

FRENTES DE OLISTOLITOS INTRAMIOCENOS EN EL PREBETICO ORIENTAL

W. MARTINEZ DEL OLMO, G. LERET VERDU Y J. SUAREZ ALBA

TRABAJOS DE GEOLOGIA Martínez del Olmo, W., Leret Verdú, G. y Suárez Alba, J. (1985).—Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético oriental. *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 15, 147-151. ISSN 0474-9588.



A partir de la diferenciación de grandes olistolitos agrupados en frentes de continuidad regional, emplazados durante el Mioceno y progresivamente más precoces hacia las zonas internas de la cadena, se intuye para la misma un modelo estructural menos complejo del habitualmente descrito. Dicho modelo implicaría un menor acortamiento tectónico y un mayor reconocimiento de la actividad diapírica y fenómenos gravitacionales de ella derivados, previos a la compresión miocena.

Los frentes de olistolitos se ubican en unas *condiciones de contorno* específicamente generadas por la deformación halocinética: originados en las crestas diapíricas y acumulados en los inmediatos sinclinales periféricos.

By means of the identification of big olistolites arranged constituting regionally continuous fronts, sited during the Miocene and being progressively more precocious towards the inner zones of the Belt, an structural model, much simple that the one usually described, is proposed. This model would imply less tectonic shortening and the acknowledgement of the important role played by the diapiric activity previous to the miocene regional compression.

The fronts of olistolites, located within specific *contour conditions* directly generated by the halokinetic deformation, had their origin on the diapiric crests and were accumulated on the adjacent rim synclines.

W. Martínez del Olmo, G. Leret Verdú y J. Suárez Alba. ENIEPSA. *Pez Volador* 2, 28007 Madrid, España. Manuscrito recibido el 22 de enero de 1985.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En el Sureste de la península Ibérica, la Cordillera Bética se ha diferenciado clásicamente en dos dominios paleogeográficos denominados Prebético Externo y Prebético de Alicante o Interno (Azema 1966). Dichos sectores se sitúan respectivamente al Norte y Sur de una llamada *franja anómala*, (Martínez del Olmo *et al. in litt.*), que se caracteriza por su gran continuidad regional y por la laguna sedimentaria de parte del Cretácico Superior que la identifica. Esta banda ha sido interpretada como el límite meridional de la plataforma submareal Cretácico Superior. Hacia el Sur dicha plataforma se abre de Oeste a Este respectivamente a cuenca profunda y a plataforma abierta; y ello en función de su progresivo y probable cambio morfológico de talud a rampa (Fig. 1).

Esta línea de clara diferenciación paleo-

gráfica regional durante el Cretácico Superior constituye así mismo el límite Norte del Paleógeno marino, ganando así en expresividad al poder integrarla en un clásico modelo de acreción sedimentaria y su consiguiente progradación, durante la etapa sedimentaria del borde septentrional Bético. Es decir, los cambios de facies corrientemente usados para definir sectores paleogeográficos, deben ser tratados con cuidado pues nunca coinciden en la vertical para toda o gran parte de la serie estratigráfica presente; muy al contrario, se realizan a veces en posiciones muy alejadas para edades muy próximas.

Durante el Mioceno, el proceso de colmatación de la cuenca se caracteriza por un carácter extensivo manifiesto de los sedimentos marinos, pues estos sobrepasan ampliamente hacia el Norte la línea de diferenciación paleogeográfica Cretácico-Eoceno. Se establece entonces

