

TECTONICA SINSEDIMENTARIA EN EL APTIENSE Y ALBIENSE DE LA REGION VASCOcantabRICA OCCIDENTAL

POR

JOAQUÍN GARCÍA-MONDÉJAR *

RESUMEN

Los materiales urgonianos del dominio peri-asturiano se formaron bajo unas condiciones de subsidencia diferencial acusada, cuyos efectos principales, aparte de los grandes espesores ligados a surcos, fueron el control arrecifal con creación de fuertes taludes, la aparición de fallas de crecimiento ligadas a deltas, y el desarrollo de perforaciones diapíricas. Al mismo tiempo, y de una manera rítmica, se produjeron también varias pulsaciones tectónicas, que originaron discordancias y rejuvenecimiento de relieves existentes en el área fuente. Todas estas manifestaciones de tectónica sinsedimentaria pueden suponerse procedentes de un origen común, concretamente la apertura del golfo de Vizcaya, dentro del proceso de formación del Atlántico Norte.

ABSTRACT

The Urganian materials of the Peri-Asturian domain were formed under conditions of marked differential subsidence the main effects of which, apart from the large thicknesses connected with troughs, were reef control with the creation of steep slopes, the appearance of growth faults connected with deltas and the development of salt domes perforations. At the same time and at a steady rate, several tectonic pulsations were also produced, originating discordances and the rejuvenation of reliefs existing in the source area. It can be

* Departamento de Geología (Estratigrafía), Facultad de Ciencias, Bilbao.

assumed that all these displays of sinsedimentary tectonics proceed from a common origin, specifically the Biscay's gulf opening within the formative process of the Northern Atlantic.

INTRODUCCION

Los pisos Aptiense y Albiense están ampliamente representados en la Región Vasco-Cantábrica, tanto a nivel de afloramientos como en porcentaje de materiales respecto a la columna estratigráfica general. Su sedimentación se produjo siguiendo las pautas establecidas en el Cretácico precedente, al menos en lo que concierne a la disposición general del área de subsidencia vasco-cantábrica; sin embargo, nuevos elementos tales como una invasión marina casi generalizada, con desarrollo de facies arrecifales de Rudistas, el comienzo o fuerte aceleración de los movimientos halocinéticos, y la aparición de surcos con relleno flysch, dieron lugar a que, en conjunto, estos pisos pueden ser hoy día bien individualizados entre el resto de los cretácicos, constituyendo los típicos episodios urgoniano y supraurgoniano del norte de España. La causa última de los acontecimientos ocurridos durante este intervalo, hay que buscarla en los diversos tipos de movimientos tectónicos, los cuales jugaron un importantísimo papel en relación con la sedimentación; pueden ser detectados a través de sus acciones directas, al haber creado subsidencia diferencial, ligeros plegamientos y discordancias, así como a través de sus influencias o acciones indirectas, condicionando batimétrica e hipsométricamente las facies.

Las relaciones entre tectónica y sedimentación de estas edades han sido esbozadas desde hace tiempo por diversos autores, sobre todo en los aspectos correspondientes a subsidencia, control de facies, diapirismo y pulsaciones tectónicas; se pueden citar en este sentido los trabajos de RIOS (1956), RAT (1959), MANGIN y RAT (1962), CIRY *et al.* (1967), BRINKMANN y LÖGTERS (1968), RAMIREZ DEL POZO y AGUILAR TOMAS (1969), FEUILLEE (1971), FEUILLEE y RAT (1971), RAMIREZ DEL POZO (1971), SOLER y JOSE (1972), AGUILAR (1975), FLOQUET y RAT (1975), GARCIA-MONDEJAR y PUJALTE (1975, 1981), PASCAL, RAT y SALOMON (1976), GARCIA-MONDEJAR (1979a, 1979b), RAT y PASCAL (1979), PASCAL (1980), BADILLO (1982) y GARCIA-MONDEJAR y GARCIA-PASCUAL (1982). La descripción que sigue analiza las actuaciones tectónicas en base a su incidencia en la sedimentación, y termina con un apartado sobre causas últimas tectónicas en el que se relacionan los movimientos locales con los de mayor escala asociados a la apertura del Golfo de Vizcaya.

FORMAS DE ACTUACION TECTONICA

Subsidencia diferencial

El régimen de hundimiento en el dominio periasturiano (W de la región), ha sido objeto de análisis detallados por parte del autor en varios trabajos previos, llegando a establecer un surco principal de elongación W-E, compartimentado internamente por altos y surcos secundarios. Las principales unidades tectoestratigráficas se describen en GARCIA-MONDEJAR (1979a, Fig. 173) y en GARCIA-MONDEJAR y PUJALTE (1981, Fig. 5); en ambos trabajos se representa un corte aproximadamente S-N (aquí en Fig. 1), del que se pueden ex-

