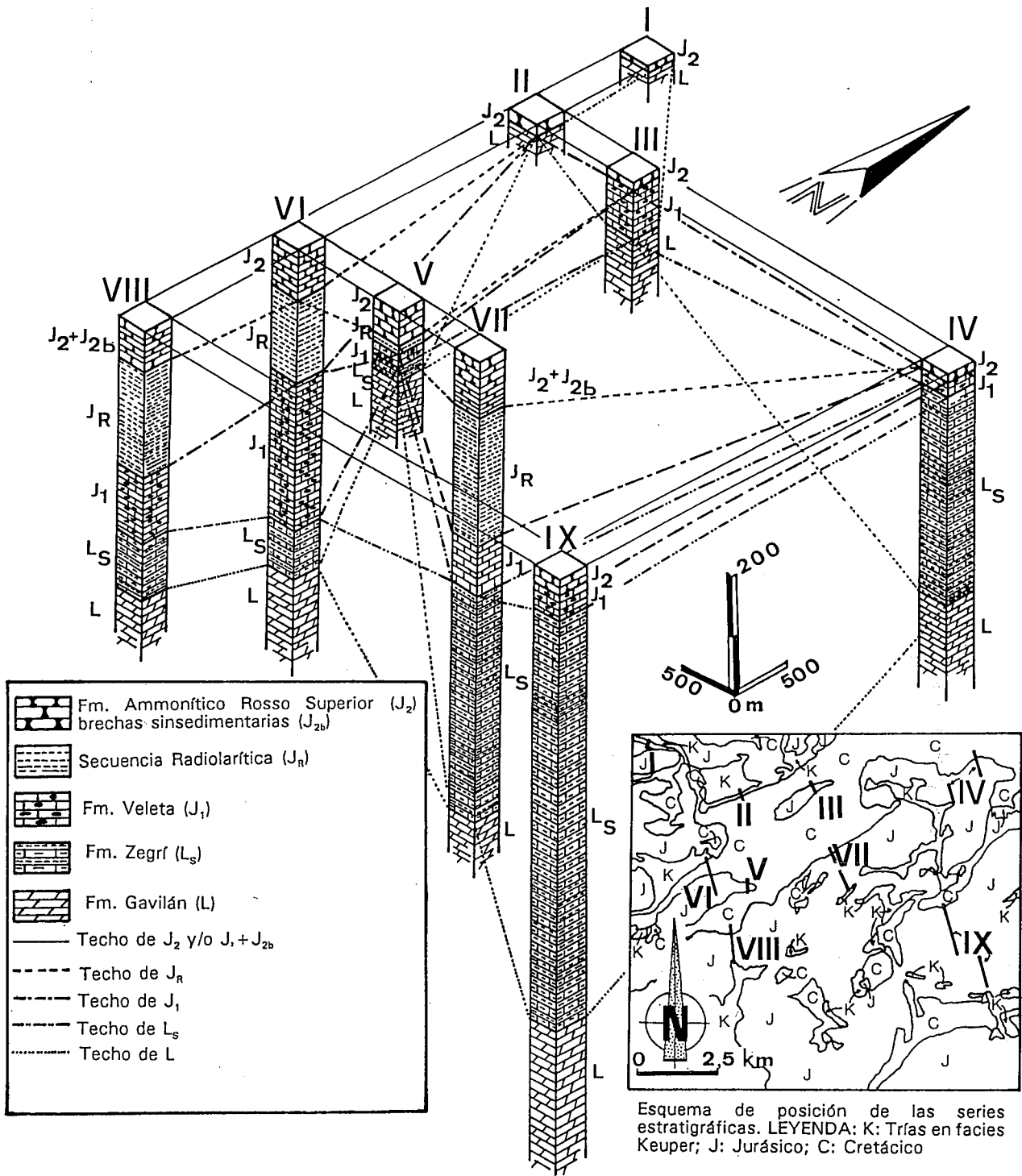


Fig. 3.-Correlación de las formaciones jurásicas de la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo. Leyenda. I: Cortijo Longaniza. II: Sur del Diapiro del Hoyo. III: Cortijo Tabernas. IV: Cortijo Fresnedilla. V: Martina 2 (corte de la carretera Valdepeñas-Frailes). VI: Martina 1 (corte del monte de la Martina). VII: Cortijo Peseta. VIII: Colada de Zurreadores. IX: Maleza-Sierra del Trigo.

Fig. 3.-Correlation of the Jurassic formations in the Ventisquero-Sierra del Trigo Unit. Key. I: Cortijo Longaniza. II: S. of Diapiro del Hoyo. III: Cortijo Tabernas. IV: Cortijo Fresnedilla. V: Martina 2 (Valdepeñas-Frailes road section). VI: Martina 1 (La Martina mountain section). VII: Cortijo Peseta. VIII: Colada de Zurreadores. IX: Maleza-Sierra del Trigo.

Afloramientos	Nº de datos	Paleocorriente media (P)
IX. Llanos del Angel. Sector Central	24	N190-200E
X. Sur de la Martina. Sector Meridional	9	N110E

Tabla 2.- Medidas de paleocorrientes medias obtenidas del estudio de imbricaciones de cantos de los conglomerados poligénicos.

Table 2.- Mean paleocurrents calculated from the study of pebble imbrications in polygenetic conglomerates.

Los mapas se han construido para edades que coinciden con las de los techos de las diferentes formaciones jurásicas presentes en el área. Se ha preferido utilizar mapas de isopacas para obtener valores relativos de la subsidencia de la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo por la visión areal que aquellos nos proporcionan sobre este parámetro, frente a la imagen puntual que aportan las curvas de subsidencia, todo ello en un área con valores muy diferentes de subsidencia de unos puntos a otros.

### 3. SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA DE LA UNIDAD DEL VENTISQUERO-SIERRA DEL TRIGO.

La estratigrafía de la unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo (fig. 1) se recoge en los trabajos de Sanz de Galdeano (1973), Molina (1987) y, especialmente, Nieto (1990). Este último autor diferencia tres sectores en la unidad citada: septentrional, central y meridional (fig. 2B). En la figura 3 se representan 9 columnas estratigráficas del Jurásico de esta unidad, ya que es en los materiales de este período donde se registran las diferencias estratigráficas fundamentales entre un sector y otro del área estudiada. En el sector septentrional (columnas I y II de la fig. 3) afloran calizas y dolomías del Lías inferior (Fm. Gavilán) en cuyo techo se desarrolla un paleokarst y/o un *hardground*. Sobre ellas se disponen materiales del Jurásico medio y superior, fundamentalmente calizas nodulosas de facies *Ammonítico Rosso* (Fm. *Ammonítico Rosso* Superior). La potencia es reducida en comparación con la existente en los sectores central y, sobre todo, meridional (fig. 3).

En el sector central de la unidad (columnas III y IV; fig. 3), definido por Nieto (1990) como un sector de transición entre los otros dos distinguidos, afloran ya algunos materiales que van a caracterizar y encontrarse más desarrollados en el sector meridional. En concreto se encuentran en el sector central los primeros afloramientos de las calizas margosas y margas de la Fm. Zegrí (Lías medio-superior) y de las calizas con sílex de la Fm. Veleta (Bajociense medio-Bathonense medio), además de aflorar los materiales descritos en el sector septentrional (Fm. Gavilán y Fm. *Ammonítico Rosso* Superior). Es también en el sector central donde afloran la mayor parte de los materiales del Trías, facies Keuper, como consecuencia de procesos halocinéticos y halotectónicos. Por último en el sector meridional (columnas V a IX; fig. 3) la sedimentación del Lías medio al Oxfordiense es de tipo calizo-margoso y termina con una secuencia de radiolaritas y/o materiales radiolaríticos en general, sobre las que se disponen ya las calizas nodulosas de la Fm. *Ammonítico Rosso* Superior y niveles de conglomerados poligénicos.

El Cretácico Inferior comienza en los tres sectores con el mismo tipo de materiales, las calizas margosas y margas de la Fm. Carretero. En el sector septentrional y meridional esta formación constituye la única representación del Cretácico Inferior, mientras que en el

sector central, sobre la Fm. Carretero se disponen los materiales blandos de facies oscuras con intercalaciones turbidíticas de la Fm. Carbonero. Esta última formación ha sido datada recientemente como Barremiense terminal-Albiense inferior (Molina *et al.*, 1991), edades que probablemente no tengan representación material en los sectores septentrional y meridional (fig. 4).