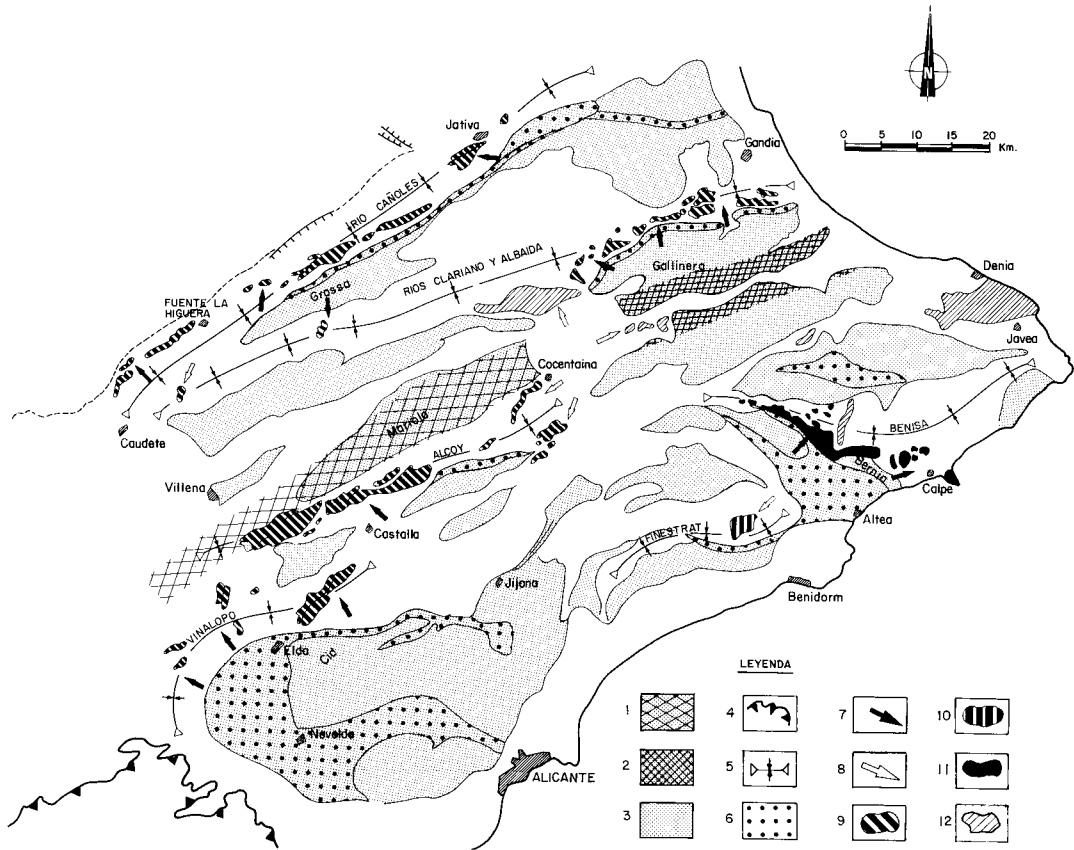


Fig. 1.—Esquema de conjunto.

Datos regionales. Margen meridional de la plataforma Prebética durante el Cretácico Superior con: (1): Morfología de talud, (2): Morfología en rampa, (3): Principales macizos regionales (mesozoico-paleógenos), (4): Frente subbético, (5): Surco de acumulación de los materiales delapsionados, (6): Disposición actual de cicatrices salinas y diapiros, (7): Dirección de transporte, (8): Dirección de transporte estimada. *Edad de los procesos delapsionales.* (9): Serravaliense - Tortoniano. (10): Langhiense - Serravaliense, (11): Burdigaliense - Serravaliense, (12): Edad incierta.

una sedimentación tipo plataforma abierta de la que es característica una potente serie (2-3.000 m) de margas pelágicas conocidas regionalmente bajo la denominación de «*facies tap*». En el seno de esta plataforma pelágica y en específicas condiciones de contorno, se introducen frentes masivos de olistolitos de talla variable, frecuentemente kilométrica, y constituidos por materiales mesozoicos y paleógenos de idéntica facies que los presentes en las próximas estructuras de las que evidentemente proceden. Su identificación y descripción son el objeto de esta comunicación.

Todo el conjunto sedimentario meso y cenozoico aparece hoy deformado según un sistema de grandes pliegues de dirección dominante

WSW/ENE, si bien existen prácticamente todas las direcciones estructurales posibles cuando el conjunto es observado en detalle. Antiformas y sinformas se corresponden respectivamente con afloramientos de materiales meso-paleógenos y neógenos. Esta deformación es el resultado de al menos dos procesos bien diferenciados:

- Deformación de tipo halocinético inducida por los materiales triásicos. Este diapirismo es responsable de múltiples direcciones estructurales observables en detalle, señales del mismo son reconocidas desde al menos el Albiense Inferior, continuando hoy activo en enclaves mucho más locales, restos y nuevas formas de su anterior y más generalizado esplendor.

