

# Análisis estructural de los surcos periféricos del diapiro de Murguía (Álava, Cuenca Vasco-Cantábrica)

*Structural analysis of the Murguía diapir's peripheral troughs (Álava, Basque-Cantabrian Basin)*

B. Ábalos<sup>(1,\*)</sup>, N. Alonso<sup>(2)</sup>, T. Berrocal<sup>(2)</sup>, A. Furundarena<sup>(2)</sup>, I. Gorospe<sup>(2)</sup>, G. Martínez-Escarriaza<sup>(2)</sup>, I. Matxain<sup>(2)</sup> y M.E. Sánchez-Lorda<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 Bilbao

<sup>(2)</sup> GEOLAN, Junior Empresa, Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 Bilbao

<sup>(\*)</sup> Autor a quien debe dirigirse la correspondencia

## ABSTRACT

*Structural analysis of the eastern sector of the Murguía diapir permits to disclose and map a number of geological structures related to the middle to late Cretaceous evolution of the diapir. These structures, not described so far in the literature, comprise syntectonic unconformities and synsedimentary scars related to rim synclines and anticlines that represent, respectively, the secondary and primary (inverted) peripheral troughs of the diapir.*

**Key words:** *peripheral troughs, syntectonic sedimentation, Cretaceous, Basque-Cantabrian Basin, Spain.*

*Geogaceta*, 34 (2003), 7-10  
ISSN:0213683X

## Introducción

En la parte meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica (en el denominado «Surco Alavés» por Ramírez del Pozo, 1973, y por otros autores «Margen Ibérico Cretácico» cf. Martín Chivelet *et al.*, 2002) existen varios diapiros aflorantes y ocultos dispuestos a lo largo de lineamientos que coinciden aproximadamente con límites entre dominios paleogeográficos cretácicos y han sido interpretados tradicionalmente en relación con fallas del zócalo (Feuillée y Rat, 1971; García Mondéjar *et al.*, 1996). Los fenómenos diapíricos han sido activos en la Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC) desde el Cretácico medio, en especial desde el Albiense. Algunos diapiros perforaron la cobertera sedimentaria y llegaron a aflorar en el Turoniense (Kind, 1967; Brinkmann y Lötgers, 1968).

Los fenómenos geológicos relacionados con la halocinesis y con la perforación de la cobertera suelen quedar registrados en las formaciones encajantes de cada diapiro. Esto es así particularmente en las sucesiones estratigráficas depósitadas coetáneamente con su actividad, la cual condiciona sus facies, espesores, acuñaientos y la localización y migración de sus depocentros (Trusheim, 1960; Sannemann, 1968; Jenyon, 1986).

## Geología del diapiro de Murguía

El diapiro de Murguía (Álava) es probablemente uno de los de más larga histo-

ria y de mayor complejidad estructural de la CVC. Aflora al NO de Vitoria (entre las localidades de Murguía e Izarra) y constituye una alineación de dirección N120E con los diapiros de Orduña (Álava-Vizcaya) y Villasana de Mena (Burgos) por el ONO y con los de Maestu (Álava) y Estella (Navarra) por el ESE (Fig. 1A). Fue estudiado en detalle por Ríos (1947, 1952) y Stackelberg (1960), y sus rasgos cartográficos han sido revisados posteriormente por García-Rodríguez y Fernández-Alvarez (1973), Ramírez del Pozo *et al.* (1978, 1979) y Arriola *et al.* (1994).

Existen varias características que denotan la complejidad estructural y la singularidad del diapiro: (a) posee un contorno elíptico en vez de circular (Fig. 1B); (b) su chimenea no es vertical sino inclinada, como ha podido constatar en los perfiles sísmicos que lo atraviesan (Ramírez del Pozo, 1973); (c) aflora en el núcleo de una estructura anticlinal de cerca de 1 km de amplitud y casi diez de semilongitud de onda (el anticlinal de Apodaca) elongado paralelamente a su eje (Fig. 1A); y (d) sus formaciones encajantes no se organizan siguiendo una simetría concéntrica.

Las relaciones antedichas apuntan a que el diapiro, una vez conformado, fue deformado por la tectónica alpina a partir del Eoceno superior-Oligoceno inferior. Dicha tectónica estuvo relacionada en este dominio con el cabalgamiento hacia el S de la CVC meridional sobre la depresión del Ebro, y al deformar al diapiro y a su encajante ha enmascarado en cierta medida

sus registros halocinético (previo a la perforación de la cobertera) y diapírico (coetáneo con dicha perforación). Así, los materiales salinos están en contacto en la parte septentrional de la estructura con formaciones más antiguas, mientras que en la parte meridional lo están con sucesiones más modernas, homogéneas y potentes. En la porción oriental de la cobertera que circunda al diapiro (al E de Murguía) aflora un registro suficientemente extenso, variado y continuo con disposiciones estructurales que son clave para reconstruir su historia geológica.