Una característica particular de la estratigrafía del área estudiada es la abundancia de materiales que han sufrido procesos de resedimentación en distintos momentos de la historia geológica mesozoica. Estos materiales guardan una estrecha relación espacial con los afloramientos de Trías generados por tectónica salina, por lo que sus características se analizan con más detalle en el siguiente apartado.

### 4. MATERIALES RESEDIMENTADOS: PALEOPENDIENTES Y PALEOCORRIENTES.

Los materiales que han sufrido en mayor o menor grado procesos de resedimentación se distribuyen desde el Lías medio al Cretácico Inferior. En concreto se han distinguido *slumps*, conglomerados monogénicos y conglomerados poligénicos.

#### 4.1. *Slumps*: Paleopendientes.

Los *slumps* se encuentran en las calizas y margas de la Fm. Zegrí (Lías medio-superior), en los materiales de la secuencia radiolarítica del Calloviense-Oxfordiense, en las calizas nodulosas (Fm. *Ammonítico Rosso* Superior) y calizas con sílex del Kimmeridgiense-Berriasiense inferior, así como en las calizas margosas y margas de la Fm. Carretero (Cretácico Inferior). Lateralmente se encuentran asociados con conglomerados monogénicos. Adoptando la terminología de Dzulynski y Walton (1965) o la de Morgestern (1967) podemos encontrar desde *slumps* coherentes hasta *slumps* incoherentes, como términos de una transición gradual que se inicia con los primeros y termina con los conglomerados monogénicos, lo que supone un incremento gradual de la deformación. Dentro de los *slumps* coherentes merecen destacarse unas estructuras desarrolladas en los materiales de la Fm. Carretero, que hemos denominado estructuras sigmoidales, en las que es manifiesto un grado avanzado de liti-ficación en el momento en el que se producía el desliziamiento.

Aplicando a los *slumps* los métodos expuestos en el apartado 2, obtenemos los resultados que sintetizamos en la tabla 1. En ella, en la columna B se recogen los resultados obtenidos con el método de la separación angular y en la columna E los obtenidos con el método del eje medio, bien sea usando la media aritmética ( $\bar{E}$ ) o sea tras calcular la dirección del vector medio ( $\vec{E}$ ). En la figura 5 se representan por sectores y en diagramas en rosa todas las medidas de ejes de *slumps*,



Fig. 4.-Correlación de las formaciones cretácicas diferenciadas en la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo. Los números 1, 2, 3 hacen referencia a las principales discontinuidades estratigráficas encontradas, que coinciden con los límites de las formaciones. Entre paréntesis en la parte superior de la derecha se ha añadido la edad absoluta atribuida según la escala cronoestratigráfica de la I.U.G.S. (1989).  
 Fig. 4.-Correlation of the Cretaceous formations in the Ventisquero-Sierra del Trigo Unit: Differentiated formations. The numbers 1, 2, 3 represent the main stratigraphic breaks observed coincident with the formation boundaries, their absolute age according to the I.U.G.S. (1989) is also added in the upper right part of this figure.

una vez corregida la inclinación tectónica, junto con los resultados medios obtenidos, en su caso, por los métodos anteriores. Del análisis de dicha figura se puede deducir que las paleopendientes se disponen alrededor de los principales afloramientos de materiales triásicos generados por halocinesis, con una distribución muy próxima a la radial, independientemente de la edad de los materiales a partir de los que se hayan producido.

**4.2. Conglomerados monogénicos.**

Se pueden encontrar en materiales de la Fm. Zegrí, de la Fm. Ammonítico Rosso Superior y en las calizas con sílex de la misma edad (Kimmeridgiense-Berriasiense inferior), así como en la Fm. Carretero. En todos los casos se trata de pebbly mudstones, o conglomerados con soporte de matriz. Los cantos son de naturaleza calizo-margosa, pero con microfácies diferentes en cada uno de los materiales. Así, los de la Fm. Zegrí son mudstone o wackestone de espículas de esponjas. Los depositados durante el Kimmeridgiense-Berriasiense inferior presentan microfácies de tipo wackestone y mudstone, bien de "filamentos", de Sacco-

coma, de radiolarios, o de calpionéllidos. Por último, los pebbly mudstones de la Fm. Carretero se caracterizan por tener microfácies de mudstone de calpionéllidos o de radiolarios calcitizados o micritizados. Otras propiedades, tales como el tamaño y la morfología de los cantos, se pueden generalizar para todos los ejemplos citados. Los cantos son muy heterométricos; el diámetro mayor varía desde 1 cm a 1 m, con un valor medio de 20 cm. Las morfologías predominantes son las esféricas o elipsoidales con un alto grado de redondeamiento; se observan también cantos elipsoidales con ejes curvos, y otras morfologías de las que se deduce un comportamiento plástico de los cantos durante el transporte. La matriz, que suele ser abundante, es de naturaleza margosa o margocaliza, en general poco litificada y con las mismas microfácies que los cantos a los que envuelve.

Los lechos constituidos por los conglomerados monogénicos son masivos, sin ningún tipo de estructura interna. Los muros suelen ser planos y los techos irregulares, adaptándose a ellos los estratos fosilizantes. La potencia de los lechos oscila desde 50 cm a 10 m. Es en los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico y en el Cretácico inferior donde más abundan este tipo de redepósitos.