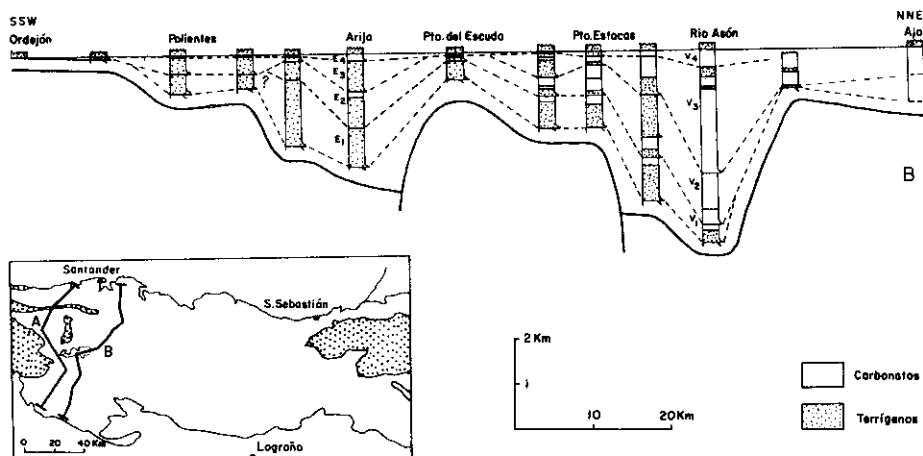


FIG. 1.—Subsidencia diferencial del Complejo Urganiano en el dominio periasturiano, según un corte S-N.

traer las siguientes consideraciones: 1.º la subsidencia estuvo controlada por fallas en profundidad, cuyo mayor o menor juego produjo diferencias en el espesor de materiales acumulados localmente; 2.º se detecta un surco principal limitado por sendos altos en la franja costera santanderina y en la región plegada del Pisuega; en su parte central existe otro alto (puerto del Escudo), con numerosas discordancias, que delimitó un área de mayor influencia marina al Norte, y otra de mayor influencia continental al Sur; 3.º desde el Aptiense inferior (E₁, V₁) hasta el Albiense superior (E₄, V₄), se produjo un desplazamiento hacia el Norte del área de máxima subsidencia, carácter iniciado previamente durante la sedimentación del

Complejo Purbeck-Weald; y 4.º) las zonas de alto paleogeográfico reflejan una continuidad de estructuras previas del macizo asturiano, hacia el Este y en profundidad, cuyas directrices principales son W-E y WNW-ESE.

Control arrecifal, creación de taludes y fallas de crecimiento

El condicionamiento tectónico de la aparición de calizas masivas con Rudistas, fue ya analizado por RAT (1959), quien señaló la influencia de las arrugas del fondo marino urgoniano, sobre el emplazamiento de tales masas bioconstruidas. Los ejemplos más claros habrían sido la barrera de Ramales, determinada por el anticlinal paleozoico-triásico de la Sierra del Escudo de Cabuérniga, y las calizas del anticlinorio nord-vizcaíno, formadas gracias a la existencia en profundidad de la prolongación del macizo de Cinco Villas. En CIRY *et alt.* (1967, Fig. 8), RAT ofrece un esquema gráfico del primer ejemplo, mientras que en FLOQUET y RAT (1975, Fig. 5), el ejemplo pertenece a la Sierra de Aralar. Posteriormente, GARCIA-MONDEJAR (1979a, Figs. 131 y 136) destacó el mismo carácter para el frente de plataforma carbonatada de Asón-Imunia (Fig. 2), y en GARCIA-MON-

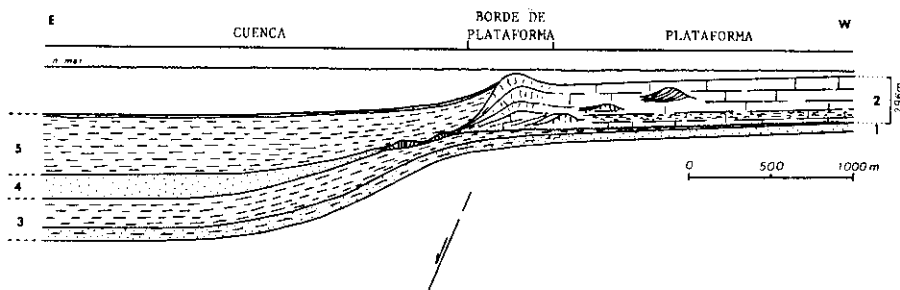


FIG. 2.—Control tectónico de las facies arrecifales urgonianas. Plataforma: calizas de Las Machorras. Cuenca: margas, areniscas y lutitas de Soba.

DEJAR y PUJALTE (1981, Fig. 63), el mismo autor ofrece un análisis más detallado de dicho frente. A través de todos estos casos se constata que las calizas urgonianas masivas se localizaron en áreas de subsidencia relativamente moderada, mientras que en las zonas de «cuenca» adyacentes se originaron fuertes espesores de margas, lutitas y areniscas, de colores oscuros. La subsidencia diferencial acusada que experimentó la región, originada presumiblemente a raíz de una tectónica de bloques, que produjo compartimentaciones es-

trechas y alargadas, dio lugar a la formación de taludes cortos y fuertemente inclinados; en ellos fueron frecuentes indentaciones de sedimentos de plataforma (calizas) y de cuenca (margas sobre todo), así como fenómenos de desplomes gravitatorios creadores de *slumpings*, flujos de derrubios y corrientes de turbidez. Cuando la tectónica de bloques sinsedimentaria, actuando en espacios bastante reducidos, creó subsidencias diferenciales muy acusadas, los movimientos resultantes llegaron a reflejarse en superficie mediante fallas de crecimiento. El caso más espectacular es el de la cara oeste de Castro-Valnera (Fig. 3), analizado en detalle por GARCIA-MONDEJAR