– Compresión tectónica, particular y regionalmente activa, durante el Mioceno.

Esta última circunstancia ha llevado tradicionalmente a infravalorar los fenómenos gravitacionales intra-miocenos en favor de los comprensivos, originándose con esta línea de pensamiento, y en nuestra opinión, errores de interpretación casi generalizados y de ámbito regional que han llevado a proponer para la cadena, acortamientos muy superiores a los realmente existentes en este sector oriental.

Las observaciones y el modelo que proponemos, constituyen tan solo una pequeña parte de un trabajo más amplio (Martínez del Olmo *et alt. in litt.*), que siguiendo esta nueva línea de interpretación, diapirismo y delapsión, pretende acercar los sectores prebéticos a modelos usuales y muy frecuentes reconocidos en los márgenes de numerosas cuencas geológicas.

FRENTES DE OLISTOLITOS Y SECCIONES TIPO

La transversal prebética que describimos puede esquematizarse con la identificación y representación de siete sinclinales miocenos de gran continuidad regional, cinco de ellos, según nuestra interpretación, albergan un gran número de olistolitos que se agrupan constituyendo auténticos frentes de delapsión. Por su modalidad de emplazamiento y dimensiones visibles, de 40 a 80 km de longitud, pueden dichos frentes conceptuarse como particulares complejos y/o unidades gravitacionales intramiocenas.

Algunos de estos frentes de olistolitos y olistones son ciertamente evidentes por la expresividad de la cartografía geológica y las observaciones de detalle representadas (Figs. 2, 3 y 4).

Los que ocupan los sinclinales de Alcoy y Vina-lopó no lo son tanto pues, además de estar sólo parcialmente exhumados, están muy afectados por una tectónica de compresión post-delapsión; tectónica que retoma a veces las superficies gravitacionales previas y dificulta la interpretación del conjunto.

Otros, como el conocido Puig Campana, en el estrecho y casi cubierto sinclinal de Finestrat, constituye una gran masa de materiales jurásico-cretácicos, aislada, escarpada y de base oculta. Esta mole, anómalamente emplazada en su entorno geológico, puede casi sin lugar a dudas interpretarse, por extrapolación de las condiciones de contorno, como uno más de los grandes olistolitos intramiocenos.

ORIGEN Y CONDICIONES DE CONTORNO

Durante el Mioceno, la deformación diapírica provocada por la sal del Keuper ha alcanzado ya un grado muy alto de evolución, identificándose a este respecto toda una serie de estructuras tales como: caparazas de tortuga de primero y segundo orden, y cicatrices salinas asociadas o no a grandes fallas lítricas; ambas hablan de esa compleja y evolucionada deformación halocinética. (Martínez del Olmo *et alt. in litt.*). Es entonces, cuando largas y ya extrusivas crestas diapíricas se abren al mar mioceno; desde los complejos «cap-rock» el mar distribuirá sobre amplias áreas la contaminación de pequeña talla, y sólo en entornos próximos, los clásicos sinclinales periféricos, la contaminación de los grandes elementos: olistolitos y olistones de dimensiones notables y naturaleza dura o blanda.

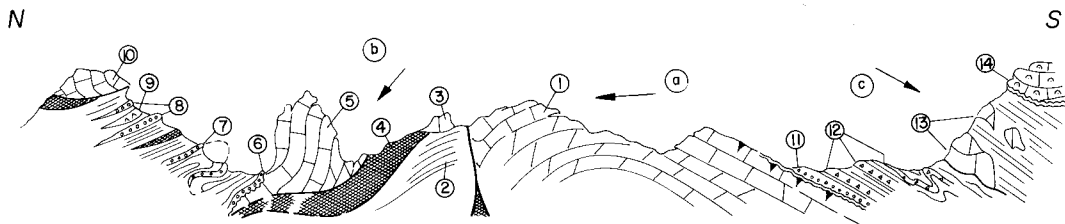


Fig. 2.—Corte tipo sinclinal Ríos Cañoles y Clariano.