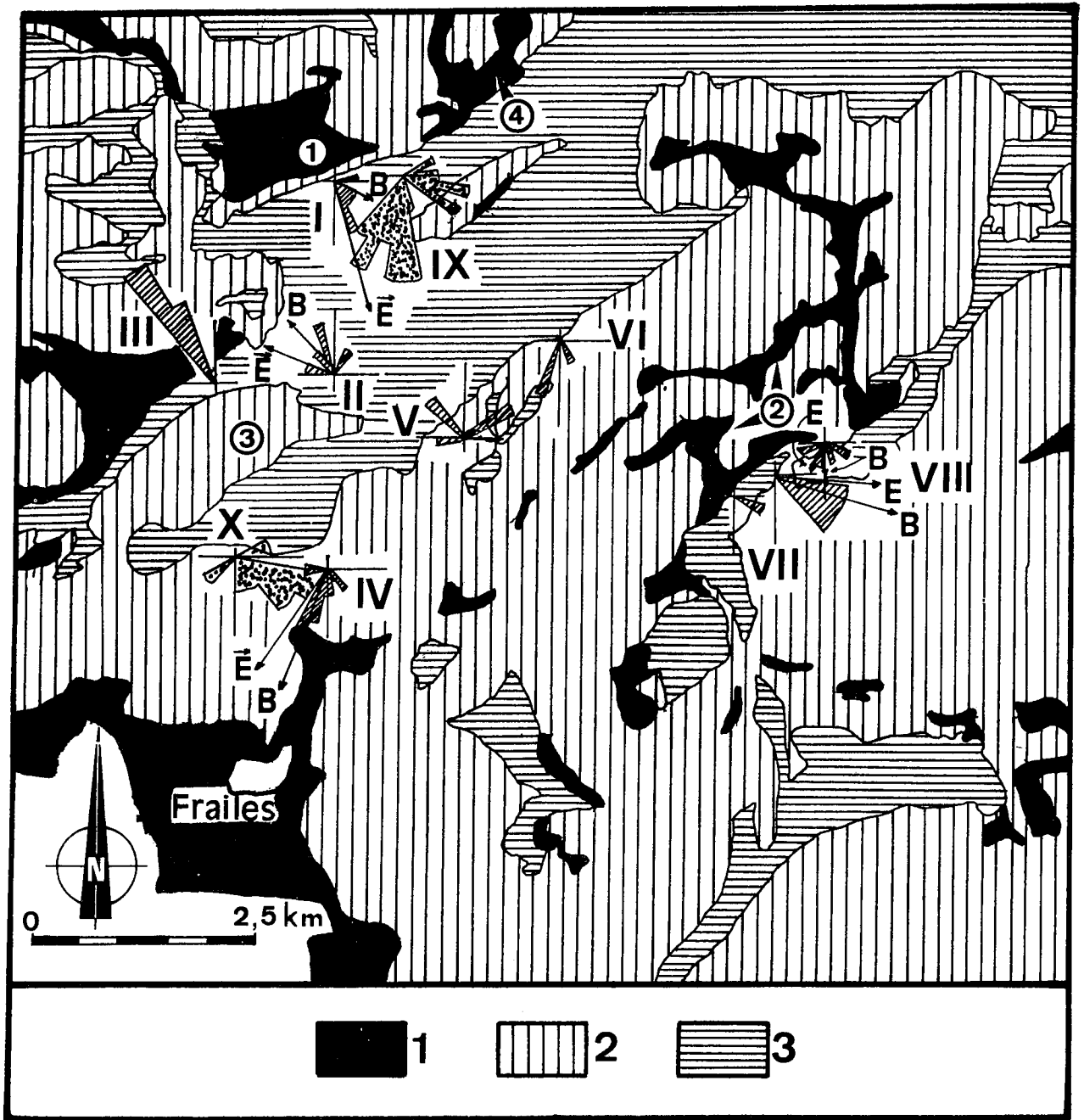


Fig. 5.-Mapa geológico con la situación de los diagramas de paleopendientes (rayado oblicuo) y paleocorrientes (punteado). Leyenda. Tramas iguales a las de la figura 2A. Los números encerrados en circunferencias indican: 1: Diapiro del Cortijo del Hoyo; 2: Diapiro del Boleta-Cabalayedra; 3: Domo de la Martina; 4: Diapiro de la Cornicabra. Situación de los diagramas de paleopendientes (ver tabla I): I y II: Sector Central. III: Vertiente NW de la Martina (Sector Central). IV: Colada de Zurreadores (Sector Meridional). V y VI: Cortijo Peseta (Sector Meridional). VII y VIII: Vertiente S del Boleta-Cabalayedra (Sector Meridional). Paleopendientes calculadas según los métodos del apartado 2.1. (ver tabla I): B: Bisectriz del ángulo de separación (método de la separación angular).  $\vec{E}$ : Vector medio (método del eje medio). E: Media aritmética (método del eje medio). Localización de los diagramas de paleocorrientes (ver tabla II): IX: Llanos del Ángel (Sector Central). X: Sur de la Martina (Sector Meridional). Los números romanos (I-X) coinciden con la numeración de las tablas I y II.

Fig. 5.-Location map of the paleoslope roses (oblique striped) and paleocurrent roses (dotted) are drawn. The key is the same that for figure 2A. The numbers in the circles indicate: 1: Cortijo del Hoyo diapiro; 2: Boleta-Cabalayedra diapiro; 3: Martina dome; 4: Cornicabra diapiro. Location of the paleoslope roses (see table I): I and II: Central Sector; III: NW slope of La Martina (Central Sector); IV: Colada de Zurreadores (Southern Sector); V and VI: Cortijo Peseta (Southern Sector); VII and VIII: Southern slope of Boleta-Cabalayedra (Southern Sector). Calculated paleoslopes according to section 2.1 (see table I): B: Bisector of the separation angle (separation arc method).  $\vec{E}$ : Mean vector (mean axis method). E: Arithmetic mean (mean axis method). Location of the paleocurrent roses (see table II): IX: Llanos del Angel (Central Sector). X: S. of La Martina (Southern Sector). The roman numbers (I-X) correspond to the same of the tables I and II.



### 4.3. Conglomerados poligénicos: Paleocorrientes.

Se presentan en afloramientos bien delimitados, con una potencia que oscila entre los 4 y 47 m. Siempre se encuentran en las inmediaciones de los afloramientos triásicos. Predomina el mecanismo de soporte de cantos sobre el de matriz, que es muy escasa, cuando no nula. Sólo en un afloramiento del sector meridional es lo suficientemente abundante como para constituir el soporte de los cantos. Su naturaleza varía de *mudstone* de espículas de esponjas a *mudstone* de calpionellas. La naturaleza de los cantos es muy variada, encontrándose cantos de microfácies de carbonatos cristalinos, *packstone* o *grainstone* de ooides, *packstone* de crinoides (estas tres microfácies probablemente sean de edad Lías inferior); hay otros que son *wackestone* o *packstone* de "filamentos" (atribuibles al Bajociense-Bathonense inferior o al Jurásico superior) y también se han encontrado *mudstone* de calpionellas (que datan el tránsito Jurásico-Cretácico). Además de estas microfácies, existen otras (*wackestone* de radiolarios, *mudstone*, *wackestone* y/o *packstone* de peloides) que no permiten precisar su edad dentro del Jurásico.

El tamaño de los cantos varía desde 0,5 a 110 cm, y predominan aquellos entre 8 y 15 cm; en todos los afloramientos, la distribución de tamaños de cantos es similar (fig. 6). En un afloramiento del sector central hay grandes bloques hectométricos, estratiformes, con continuidad lateral y en cuyo muro se encuentran materiales de facies Keuper. El grado de redondeamiento es alto, salvo en los grandes bloques estratiformes citados y en algunos otros cantos procedentes de las formaciones jurásicas infrayacentes, que presentan formas angulosas. Son frecuentes las geometrías que muestran un comportamiento plástico de los cantos durante el transporte. Existe una desorganización interna generalizada, si bien en algunos afloramientos muestran una granoclasificación normal incipiente y localmente se presenta imbricación de cantos poco desarrollada. Esta estructura sedimentaria ha permitido realizar un estudio de paleocorrientes, del que se han obtenido los resultados medios que aparecen en la tabla II. Si consideramos estas medidas incluidas en su contexto geológico (fig. 5), observamos cómo se disponen de forma radial en torno a las estructuras de deformación plástica generadas por el Triás. Además, si se compara la orientación de las paleopendientes con las paleocorrientes (fig. 5), se observa una relación bastante estrecha y coherente entre unas y otras en la mayoría de los casos.

La edad de estos conglomerados ha sido establecida a partir de la asociación de *Calpionellas* existentes en la matriz de las mismas. Se ha encontrado: *Craspicollaria parvula*, *Calpionella* sp., *C. alpina*, *C. elliptica*, *Tintinopsella* sp. y *T. carpathica*, que datan la zona C de Remane (1978) de la parte alta del Berriasiense inferior.

Atendiendo a la clasificación de facies de Stow (1985) y Pickering *et al.* (1986), existen tres tipos: A11 (gravas desorganizadas sin matriz), A12 (gravas desor-

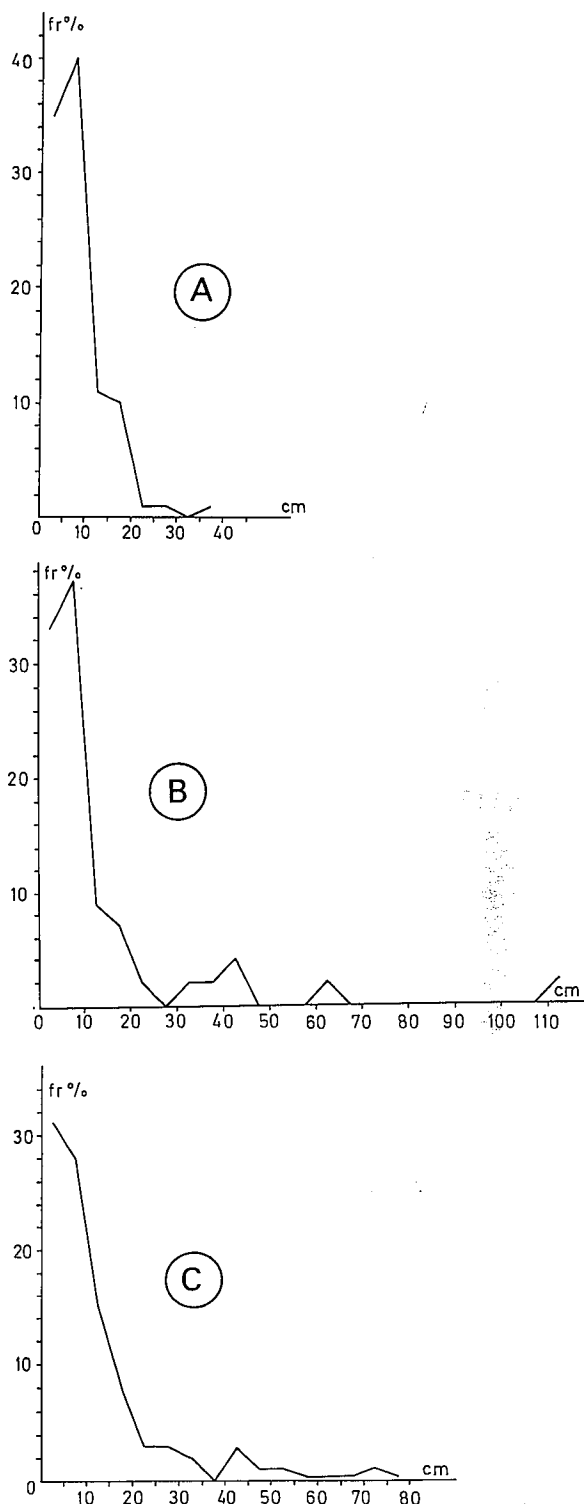


Fig. 6.-Polígonos de frecuencias de tamaños de cantos en tres afloramientos de conglomerados poligénicos. A: Parte occidental del Sector Meridional (Sur de la Martina); B: Parte septentrional del Sector Meridional (Cortijo Peseta); C: Parte septentrional del Sector Central (Llanos del Angel).