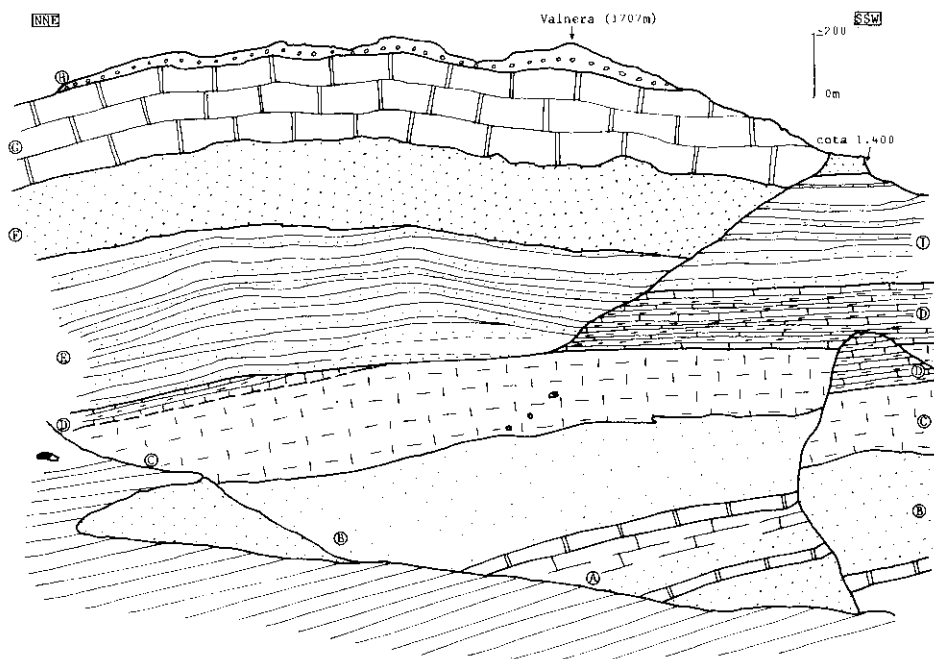


FIG. 3.—Falla de crecimiento de Valnera, ligada al dispositivo deltaico Valnera-Río Miera.

(1979a, pág. 296); en dicha cara existe una falla con gran salto vertical en su parte central (más de 300 m), la cual se amortigua y desaparece rápidamente hacia el Norte, coincidiendo con la horizontalización de su plano; éste presenta estrías que reflejan una componente vertical de deslizamiento, y además multitud de calcos de surcos dispuestos horizontalmente, cuyo sentido de paleocorriente

coincide con el vector local de paleocorriente de la unidad F. El origen de esta estructura hay que ligarlo al desarrollo del surco sobre el que se instaló el delta de Valnera-Río Miera; fallas similares se han descrito en muchos aparatos deltaicos actuales.