1. S.^a Grossa, macizo autóctono del Cretácico Superior.
2. Margas pelágicas Serravaliense - Tortoniense.
- 3, 5 y 10 facies de plataforma del Cretácico Superior.
4. Arcillas y yesos del Triás.
6. Conglomerados bien clasificados en *on-lap*.
7. Conglomerados y brechas deformados.
8. Conglomerados con contaminación de materiales triásicos.
9. Brechas con cantos y matriz triásicos.
11. Facies detriticas en *on-lap*.
12. Margas Tortonienses conteniendo brechas de cantos mesozoicos y con *slumps* a techo.
13. Olistolitos del Cretácico Superior.
14. Depósitos post-delapsión del Tortoniense Superior. Se interpretan como olistolitos los correspondientes a los números 3, 4, 5, 8, 9, 10 y 13.

(a) Vergencia norte regional. (b) Dirección principal de transporte de los olistolitos. (c) Dirección ocasional de transporte de los olistolitos.

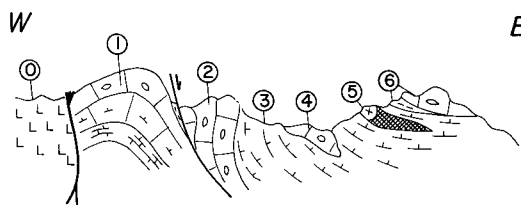


Fig. 3.-Corte tipo del Sinclinal de Benisa.
(o) Diapiro de materiales triásicos. 1. Calizas autóctonas del Eoceno y Cretácico Superior de la S.^a Bernia. 2. Olistolitos de calizas del Eoceno retocadas por fracturación posterior a la delapsión. 3. Margas Burdigalienses. 4. Olistolitos de calizas del Eoceno. 5. Materiales triásicos. 6. Olistolitos de calizas y margas del Eoceno.

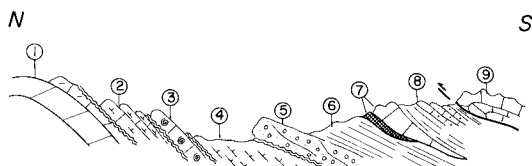


Fig. 4.-Corte tipo del sinclinal de Alcoy.
1. Dolomías Cenomanienses. 2. Margas y Calizas Campañenses. 3. Calizas Aquitanienses con costras ferruginosas a techo. 4. Margas Burdigaliense - Langhienses. 5. Conglomerados y areniscas con fuerte contaminación de materiales de edad triásica. 6/8. Margas y areniscas Serravaliense - Tortonienses. 7. Calizas Eocenas con contaminación de materiales triásicos y materiales del Triás. 9. Olistolitos de Calizas Eocenas retocadas tectónicamente con posterioridad a la delapsión.

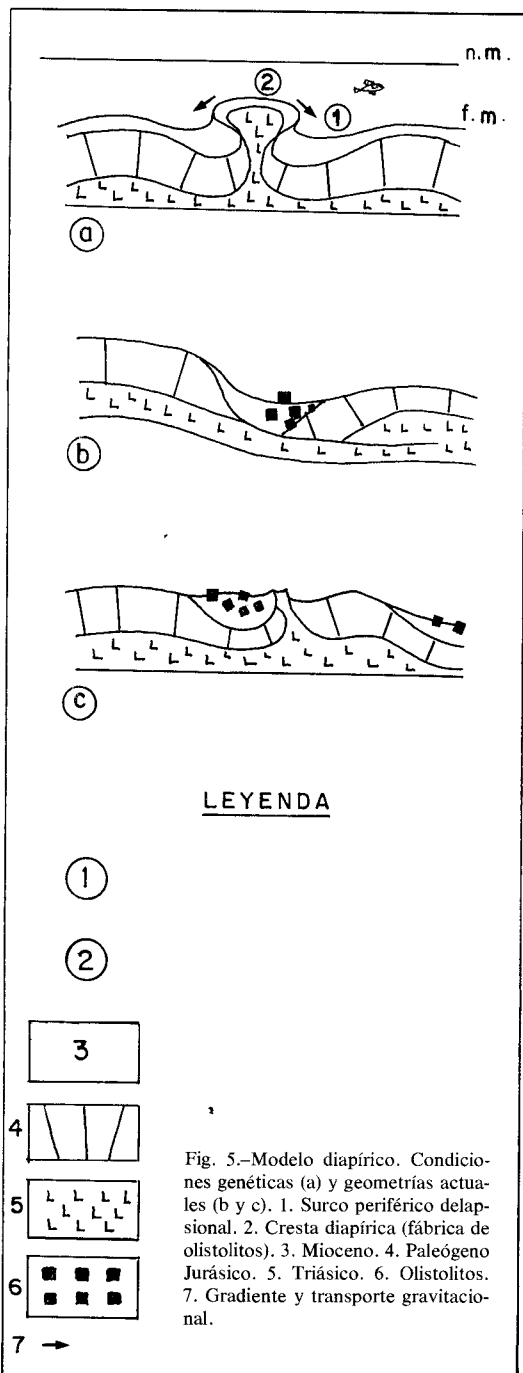
La envergadura y eficacia del proceso se puede alcanzar gracias a las continuas condiciones de inestabilidad de la cresta diapírica y sus surcos anejos. A esta trampa de olistolitos podíamos llamarla *surco periférico delapsional* y *olistolitos de cresta* al material sedimentario que ella recibe (Fig. 5).