Fig. 6.-Frequency polygon showing clast size in three outcrops of polygenetic conglomerates. A: Western part of the Southern Sector (S. of La Martina); B: Northern part of the Southern Sector (Cortijo Peseta); C: Northern part of the Central Sector (Llanos del Angel).

ganizadas con matriz) y A23 (gravas desorganizadas con matriz y granoclasificación normal). La asociación de facies encontrada se puede definir, siguiendo la terminología de Eberli (1987), como una megabrecha caótica, propia de las partes altas de las pendientes a favor de las que deslizaron.

## 5. GÉNESIS DE LOS MATERIALES RESEDIMENTADOS

La estrecha relación entre las distribuciones de medidas de paleopendientes y paleocorrientes con los afloramientos de materiales triásicos (ver apartado 4 y fig. 5) nos lleva a pensar que el mecanismo generador de los *slumps* y conglomerados estudiados pudo ser la tectónica salina de los materiales triásicos de facies Keuper. Estos redeósitos se generaron a partir de los materiales de cada una de las formaciones en las que se encuentran, lo que nos explica la existencia de estructuras de comportamiento plástico, ya que el sedimento estaba aún sin consolidar. Los conglomerados poligénicos incorporan, además, cantos con bajo índice de redondeamiento procedentes de materiales ya litificados de la Fm. Gavilán. Los grandes bloques estratiformes procedentes de esta formación se interpretan como olistolitos. Se trataría probablemente de un mecanismo de transporte similar a los *debris-flow*, en el que no obstante llama la atención su general bajo contenido en matriz. La presencia de abundantes cantos semi-consolidados, que debieron comportarse plásticamente durante el transporte, pudo contribuir a aumentar la resistencia interna del flujo, y a suplir la carencia citada de matriz.

La particularidad de los conglomerados poligénicos, respecto a los *slumps* y conglomerados monogénicos, es pues el que aquellas incorporan no solo clastos de materiales coetáneos sino también otros procedentes de formaciones más antiguas, ya litificados. Por otra parte, mientras que *slumps* y conglomerados monogénicos se generaron desde el Lías medio a lo largo de todo el Jurásico, los conglomerados poligénicos no se depositaron hasta el Berriasiense inferior. Concretamente en esta edad coexisten los tres tipos de materiales redepositados analizados. Todo ello se interpreta en relación con la evolución de las estructuras de flujo plástico, acumulaciones formadas por materiales triásicos, a lo largo del Jurásico. Mientras que estas estructuras se mantuvieron en fase de almohadilla (*pillow*, Jackson y Talbot, 1986) su acentuación provocó inestabilidades en los materiales recién depositados, generándose *slumps* y conglomerados monogénicos. El paso de algunas de estas estructuras de *pillow* a diapiro, con la consiguiente extrusión de Trías de facies Keuper, produjo la ruptura de los materiales ya litificados, propiciando la formación de los conglomerados poligénicos hacia el Berriasiense inferior.

La paralización de los flujos debió de ser brusca, dando lugar a depósitos masivos y desorganizados, generándose cuerpos sedimentarios del tipo talud de de-

rubios (*debris-apron*). Stow (1986), establece un nexo genético entre estos cuerpos sedimentarios y fracturas. Aquí no se pueden vincular ambos elementos de forma directa, pues aunque confluyen todas las características expuestas por Lemoine y Trümpy (1987) para definir una fractura que no es observable de forma inmediata (a saber: cambios laterales rápidos de potencias y facies en materiales coetáneos, existencia de megabrechas con grandes bloques embebidos en una matriz de cantos centimétricos o métricos...), parece más lógico conectar estos cuerpos sedimentarios con la evolución de las estructuras de deformación plástica de los materiales triásicos. Al analizar posteriormente los mecanismos que hacen funcionar la halocinesis y la halotectónica, veremos que la reactivación de paleofracturas es uno de los procesos más frecuentes en el inicio de ellos.

## 6. ANÁLISIS DE LOS MAPAS DE ISOPACAS.

Con objeto de obtener una idea, si bien aproximada, acerca de la evolución de la subsidencia relativa entre distintas partes del área estudiada, se ha optado por elaborar mapas de isopacas para diferentes intervalos temporales. De esta forma, en lugar de obtener la información puntual que suministran las curvas de subsidencia, se puede ver el comportamiento del área estudiada tanto en su conjunto como por sectores. La figura 7 recoge los mapas de isopacas realizados para los siguientes intervalos temporales: Lías hasta el Carixiense medio (fig. 7A), Domeriense-Bajociense inferior (fig. 7B), Bajociense medio-Bathonienense medio (fig. 7C), Bathoniense superior-Oxfordiense (fig. 7D) y Kimmeridiense-Berriasiense medio (fig. 7E).

El análisis de conjunto de los mapas de isopacas, revela la existencia de ciertas áreas donde la tasa de subsidencia debió ser muy baja o nula. Estas áreas, a menudo con forma de domo (fig. 7), se localizaron preferentemente a lo largo de todo el Jurásico en el sector septentrional, en el occidental hasta el Bathoniense medio y, a partir de esta edad hasta el Berriasiense medio, en el sector oriental del área estudiada. Se puede decir que a partir del Bathoniense medio el comportamiento de la subsidencia en los sectores occidental y oriental cambia de polaridad, mientras que el sector septentrional se mantiene como un área de escasa o nula subsidencia. Las relaciones entre la morfología de las áreas con menores tasas de subsidencia y su distribución espacial, aporta conclusiones significativas desde un punto de vista paleogeográfico una vez insertadas en el contexto evolutivo del margen continental. Así, las áreas con menor tasa de subsidencia muestran formas dómicas más o menos irregulares en todos los mapas de isopacas realizados a excepción del confeccionado para el intervalo Domeriense-Bajociense inferior (fig. 7B) y, en parte, el del Bathoniense superior-Oxfordiense (fig. 7D). Justamente estos dos intervalos temporales corresponden a los momentos posteriores a las dos principales etapas de fracturación del margen continental que han