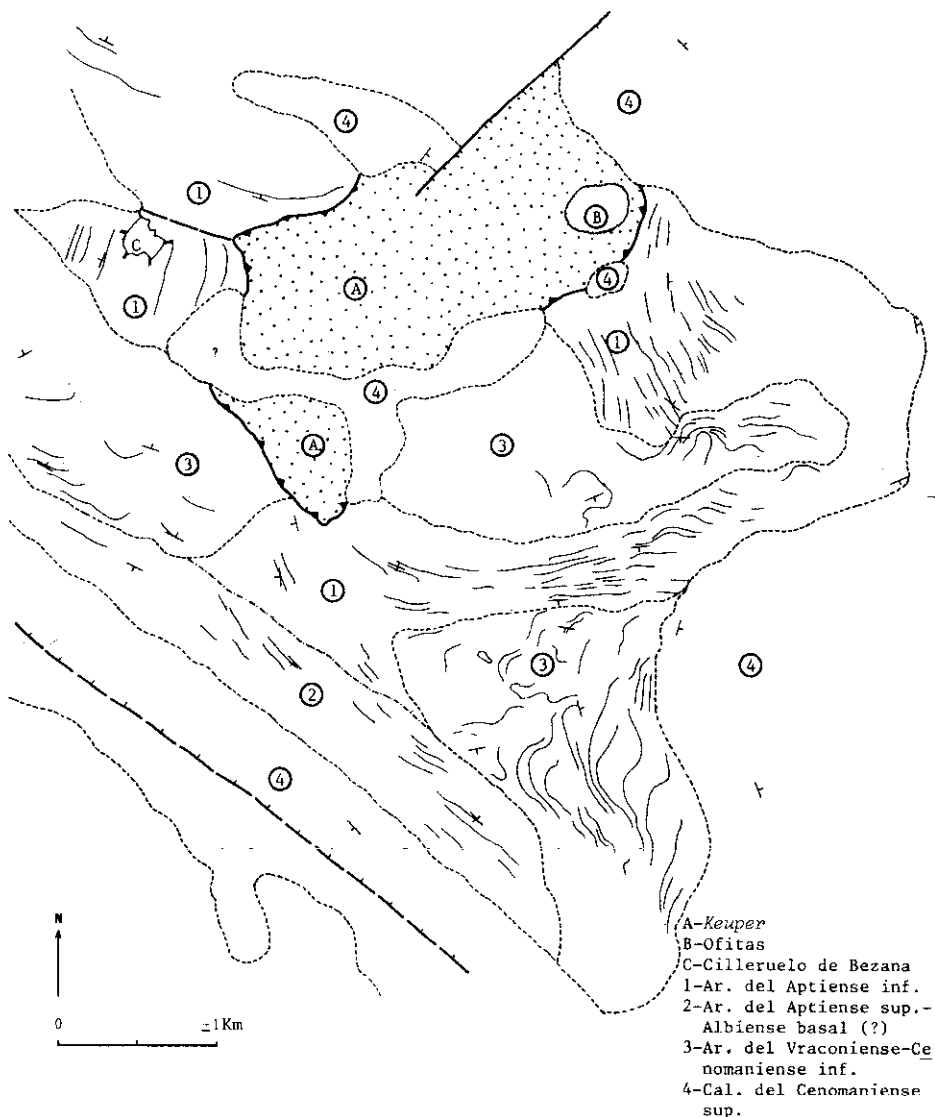


FIG. 4.—Esquema fotogeológico del diapiro de Cilleruelo de Bezana. Las líneas finas a trazos son superficies de discordancia; las finas continuas representan crestones areniscosos que subrayan la estructura.

Diapirismo

Aunque la actividad halocinética fue muy intensa durante el Cretácico en la Región Vasco-Cantábrica, difícilmente se han podido datar perforaciones diapíricas en el Cretácico inferior. En GARCIA-MONDEJAR (1979a, pág. 528), se describe el diapiro de Cilleruelo de Bezana, situado inmediatamente al Este del pantano del Ebro, y se le atribuye una historia perforante dentro del Cretácico inferior (hasta el Cenomaniense medio). La evolución de este diapiro puede seguirse mediante el análisis estratigráfico de los materiales que lo rodean (Fig. 4); tales materiales son esencialmente areniscas y lutitas azoicas, además de calizas y margas del Cenomaniense medio (datación de FEUILLEE, 1967, pág. 238), discordantes sobre el núcleo y los flancos diapíricos, cuya no afectación por parte del diapiro permite establecer el momento final de la actuación de éste. En la figura citada se observa el núcleo extrusivo de Trías superior (Keuper, A), conteniendo masas de ofitas (B) y algunas calizas atribuibles al Muschelkalk; un primer nivel areniscoso-microconglomerático (1), cuyos estratos llegan a encontrarse verticalizados al sur del núcleo, atribuible por análisis estratigráfico al Aptiense inferior; una segunda unidad areniscosa (2) discordante sobre 1 al sur del núcleo, perteneciente probablemente al Aptiense superior-Albiense inferior; otra unidad areniscosa (3), en clara discordancia angular sobre las precedentes, que puede ser atribuida al Albiense superior-Cenomaniense inferior; y, finalmente, unas calizas y margas del Cenomaniense medio (4), descansando indistintamente sobre cualquiera de las unidades anteriores (incluido el Keuper). Atendiendo a los efectos tectónicos

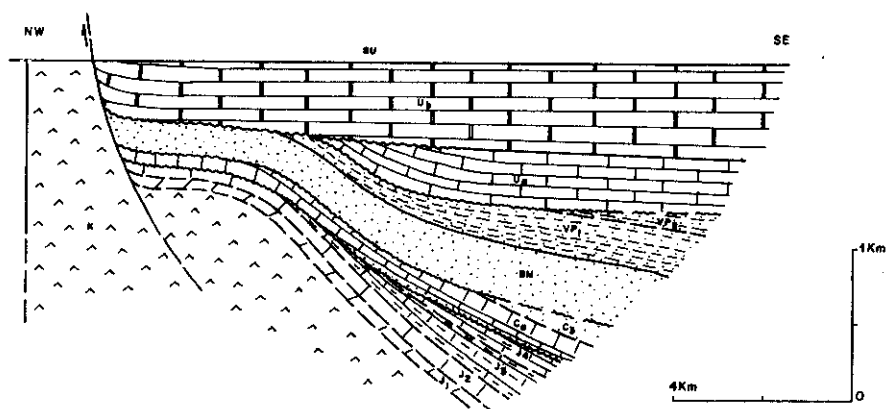


FIG. 5.—Diapiro de Pondra (E de Ramales de la Victoria). U (a + b) y SU representan al urgoniano y al supraurgoniano, respectivamente.

causados en estas unidades, la máxima perforación diapírica se produjo antes de la sedimentación de la unidad 3; posteriormente, en el Cenomaniense medio, tras unos ligeros movimientos finales afectando a dicha unidad, el diapiro pasó a la inactividad total.

Otros ejemplos de actividad diapírica parecidos al descrito, son el de Pondra, en el área de Ramales de la Victoria (Fig. 5), (en BADILLO, 1982), y el de Miravalles, al sur de Bilbao (Fig. 6) (en GARCIA-MONDEJAR y GARCIA-PASCUAL, 1982). En el primero de