Los frentes de olistolitos descritos son interpretados y así definidos como generados a partir de crestas diapíricas miocenas, hoy cicatrices triásicas de S.^a Grossa, Gallinera, Castalla, Bernia, Finestrat y El Cid (Fig. 1).

Si el proceso gravitacional está directa y estrictamente inducido por las condiciones de contorno, cresta diapírica y surco anejo, es igualmente observable que son muy escasos los olistolitos transportados hacia el Sur. Los grandes frentes descritos reflejan, por así decirlo, la vergencia Norte de la cadena; de ahí su tradicional interpretación como unidades tectónicas. Tales observaciones parecen indicar una marcada asimetría de las estructuras diapíricas, cresta y surco, y/o un concurso de la compre-

sión tectónica intramiocena como elemento destabilizador de las ya por sí inestables crestas diapíricas submarinas del mar mioceno.

Como consecuencia lógica del normal desa-



rollo de las cuencas salinas clásicas, más precoces y complejas desde el interior de la cuenca a los márgenes, la edad de los fenómenos delapsionales parece migrar en el tiempo de Sur a Norte, es decir, del Prebético Interno al Prebético Externo. Esto unido al desarrollo de la contaminación triásica de pequeña y gran talla, resistente y blanda, que se observa en los materiales del Cretácico Medio y Superior del Prebético

Interno nos lleva a pensar en la necesidad de una revisión profunda de sectores aún más internos de la cadena, Dominio Subbético, donde ya otros autores (Foucault 1966; Guigon y Busnardo 1972), han puesto de manifiesto la presencia de grandes olistolitos intracretácicos o tratado de explicar el clásico rabotaje basal en relación con fenómenos diapíricos al menos en origen.

BIBLIOGRAFÍA

- Azema, J. (1966).—Géologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne). *Bull. Soc. géol. de France* (7), VIII, 80-86.
- Foucault, A. (1966).—Le diapirisme des terrains triassiques au Secondaire et au Tertiaire dans le Subbétique du NE de la province de Grenade (Espagne méridionale). *Bull. Soc. géol. de France* (7) VIII, 527-536.
- Guigon, I. y Busnardo, R. (1972).—Significación de una Klippe sedimentaria: La Peña de Martos (Jaén). *VI reunión del Grupo Español de Sedimentología. Granada*.
- I.G.M.E.—Hojas geológicas a 1/50.000 de: Canals (794), Játiva (795) Gandía (796), Onteniente (820), Alcoy (821), Benisa (822), Javea (823), Castalla (846), Villajoyosa (847) Altea (848) Elda (871) y Alicante (872).
- Martínez del Olmo, W., Leret, G. y Megias, A. G. (*in litt.*).—El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico Superior en la zona Prebética. *II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España*.
- Megias, A. G., Leret, G., Martínez del Olmo, W. y Soler, R. (1983).—La sedimentación Neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario. *Mediterránea ser. géol.*, 1, 83-103.
- Sanz de Galdeano, C. (1973).—Geología de la transversal Jaén Frailes. (Provincia de Jaén). Tesis doctoral Universidad de Granada.