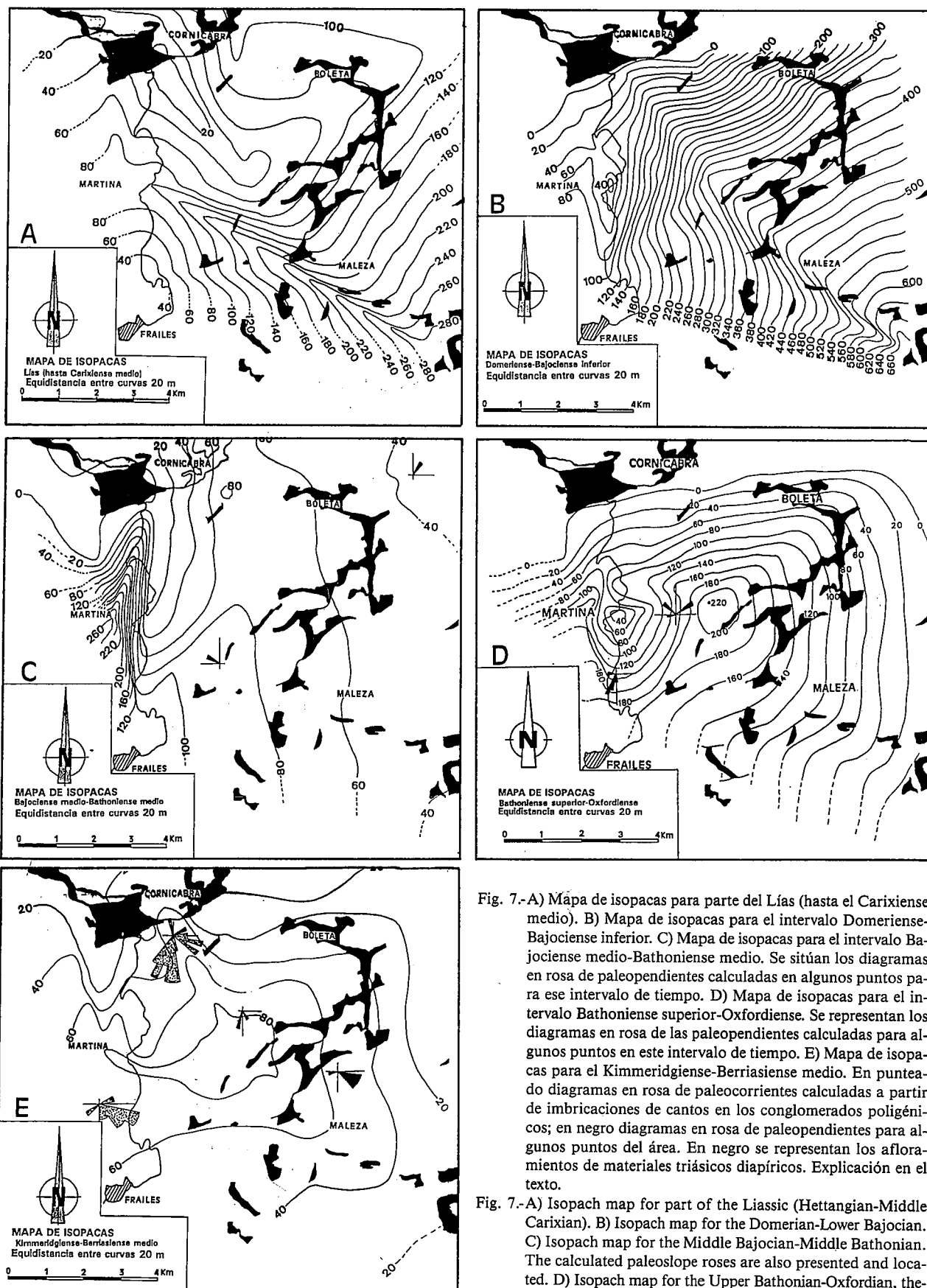


Fig. 7.-A) Mapa de isopacas para parte del Liás (hasta el Carixiense medio). B) Mapa de isopacas para el intervalo Domeriense-Bajociense inferior. C) Mapa de isopacas para el intervalo Bajociense medio-Bathonienense medio. Se sitúan los diagramas en rosa de paleopendientes calculadas en algunos puntos para ese intervalo de tiempo. D) Mapa de isopacas para el intervalo Bathoniense superior-Oxfordiense. Se representan los diagramas en rosa de las paleopendientes calculadas para algunos puntos en este intervalo de tiempo. E) Mapa de isopacas para el Kimmeridgiense-Berriasiense medio. En punteado diagramas en rosa de paleocorrientes calculadas a partir de imbricaciones de cantos en los conglomerados poligénicos; en negro diagramas en rosa de paleopendientes para algunos puntos del área. En negro se representan los afloramientos de materiales triásicos diapíricos. Explicación en el texto.

Fig. 7.-A) Isopach map for part of the Liassic (Hettangian-Middle Carixian). B) Isopach map for the Domerian-Lower Bajocian. C) Isopach map for the Middle Bajocian-Middle Bathonian. The calculated paleoslope roses are also presented and located. D) Isopach map for the Upper Bathonian-Oxfordian, there are also paleoslope roses. E) Isopach map for the Kimmeridgian-Middle Berriasian. Dotted paleocurrent roses are calculated according to the pebbles imbrication in polygenic conglomerateds. Black diagrams are paleoslope roses. In all the isopach maps the outcrops of diapiric triassic materials are represented in black. Explanation in the text.

quedado mejor registradas en el Jurásico de la Zona Subbética, cuyas edades respectivas fueron Carixiense superior y límite Bathoniense medio-superior respecti-

vamente (García-Hernández *et al.*, 1989; Vera, 1988; Vera *et al.*, 1984, 1988).

Las variaciones de potencia de las calizas y dolomías de la Fm. Gavilán (Lías inferior) que muestra el mapa de la figura 7A, pueden ser debidas en parte a laminación tectónica de las mismas como propuso Sanz de Galdeano (1973). No obstante, admitimos como probable la existencia ya durante el depósito de estos carbonatos, de una marcada subsidencia diferencial entre partes distintas del área estudiada que determinara unas acusadas variaciones de potencia en los sedimentos.

En el mapa realizado para el intervalo Domeriense-Bajociense inferior (fig. 7B), a excepción de una morfología domática que aparece en la parte occidental del mismo, al norte de Frailes, la separación entre áreas de subsidencia nula (sector septentrional) y las de mayor subsidencia (sector central y meridional), tiene una morfología lineal de dirección aproximada N60E, si bien ésta se ve perturbada en el sector occidental por la forma cómica antes citada (fig. 7B). Dicha separación lineal coincide con un área donde las isopacas se disponen muy cerca unas de otras de tal modo que en una dirección NW-SE se pasa rápidamente de áreas sin subsidencia (probablemente sometidas a erosión) a otras con tasas de subsidencia importantes. Del mismo modo, en el mapa de la figura 7D elaborado para el intervalo Bathoniense superior-Oxfordiense, la separación entre las áreas con y sin subsidencia tiene una morfología lineal de direcciones aproximadas N60E y N-S.

Las morfologías lineales citadas indican probablemente la posición de antiguas fracturas. Se puede afirmar de acuerdo con ello que en los períodos más tranquilos desde un punto de vista tectónico, es decir, los comprendidos entre los pulsos tectónicos más importantes, la subsidencia en el área estudiada estuvo controlada por la deformación plástica de los materiales triásicos de facies Keuper, mientras que en los períodos inmediatamente posteriores a las principales etapas de fracturación que afectaron al margen continental durante el Jurásico, fueron las fracturas las que determinaron importantes diferencias en la tasa de subsidencia de unos bloques a otros. Existieron a la vez, probablemente, movimientos halotectónicos de los materiales salinos del Trias, principalmente a favor de las fracturas (fig 8).

## 7. GÉNESIS Y DESARROLLO DE LAS ESTRUCTURAS TRIÁSICAS: INFLUENCIA EN LA PALEOGEOGRAFÍA.

De acuerdo con la interpretación dada en este trabajo, durante el depósito de los carbonatos del Lías inferior ya existieron áreas con subsidencia diferencial (fig. 7A). Los factores desencadenantes de la misma fueron, probablemente, la etapa de fracturación de edad Sinemuriense que habría afectado a la parte interna del margen, así como el efecto añadido de la carga litostática diferencial de los propios materiales del Lías inferior

conforme se fueron acumulando. La etapa de fracturación del Sinemuriense ya fue reconocida en el Subbético medio por García-Hernández *et al.*, 1986-87; recientemente (Rey *et al.*, 1990; Andreo *et al.*, 1991) se ha puesto de manifiesto en el Subbético interno donde llega a generar discordancias que indicarían basculamiento de bloques. El sector meridional del área estudiada se encuadra geológicamente en el Subbético medio y es en él donde se alcanzan las mayores potencias de la Fm. Gavilán. En relación con esta fase de fracturación pudieron generarse movimientos de los materiales triásicos de facies Keuper, movimientos que en cualquier caso se verían acentuados por la carga litostática diferencial de los sedimentos que se iban acumulando con espesores variables en los distintos sectores. Como consecuencia de esto se generaría una morfología de anticlinal salino (Jackson y Talbot, 1986) que determinaría las áreas donde se alcanzaría menor potencia de materiales.

La morfología de estas áreas menos subsidentes, alargadas según direcciones N60E y N150E podría indicarnos las posiciones de fracturas a favor de las que se incrementaría la potencia de los materiales plásticos de facies Keuper (fig. 7A). El crecimiento de estas estructuras plásticas duró hasta el Carixiense superior, tiempo en el que tuvo lugar la ruptura de la plataforma carbonatada del Lías inferior por medio de fallas listricas (García-Hernández *et al.*, 1976, 1986-87, 1989; Vera *et al.*, 1988; Vera, 1988) de dirección aproximada N60E. Como consecuencia de esto, se crearon campos de esfuerzos tensionales que harían que los materiales triásicos se movieran por halotectónica extensional precoz (Niето, 1990) hacia las áreas donde ya estaban estructurados los anticlinales salinos.

A partir del Lías medio y hasta el Bajociense inferior el modelo de subsidencia que se deduce del mapa de la figura 7B es congruente con un contexto tectónico en el que una fractura de dirección aproximada N60E, dividió el área en un sector septentrional no subsidente y sometido a erosión, y en otro meridional en el que este parámetro fue muy importante. Durante este período de tiempo, los depósitos gravitatorios están relacionados más que con procesos de tectónica salina, con el cambio de pendiente brusco que se generó en relación con la fractura antes mencionada. En la parte occidental del área de estudio (fig. 7B) comenzó a nuclearse otro anticlinal salino, con un eje de dirección aproximada N175E. Como apuntamos para las estructuras del Lías inferior, el crecimiento de este cuerpo pudo estar relacionado con fracturas de dirección, en este caso, próxima a N-S, que pudieron reactivarse en el inicio del *rifting*, pero que no tendrán aún suficiente actividad. Será en el Bathoniense superior cuando estas fallas adquieran gran relevancia en la evolución del paleomargen como veremos posteriormente.