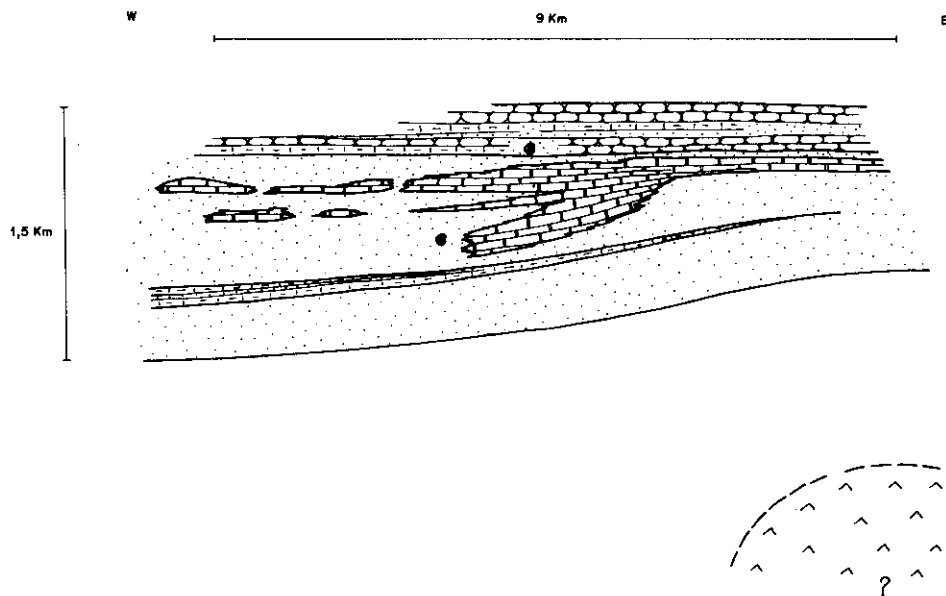


FIG. 6.—Intumescencia de probable origen diapírico en Miravalles (S de Bilbao), controlando los espesores y facies del Aptiense.

ellos la actividad diapírica se desarrolló desde el Cretácico inferior hasta el Cenomaniense, como mínimo, mientras que en el segundo lo único que se puede decir es que dicha actividad condicionó la sedimentación aptiense.

Pulsaciones tectónicas, formación de discordancias y rejuvenecimiento de relieves

En el transcurso del Aptiense y del Albiense, una serie de pulsaciones tectónicas en el dominio peri-asturiano llevó a la formación de 4 secuencias deposicionales principales; cada secuencia está limi-

tada por dos rupturas sedimentarias, que aparecen en muchas partes en forma de discordancias angulares y, en otras, como cambios bruscos litológicos (GARCIA-MONDEJAR, 1979a, pág. 628). La primera pulsación se produjo hacia el tránsito Barremiense-Aptiense, y la segunda hacia el fin del Aptiense inferior; ambas supusieron principalmente un rejuvenecimiento de las áreas madre occidentales. La tercera, ocurrida hacia el techo del Albiense inferior, produjo algunos pliegues y rejuveneció relieves al Sur y al SE del dominio periasturiano (GARCIA-MONDEJAR, 1982). La cuarta pulsación tuvo lugar en el Albiense superior, dando lugar a la formación de algunos pliegues suaves, y a una discordancia finerosiva en ciertas áreas. Finalmente, una quinta pulsación que se produjo al final del Albiense, rejuveneció los relieves de la Meseta y del Macizo Asturiano, creó una discordancia con paleo-relieves locales, y dio paso a la sedimentación de las areniscas de «Utrillas». Aunque en determinados momentos se produjo una intensificación de los esfuerzos tectónicos, éstos actuaron en ciertas áreas de una forma casi continua, formando suaves discordancias progresivas como las que se muestran en la cubeta sinclinal de Sta. Gadea (Fig. 7). La aceleración

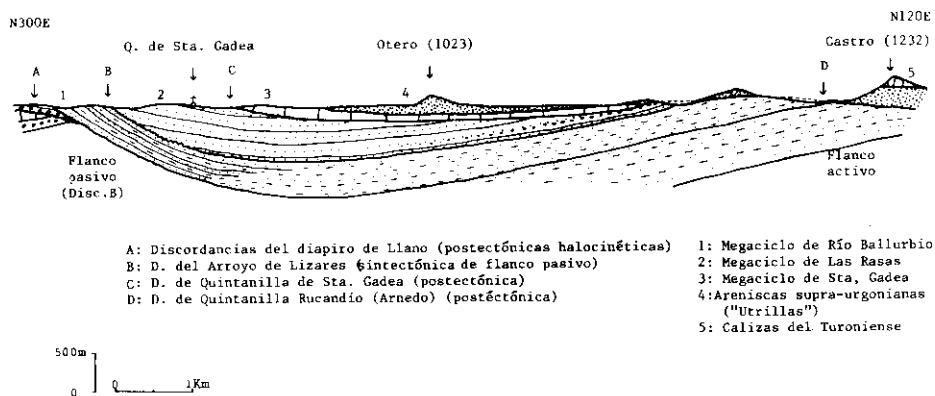


FIG. 7.—Discordancias presentes en la cubeta de Sta. Gadea (S del pantano del Ebro).

momentánea de la acción diapírica en algunos altos paleogeográficos, también produjo discordancias dentro de las series de calizas urgonianas, siendo un ejemplo de ello el alto de la Siera del Escudo de Cabuérniga-Alisas, a la altura del valle del Río Carranza (BADI-LLO, 1982).

Un análisis detallado de las estructuras tectónicas en la parte central del dominio periasturiano, ha permitido reconocer alguna

o varias de las cinco pulsaciones descritas, reflejándose todo ello en el mapa de cronología de estructuras de la figura 8. La integración de dicho mapa en el esquema tectónico general de la región vasco-cantábrica (Fig. 9), viene a demostrar la influencia de las estructuras del Macizo Asturiano sobre las del Cretácico adyacente, al menos hasta cerca del meridiano de Bilbao, donde las directrices «asturias» enlazan con las «pirenaicas».

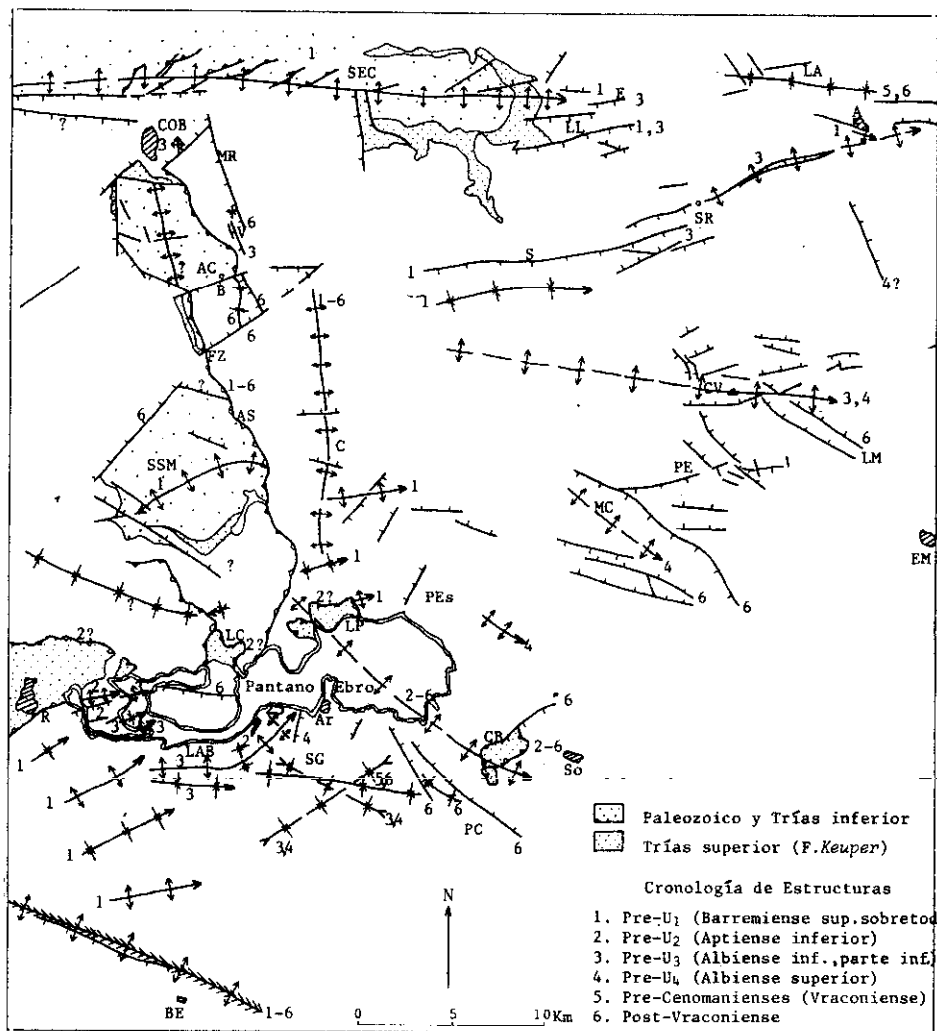


FIG. 8.—Cronología de estructuras en la parte central del dominio peri-asturiano. Las letras son iniciales de nombres toponímicos locales.