Durante el Bajociense medio al Bathoniense medio (fig. 7C) persiste un sector noroccidental sometido a erosión, mientras que en el resto del área la subsidencia es de nuevo compensada por procesos de halocinesis de las facies Keuper. En el área occidental (Martina) se produjo un cambio en relación con la etapa an-

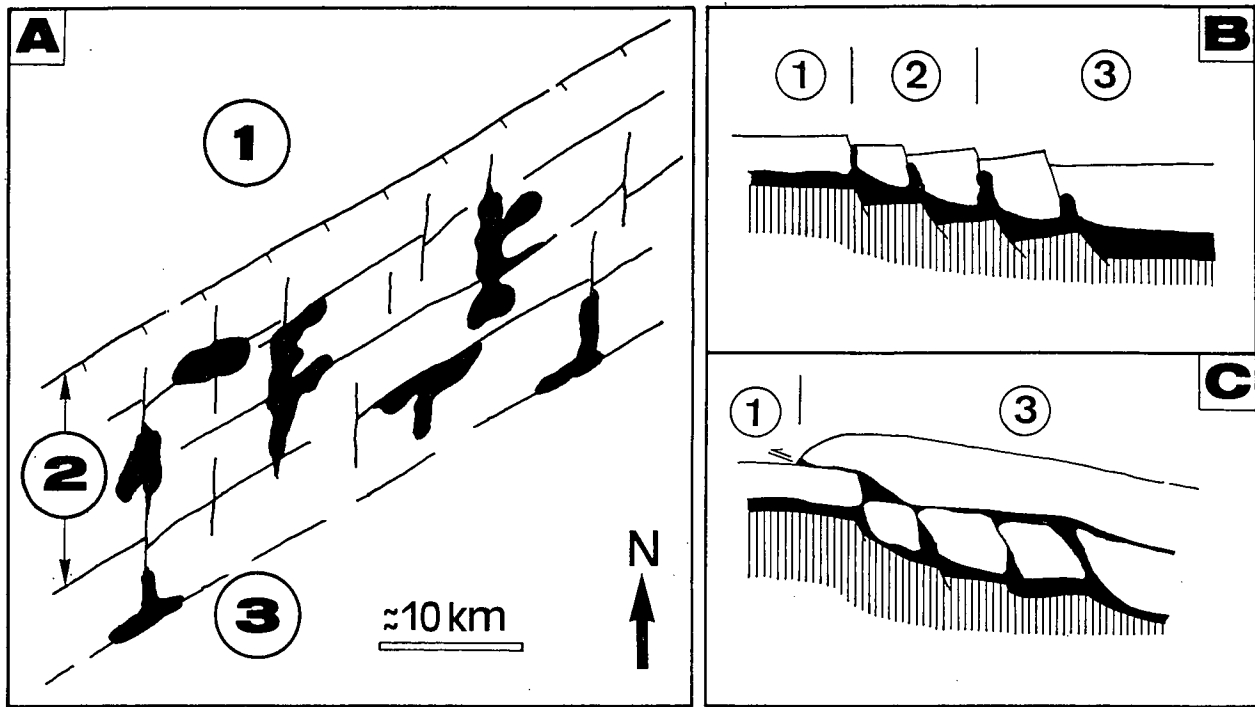


Fig. 8.-A: División en sectores en la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo. 1) Sector septentrional; 2) Sector central; 3) Sector meridional. En esta reconstrucción esquemática no se han tenido en cuenta las rotaciones tectónicas puestas de manifiesto por los datos de paleomagnetismo. B) Corte geológico mostrando la localización de las estructuras halocinéticas y halotectónicas durante la fracturación del margen continental mesozoico sudibérico. En rayado vertical: materiales paleozoicos; en negro: materiales triásicos; principalmente de facies Keuper; en blanco: materiales jurásicos. C) Las áreas del Sector Central (2) en otras unidades de la Zona Subbética quedaron cubiertas por los mantos de corrimiento y cabalgamiento.

Fig. 8.-A: Differentiated sectors in the Ventisquero-Sierra del Trigo Unit. 1) Northern Sector; 2) Central Sector; 3) Southern Sector. The tectonic rotations appointed by the paleomagnetism data have not been considered in this reconstruction. B) Geologic section showing the location of halokinetic and halotectonic structures in the rifting stage of the sudiberic mesozoic continental margin. Vertically spotted: paleozoic materials; in black: triassic materials, mainly of Keuper facies; in white: jurassic materials. C) The areas of the Central Sector (2 in the figure) in other units of the Subbetic Zone were covered by tectonic overthrusts and nappe structures.

terior, pues de ser un sector poco subsidente, pasó a comportarse como un dominio donde se alcanzaron grandes potencias de sedimentos.

Hacia el límite Bathoniense medio-superior el margen continental fue afectado por una segunda fase de fracturación que, según los trabajos de Vera *et al.*, (1984) y Molina y Ruiz-Ortiz (1990), se habría producido en régimen transformante sinistoso. Se reactivaron las fallas de dirección aproximada N-S a las que ya nos referimos antes (fig. 7B). Estas fracturas podrían explicar ahora la separación entre un área oriental sometida a erosión o en unas condiciones marinas muy someras, sin sedimentación, en donde se favoreció el desarrollo de un *hardground* (Nieto, 1990), del resto de ella, en donde habría una subsidencia diferencial muy acusada entre áreas muy próximas (fig. 7D).

Consecuencia de este nuevo pulso tectónico fue la reactivación de la estructura de la parte occidental de la región (Martina), que ahora se estructuró como un *pillow* (Jackson y Talbot, 1986), en cuyos flancos se produjeron fenómenos de resedimentación, bien como *slumps*, bien como conglomerados monogénicos. Unos 2,5 km al E de este cuerpo triásico se desarrolló un área muy subsidente, relacionada tal vez con fracturas de di-

rección N40-50E quizás pertenecientes al sistema N60E. La parte septentrional, también sometida a erosión durante este tiempo, quedó separada del resto del área por una alineación de dirección N75-80E, que podría ser una fractura del juego N60E, reactivada en este pulso tectónico. En cualquier caso, parece que de nuevo los procesos de tectónica salina están controlados por fenómenos de fracturación.

En el intervalo Kimmeridgiense-Berriasiense inferior las áreas con menor subsidencia son vestigios de la etapa anterior. Se pierden las tendencias lineales recuperándose las morfologías de contornos redondeados (fig. 7E). En el tránsito Jurásico-Cretácico se produjo una aceleración de estos procesos de tectónica sin-sedimentaria que generaron los abundantes conglomerados poligénicos que afloran en diferentes puntos y algunos de conglomerados monogénicos y *slumps* de la Fm. Carretero. Fue en esta etapa cuando se produjo el paso de *pillow* a diapiro en el sector central, con extrusión de materiales triásicos, que producirían fricciones con los materiales del Lías inferior (Formación Gavilán), dando lugar a los bloques de esta edad que se incluyen en los conglomerados del sector central, los cuales llegaron a formar parte de flujos gravitatorios de

sedimentos a favor de los flancos del diapiro.

La aceleración de los procesos de tectónica salina en el tránsito Jurásico-Cretácico coincidió con la máxima individualización de surcos y umbrales en el margen continental (Vera, 1988). Todo ello estuvo relacionado con el basculamiento de bloques por fallas lístricas. El basculamiento genera diferencias en energía potencial en los materiales del bloque hundido de la falla, según se trate de los que quedan más alejados del plano de falla, más elevados, o de los más cercanos al mismo. La inestabilidad gravitatoria resultante propicia el desplazamiento de materiales en la búsqueda de posiciones de equilibrio. Tal movimiento sólo es posible en materiales con comportamiento mecánico plástico, como por ejemplo los materiales de facies Keuper, los cuales irían a acumularse contra la superficie del plano de falla (fig. 8), dando lugar por este proceso de descompensación gravitatoria al crecimiento de una estructura halocinética en la zona de fractura. La descompensación gravitatoria pudo verse acentuada por la concurrencia de procesos de deslizamiento en las superficies de estratificación del bloque hundido de la falla y/o por la formación de pliegues *roll over* en el mismo (Ramsay y Huber, 1987).