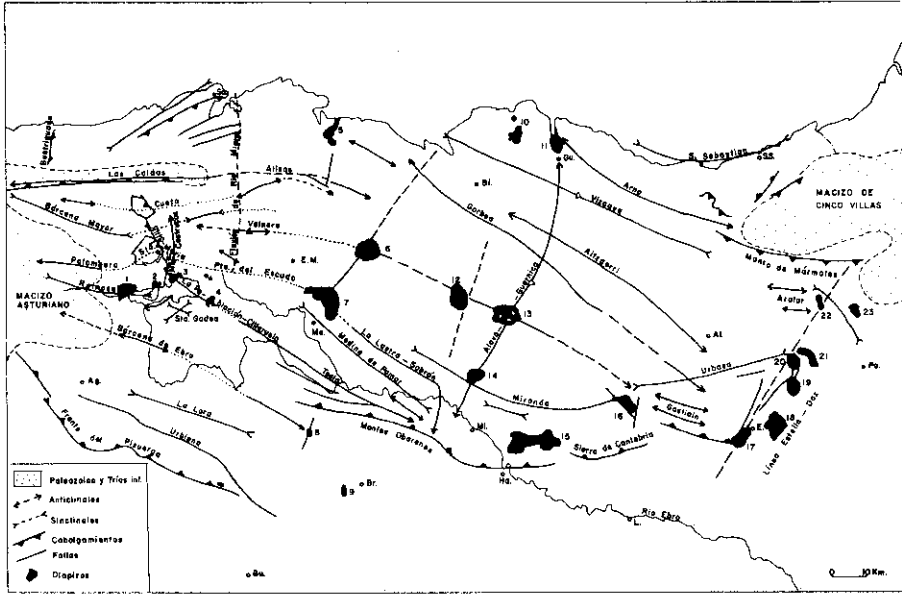


FIG. 9.—Ensayo de unión de las principales estructuras peri-asturianas con las del resto de la Región Vasco-Castábrica. Diapiros: 1) Reinosa.—2) La Costana.—3) La Población.—4) Cilleruelo de Bezana.—5) Ramales-Laredo (Pondra).—6) Villasana de Mena.—7) Salinas de Rosío.—8) Poza de la Sal.—9) Salinillas de Bureba.—10) Baquio-Mungüía.—11) Guernica.—12) Orduña.—13) Murgüía.—14) Salinas de Añana.—15) Peñacerrada.—16) Maestu.—17) Estella.—18) Alloz.—19) Salinas de Oro.—20) Ulzurrun.—21) Atondo.—22) Echalecu.—23) Olagüe.

CAUSAS ULTIMAS DEL TECTONISMO

Las diversas manifestaciones analizadas en los apartados anteriores demuestran, en primer lugar, la existencia de movimientos verticales de bloques, creadores de altos, surcos, arrecifes, taludes, fallas y diapiros; en un sentido diferente, ponen también de manifiesto la actuación de pulsaciones tectónicas, creadoras de suaves pliegues, discordancias, rejuvenecimiento de relieves en el área fuente, y de una organización en secuencias deposicionales que incluye testimonios de diversas transgresiones marinas. En dos trabajos anteriores (GARCIA-MONDEJAR, 1979a y b), se ha intentado conectar todos estos hechos con la tectónica global, concretamente con la apertura y creación de corteza oceánica en el Golfo de Vizcaya; como base de esta conexión, se ha utilizado la posibilidad de correlacionar tanto pulsaciones tectónicas como transgresiones, con otras establecidas a nivel mundial, supuestamente provenientes de momen-

tos de aceleración de deriva continental. Los dos tipos principales de estructuraciones en el dominio periasturiano, cuyas orientaciones de aproximadamente N-S y E-W, respondieron a momentos de máximas influencias marinas y continentales, respectivamente, se habrían formado merced a sendos ejes de expansión de corteza oceánica, de similares orientaciones, situados respectivamente al W y N de la Península Ibérica. Uno de los momentos claves de todo este proceso tectono-sedimentario, fue el de iniciación de la tercera secuencia urgoniana U₃, localizado en el techo del Albiense inferior. Se produjo entonces una inundación de terrígenos de gran tamaño de grano, además de discordancias, suaves pliegues y, sobre todo, paleopendientes en sentido NW, motivadas por la existencia del surco Engaña-Río Miera. Teniendo en cuenta que aproximadamente hacia la parte final del Albiense inferior, dio comienzo la sedimentación flysch en el surco nord-vizcaíno, la asociación de estos dos surcos entre sí y la de ambos con los del resto del Golfo de Vizcaya, ha permitido dibujar el esquema de la figura 10; a partir de él se deduce una relación directa entre el surco de Engaña-Río Miera (5), y la depresión de Santander (8), y como en esta depresión es clara su asociación con la apertura del golfo (MONTADERT *et alt.*, 1974), lo mismo se puede concluir para dicho surco y los movimientos que lo crearon.

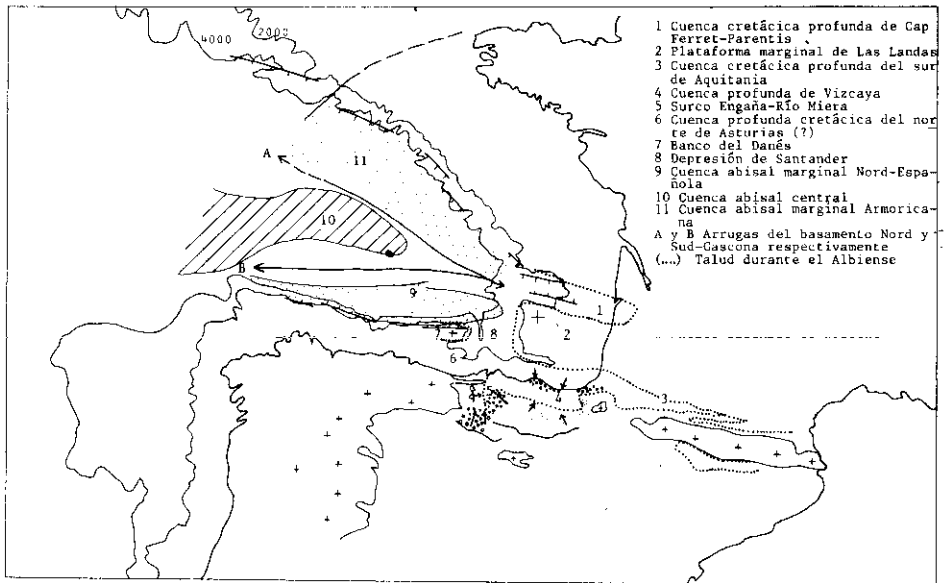


FIG. 10.—Relación del surco de Engaña-Río Miera (5), con la Depresión de Santander (8) y el surco flysch nord-vizcaíno. Las flechas indican sentido de paleocorrientes.

Estos movimientos, finalmente, habrían estado relacionados con la deriva de la Península Ibérica hacia el SE, en relación con Europa (según DEREGNAUCOURT y BOILLOT, 1982).