La persistencia a lo largo del Jurásico de las direcciones N60E y N-S, aproximadamente, como direcciones de las fracturas que controlaron los procesos de tectónica salina y la subsidencia en este período, nos lleva a pensar en la posibilidad de que en el basamento ya estuvieran marcadas dichas direcciones de fractura como consecuencia de la tectónica hercínica. La existencia de irregularidades en el basamento hercínico ha sido invocada por otros autores (García-Dueñas, 1967; Sanz de Galdeano, 1973; Martín, 1980; Molina, 1987, entre otros) quienes las hacen coincidir con paleofracturas.

## 8. MODELO PROPUESTO.

Las principales fases de fracturación del margen continental durante su expansión jurásica activaron los movimientos del Trías de facies Keuper en el Subbético. Esta relación se ha propuesto también para otras áreas alpinas próximas, como por ejemplo la zona Subbriançonnais (Graciansky *et al.*, 1986) y Alpes Marítimos (Delpech *et al.*, 1988; Dardeau y Graciansky, 1990). En estas áreas alpinas del Sur de Francia las dos fases principales de expansión del margen continental (Sinemuriense inferior y Liásico terminal) coinciden con las fases más activas de tectónica salina (Lemoine *et al.*, 1986; Graciansky *et al.*, 1986). En nuestro caso las dos fases principales de expansión serían de edad Carixiense superior y límite Bathoniense medio-superior respectivamente y ello se refleja en los mapas de isopacas construidos para los intervalos de tiempo inmediatamente posteriores a dichas fases de fracturación, Domeriense-Bajociense inferior (fig. 7B) y Bathoniense superior-Oxfordiense (fig. 7D) respectivamente. En ellos la delimitación de áreas con mayor y menor tasa de subsidencia

tiene una morfología claramente lineal. Estas lineaciones deben de coincidir con fracturas a favor de las cuales, no obstante, se pudo generar un ascenso de materiales salinos del Trías.

En el Subbético Medio y Subbético Interno se ha puesto de manifiesto una fase de fracturación del margen de edad intra-Sinemuriense (García-Hernández *et al.*, 1986-87; Andreo *et al.*, 1991) la cual ya pudo determinar movimientos halotectónicos de los materiales triásicos que modificaron la tasa de subsidencia, compensándola en algunas áreas y causando notables diferencias de potencia en la Fm. Gavilán, diferencias debidas por tanto, al menos en parte, a halotectónica precoz.

Las áreas preferentes para el desarrollo de domos salinos serían las propias fracturas (Masclé *et al.*, 1988) y la intersección de las mismas (Dardeau y Graciansky, 1990). En algunos afloramientos diapíricos, especialmente en el conjunto Boleta-Cabalayedra pueden observarse como hay dos claras alineaciones o directrices que corresponderían a la intersección de dos juegos de fracturas de dirección aproximada N60E y N-S que dan lugar a morfologías características (fig. 8A).

Así, los tres sectores distinguidos en la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo a partir de los datos estratigráficos habrían tenido una evolución tectonosedimentaria diferente a lo largo del Jurásico (ver fig. 8 A y B): 1) El sector septentrional sería un área de umbral poco subsidente; 2) El sector central, correspondería a una zona de fracturas de dirección N60E aproximadamente, que interseca con otras fracturas reactivadas posteriormente, en el Bathoniense, de dirección N-S. Sería el área donde se localizan preferentemente los domos salinos del Trías y donde la subsidencia es muy variable tanto espacial como temporalmente de unos puntos a otros, lo que se refleja en su estratigrafía; 3) El sector meridional sería un área de surco que se extendía desde la zona de fracturas hacia el sur, y sería el área donde se dieron las mayores tasas de subsidencia de forma continua a lo largo del Jurásico.

Sin embargo, la localización definitiva de los diapiros no se puede entender sin tener en cuenta la posterior tectónica de compresión alpina, la cual favorecería también los movimientos halotectónicos del Trías de facies Keuper. Esto puede explicar la falta de coherencia que de forma puntual puede observarse en algunos casos en los mapas de isopacas, cuando se intenta correlacionar las áreas más subsidentes en un momento determinado de la historia jurásica y la posición actual de los afloramientos de Trías.

En el conjunto de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas la unidad tectónica estudiada constituye un ejemplo poco común por edad y situación tectónica. Este hecho se debe probablemente a que las mismas fracturas o zonas de fractura de direcciones aproximadamente N60E a favor de las cuales se generó la halocinesis y halotectónica jurásica son las que posteriormente durante las etapas compresivas alpinas sirvieron como áreas de despegue para las superposiciones tectónicas generadas por los cabalgamientos y man-

tos de corrimiento (fig. 8C). Asimismo, las fracturas de dirección N-S suelen mostrar una clara componente de desgarre que probablemente ya se generara durante el Jurásico, al menos en algunos casos (Molina y Ruiz-Ortiz, 1990).

Por último hay que hacer notar que las direcciones de fracturas no han sido corregidas por las posibles rotaciones de bloques ocurridos durante la estructuración de la cordillera. Osete *et al.* (1988, 1989) detectan rotaciones de bloques de unos 30° de valor medio en el sentido de las agujas del reloj, en los estudios paleomagnéticos realizados a partir de materiales jurásicos del Subbético Medio. Ogg *et al.* (1984) detectan por el contrario en Sierra Gorda (Subbético interno) una rotación en sentido contrario a las agujas del reloj. Se ha creído por ello preferible mantener las direcciones actualmente observables, de modo que en cualquier momento puedan restituirse a su posición original, una vez se completen y generalizen los resultados de los estudios paleomagnéticos.

## 9. CONCLUSIONES.

1) Los materiales que denotan la existencia de procesos de tectónica sinsedimentaria se agrupan en las siguientes facies: *slumps*, conglomerados monogénicos y conglomerados poligénicos. Existe una localización espacio-temporal preferente de los mismos, de modo que los afloramientos se ubican en el sector central y meridional del área estudiada y el período de tiempo en el que son más abundantes es el Kimmeridgiense-Berriasiense inferior.

2) Las paleopendientes y paleocorrientes deducidas del estudio de los *slumps* y conglomerados poligénicos respectivamente, se disponen de forma aproximadamente radial alrededor de los afloramientos de Triás generados por tectónica salina, cuya evolución se cree fue la principal responsable directa de los procesos de resedimentación.

3) En los materiales jurásicos de la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo son muy importantes los cambios laterales de potencia. Esto es una consecuencia de las fuertes variaciones en la tasa de subsidencia de unos puntos a otros, la cual estuvo controlada principalmente por fracturas en los intervalos Domeriense-

Bajociense inferior y Bathoniense superior-Oxfordiense, mientras que en el resto del Jurásico los procesos halotectónicos y halocinéticos que afectaron al Triás de facies Keuper fueron los que determinaron la ubicación de las áreas con los valores más bajos en la tasa de subsidencia.

4) Las dos principales etapas de fracturación que afectaron al margen meridional de la placa Ibérica durante el Jurásico de edades Carixiense superior y límite Bathoniense medio-superior, supusieron probablemente la reactivación de fracturas hercínicas de dirección aproximada N60E y N-S respectivamente, de acuerdo con su orientación actual.

5) La estructuras de flujo plástico del Triás facies Keuper sufren una evolución durante el Jurásico que las lleva desde anticlinales irregulares, a un estadio en el que adquieren formas almohadilladas (*pillow*) y de éste al de diapiro, el cual se alcanza en el tránsito Jurásico-Cretácico. Coincide con la máxima individualización de surcos y umbrales en el margen continental, generadas por procesos de basculamiento de bloques a favor de fallas lítricas, proceso que favorecería la formación de descompensaciones gravitatorias y, de este modo, la acentuación de las estructuras de flujo plástico.

6) La singularidad de la unidad tectónica del Ventisquero-Sierra del Trigo en el conjunto de las Zonas Externas, es probablemente debida a que las fracturas con las que se relacionan las estructuras salinas estudiadas, se reactivaron durante las etapas de compresión alpina generándose las superposiciones tectónicas que, probablemente, ocultan este área de transición Subbético Externo-Subbético Medio en el resto de las Zonas Externas.

## AGRADECIMIENTOS.

Al Dr. C. Sanz de Galdeano por su revisión crítica y sus comentarios. A los revisores anónimos de la revista igualmente agradecemos sus comentarios. Para la realización de este trabajo se ha contado con financiación de la CICYT a través del proyecto PB87-0971 y de la Junta de Andalucía en el seno del Grupo de Investigación "Discontinuidades Estratigráficas", organismos a los que se les muestra nuestro reconocimiento.

## BIBLIOGRAFÍA.

Andreo, B., García-Hernández, M., Martín-Algarra, A., Rey, J. y Vera, J.A. (1991): La sedimentación carbonatada del Lías en la transversal de Vélez Rubio (Subbético interno). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 165-178.

Dardeau, G. y Graciansky, P.C. de (1990): Halocinèse et rifting téthysien dans les Alpes-Maritimes. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 14: 443-464.

Delpech, P.Y., Dardeau, G. y Lemoine, M. (1988): Tectonique

synsédimentaire jurassique et halocinèse associée en bordure occidentale du Dôme de Barrot (Zone externe des Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306: 553-556.

Dzulynski, S. y Walton, E.K. (1965): *Sedimentary features of flysch and greywackes*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, 7: 274 p.

Eberli, G.P. (1987): Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps Switzerland). *Sedimentology*, 34: 363-388.

Foucault, A. (1966): Le diapirisme des terrains triasiques au

- secondaires et au tertiaires dans le Subbétique du NE de la province de Grenade. *Bull. Soc. Géol. France*, 7: 527-536.
- Foucault, A. (1971): *Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. de Jaén et de Grenade, Espagne meridional)*. Tesis Univ. París VI, 633 p.
- García-Dueñas, V. (1967): *La Zona Subbética al Norte de Granada*. Tesis Univ. Granada (Inédita).
- García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Rivas, P., y Vera, J.A. (1976): Características ambientales del Lías inferior y medio de la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. In: *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Secret. Publ. Univ. Granada*, 125-157.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Vera, J.A. (1989): Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de ciclos sedimentarios. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 35-52.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C. y Pulido, A. (1973): Observaciones sobre el contacto Subbético-Prebético en el sector de Nerpio. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 4: 77-92.
- García-Hernández, M., Lupiani, E., Vera, J.A. (1986-87): La sedimentación liásica en el sector central del Subbético Medio: registro de la evolución de un rift intracontinental. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 329-337.
- Graciansky, P.C. de, Rudkiewicz, J.L. y Samec, P. (1986): Tectonique salifère d'âge jurassique dans la zone subbriannaise (Savoie-Alpes françaises). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302: 891-896.
- Hansen, E. (1965): Methods of deducing slip line orientations from the geometry of folds. *Yb. Carnegie Instn.*, Washington, 65: 387-405.
- I.U.G.S. (1989). "1989 Global Stratigraphic Chart". *Episodes*, 12(2) Suplemento.
- Jackson, M.P.A. y Talbot, C.J. (1986): External shapes strain rates and dynamics of salt structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97: 305-323.
- Jones, O.T. (1940): The geology of the Colwyn Bay district: study of submarine slumping during the Salopian period. *Qua. Jour. Geol. Soc. London*, 95: 335-382.
- Junta de Andalucía (1985): Mapa Geológico y Minero de Andalucía. I. Minerales metálicos y energéticos.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Graciansky, P.C. de, Rudkiewicz, J.L., Megard-Galli, J. y Tricart, P. (1986): The continental margin of the Mesozoic Tethys in the western Alps. *Mar. Petrol. Geol.*, 3: 179-199.
- Lemoine, M. y Trümpy, R. (1987): Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics*, 133: 305-320.
- Martín, J.M. (1980): *Las dolomías de las Cordilleras Béticas*. Tesis Univ. Granada: 201 p.
- Masclé, G., Arnaud, H., Dardeau, G., Debelmas, J., Delpech, P.Y., Dubois, P., Gidon, M., Graciansky, P.C.H., Kerckhove, C., y Lemoine, M. (1988): Salt tectonics tethyan rifting and Alpine folding in the French Alps. *Bull. Soc. Geol. France*, 5: 747-758.
- Masclé, M., Arnaud, H., Dardeau, G., Debelmas, J., Dubois, P., Gidon, M., Graciansky, P. CH., Kerckhove, C., y Lemoine, M. (1986): Halocinèse précoce sur le marge téthysienne alpine: vers une réinterprétation des zones de gypse des Alps. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302: 963-968.
- Middleton, G.V. y Hampton, M.A. (1976). Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (D.J.Stanley y D.J.P.Swift, Eds.). *John Wiley and Sons*, New York, 197-218.
- Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo. (Provincia de Córdoba y sur de Jaén)*. Tesis Univ. Granada, 518 p.
- Molina, J.M., O'Dogherty, L., y Aguado, R. (1991): Bioestratigrafía y Litoestratigrafía de la Formación Carbonero (Barremiense-Albiense) en la transición Subbético Externo-Subbético Medio (Sur de Jaén). *III Coloquio del Cretácico de España*. Resúmenes: 50.
- Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1990): Nuevos datos y modelo genético sobre brechas jurásicas generadas en relación con fallas transcurrentes (Subbético Externo. Provincia de Córdoba). *Geogaceta*, 7: 56-59.
- Morgenstern, N.R. (1967): Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. In: *Marine Geotechnique* (A.F.Richards, Ed.), *University of Illinois Press*, 189-220.
- Nieto, L.M. (1990): *Análisis de facies del Mesozoico en la transición Subbético Externo-Subbético Medio al Sur de la provincia de Jaén (Cordilleras Béticas)*. Tesis de Licenciatura Univ. Granada (inédita), 183 p.
- Ogg, J.G., Steiner, M.B., Olóriz, F. y Tavera, J.M. (1984): Jurassic magnetostratigraphy, 1. Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain. *Earth Planet. Sci. Letters*, 71: 147-162.
- Osete, M.L., Freeman, R. y Vegas, R. (1988): Preliminary paleomagnetic results from the Subbetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): kinematic and structural implications. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 52: 283-300.
- Osete, M.L., Freeman, R. y Vegas, R. (1989): Paleomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African plate boundary. In: *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation* (C.Kissel and C.Lag, Eds.), *Kluwer Academic Publ.*, 381-391.
- Pickering, K.T., Stow, D.A.V., Watson, M.P., y Hiscott, R.N. (1986): Deep-water facies, process and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Reviews*, 23: 75-174.
- Potter, P.E. y Pettijohn, F.J. (1963): *Paleocurrents and basin analysis*. Springer-Verlag, Berlin, 296 p.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1987): *The techniques of modern Structural Geology*. Academic Press, New York, 700 p.
- Rey, J., Andreo, B., García-Hernández, M., Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (1990): The Liassic "Lithiotis" facies north of Vélez-Rubio (Subbetic Zone). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 199-212.
- Ruiz-Ortiz, P.A. (1980): *Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias. (Entre Castril-prov. Granada y Jaén)*. Tesis Univ. Granada, 272 p.
- Ruiz-Ortiz, P.A. (1981): Sedimentación turbidítica en el Cretácico de las Unidades Intermedias. Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. In: Programa Internacional de Correlación geológica, PICG, *Real Acad. Cien. Ex. Fís. y Nat.*, Madrid, 2: 261-279.
- Sanz de Galdeano, C. (1973): *Geología de la transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén)*. Tesis Univ. Granada, 274 p.
- Sequeiros, L. (1974): *Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la Zona Subbética. Bioestratigrafía y Paleontología*. Tesis Univ. Granada, 635 p.
- Stone, B.D. (1976): Analysis of slump slip lines and deformation fabric in slumped pleistocene lake beds. *Jour. Sed. Petrol.*, 46: 313-325.
- Stow, D.A.V. (1985): Fine grained sediments in deep water: an overview of processes and facies models. *Geo-Mar. Lett.*, 5: 17-12.
- Stow, D.A.V. (1986): Deep clastic seas. In: *Sedimentary Environments and Facies*, (H.G.Reading, Ed.), *Blackwell Sci.*



- Publ.*, Oxford, 399-444.
- Vera, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- Vera, J.A., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1984): Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sin-sedimentarias en la Sierra de Cabra. (Mesozoico, Subbético Externo). In: *Libro Homenaje a Luis Sánchez de la Torre* (A. Obrador, Ed.), Univ. Autónoma de Barcelona: 141-162.
- Vera, J.A., Ruiz-Ortiz, P.A., García-Hernández, M., y Molina, J.M. (1988): Paleokarst and related pelagic sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain. In: *Paleokarst* (N.P. James y P.W. Choquette, Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 364-384.
- Woodcock, N.H. (1979): The use of slump structures as paleoslope orientation estimators. *Sedimentology*, 26: 83-99.

Recibido el 10 de octubre de 1991

Aceptado el 15 de enero de 1992