REFERENCIAS

- AGUILAR, M. J. (1975): Sedimentología y paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica. *Estudios Geológicos*, vol. XXXI, pp. 1-213.
- BADILLO, T. (1982): Estudio geológico del sector de Ramales de la Victoria (prov. de Santander). *Kobie*, núm. 12, pp. 139-171.
- BRINKMANN, R., y LÖGTERS, H. (1968): Diapirs in Western Pyrenees and Foreland, Spain (in Diapirism and Diapirs, Ed. by BRAUNSTEIN, J., y O'BRIEN, G. D.). *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, pp. 275-292.
- CIRY, R.; RAT, P.; MANGIN, J. Ph.; FEUILLÉE, P.; AMIOT, M.; COLCHEN, M., y DELANCE, J. H. (1967): Compte-rendu de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Espagne: Des Pyrénées aux Asturies. *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 9, pp. 389-444.
- DEREGNAUCOURT, D., y BOILLOT, G. (1982): Nouvelle carte structurale du Golfe de Gascogne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 294, sér. II, pp. 219-222.
- FEUILLÉE, P. (1967): Le Cénomanién des Pyrénées basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. *Mem. Soc. Géol. France*, vol. 46, 343 páginas.
- (1971): Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cénomanién Pyrénéo-Cantabrique: Problèmes d'environnement sédimentaire. *Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol. 9, pp. 277-311.
- FEUILLÉE, P., y RAT, P. (1971): Structures y Paléogeographies Pyrénéo-Cantabriques. In: «Histoire Structurale du Golfe de Gascogne», Technip, París, v. 1-v. 1.48.
- FLOQUET, M., y RAT, P. (1975): Un exemple d'interrelation entre socle, paléogéographie et structure dans l'arc pyrénéén basque: La Sierra d'Aralar. *Rev. de Géographie phisique et de Geol. dynamique*, vol. XVII, pp. 497-512.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1979 a): El Complejo Urgoniano del sur de Santander. Tesis doctoral, Universidad de Bilbao, *Ann. Arbor*, Michigan, University Microfilms International, 673 pp., 203 figs.
- (1979 b): Successions paléogéographiques du Complexe Urgonien dans le SW de la Région Basco-Cantabrique (nord de l'Espagne). *Géobios*. *Mém. sp.*, n.º 3, pp. 71-78.
- (1982): Rejuvenecimiento del área distributiva del NE de la Meseta (provincias de Palencia y Burgos), en el Albiense inferior-medio. IGME, *Temas Geológico-Mineros*, VI, pp. 255-271.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J., y GARCÍA-PASCUAL, I. (1982): Estudio geológico del anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua. *Kobie*, núm. 12, pp. 101-137.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J., y PUJALTE, V. (1975): Contemporaneous tectonics in the Early Cretaceous of central Santander province, North Spain. IX In-

- ter. Congr. on Sedimentology. Nice. Tectonic and Sedimentation, t. IV, pp. 131-137.
- (1981): El Jurásico superior y Cretácico inferior de la Región Vasco-Cantábrica (parte occidental). Libro-guía de Jornadas de Campo, 9-12 septiembre 1982. Grupo Español del Mesozoico. P. I. G. C. Mid Cretaceous Events. Dpto. Geología, Bilbao, 133 pp., 95 figs.
- MANGIN, J. Ph., y RAT, P. (1962): L'évolution postthercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne). Livre à la Mémoire du Prof. P. Fallot, t. 1, *Mém. h. sér. Soc. Geol. Fr.*, pp. 333-349.
- MONTADERT, L.; WINNOCK, E.; DELTIEL, J. R., y GRAU, G. (1974): Continental Margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay. In: «The Geology of Continental Margins», BURK y DRAKE Ed. Springer-Verlag, Berlín, páginas 323-342.
- PASCAL, A. (1980): Importance du facteur tectonique dans la répartition et la morphologie des dispositifs sédimentaires urgoniens basco-cantabriques (Espagne). *VIII^e Réun. Ann. Sc. Terre*.
- PASCAL, A.; RAT, P., y SALOMON, J. (1976): Sédimentation, stratigraphie et dynamique dans le complexe continental et marin basco-cantabrique (Jurassique terminal-Albien). *4.^a Réun. ann. Sc. Terre*, París.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1971): Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica). *Mem. I. G. M. E.*, t. 78, 357 pp.
- RAMÍREZ DEL POZO, J., y AGUILAR TOMÁS, M. J. (1969): Ciclotemas en el Aptense superior y Albense inferior de Nograro (Alava). *Acta Geológica Hispánica*, vol. IV, pp. 113-118.
- RAT, P. (1959): Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne). *Pub. Univ. Dijon*, vol. XVIII, 525 pp.
- RAT, P., y PASCAL, A. (1979): De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens. *Géobios. Mém. spec.*, n.º 3, pp. 385-399.
- RÍOS, J. M. (1956): El Sistema Cretáceo en los Pirineos de España. *Mem. I. G. M. E.*, vol. LVII, pp. 1-128.
- SOLER y JOSÉ, R. (1972): El Jurásico y Cretácico inferior de Leiza y Tolosa (cuenca cantábrica oriental). *Bol. Geol. y Min.*, 83, fasc. 3.º, pp. 14-27.