## Relaciones estratigráficas y estructurales

En el sector oriental del diapiro es posible no sólo estudiar los acuñaientos de capas registrados por diversas formaciones del Cretácico medio sino también cartografiar varias discordancias progresivas y otros elementos estructurales (Figs. 2 y 3). Todos ellos están relacionados con la organización geométrica interna del diapiro y con los surcos periféricos de su encajante, que no habían sido descritos previamente en la literatura geológica.

Se ha admitido sin discusión que el contacto entre los materiales salinos del Trías Keuper (yesos y arcillas abigarradas) y su encajante es mecánico, verificándose en general con materiales de edad variable entre Albiense medio y Turoniense medio. Al E de Murguía (Fig. 1B) se ha descrito la presencia en la zona de contacto de una es-

cama de materiales calcáreos (de potencia hectométrica, muy brechificados y con varias generaciones de venas rellenas de carbonatos) que por su aspecto recuerdan a las carniolas de la base del Jurásico de la región (Aurell *et al.*, 2002), con los que se han correlacionado. Cerca de Jugo estos materiales asocian mineralizaciones de Pb-Zn conocidas desde antiguo (cf. García-Rodríguez y Fernández-Alvarez, 1973; Fig. 2). Las observaciones de campo realizadas (Fig. 2) han permitido reconocer, a pesar de la mala calidad de los afloramientos, que estos materiales delinear el contorno de la chimenea diapírica de forma prácticamente continua, y que se disponen incluso en la base de los dos grandes bloques de cobertura que flotan en el centro del diapiro (Fig. 1B) en este caso (sugerido también por la distribución de «carniolas» de la cartografía de Arriola *et al.*, 1994) conteniendo además cantos cuarcíticos y bloques métricos de materiales calcáreos y areniscosos. El carácter brechoide de estas rocas, la presencia de bloques y clastos de diversas litologías del encajante, la intensa circulación de fluidos demostrada por la abundancia de venas (y localmente por mineralizaciones) y su modo de afloramiento permiten reinterpretar esta unidad como un falso «sombbrero» diapírico («false cap rock»; cf. Murray, 1968), sin perjuicio de que parte de los materiales de que consta sean realmente carniolas del Jurásico inferior.

Los materiales cretácicos más antiguos en contacto tectónico con el Triás Keuper son margas oscuras con intercalaciones métricas de areniscas micáceas y calizas. Se disponen subverticales con una potencia máxima visible en afloramiento que llega a alcanzar 300-400 m y su edad es Albense medio-superior. Esta unidad, correlacionable a grandes rasgos con la Formación Valmaseda, contiene varios lentejones de calizas de facies urgoniana con restos fósiles de corales y orbitolinas. Al E de Jugo se ha reconocido la presencia de cinco de estos niveles en una secuencia vertical no tectónica (Fig. 2). La separación estratigráfica entre el más antiguo y el más moderno es de 75 m. Exceptuando el nivel central, sus potencias son de un metro o inferiores y su desarrollo lateral es decamétrico. El nivel central de calizas de facies urgoniana tiene una potencia variable entre unos pocos y 20-30 metros y su desarrollo lateral es de varios kilómetros, pudiendo ser cartografiado como un nivel guía (Fig. 2). En los mapas geológicos publicados se sitúa muy próximo al contacto entre el Albense y los materiales alternantes margosos y calizos o terrígenos del Cenomaniense (el «Flysch de Bolas» de Ríos, 1952, y de Ciry y Mendizábal, 1959). De ser así, las dos unidades car-

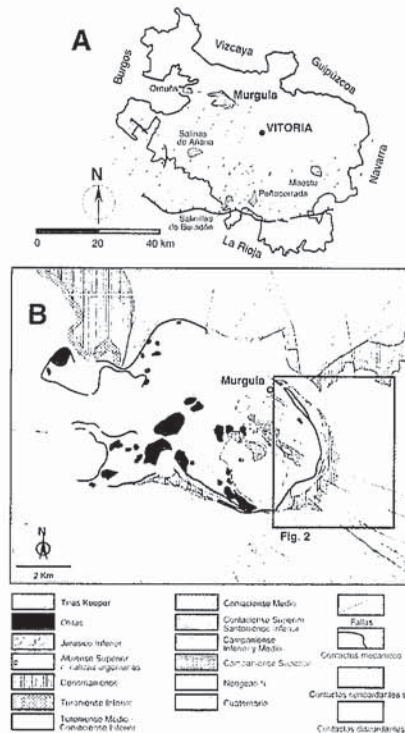


Fig. 1.- A) Contexto estructural del diapiro de Murguía en el marco geográfico de la Provincia de Álava. B) Mapa geológico simplificado del diapiro de Murguía a partir de Ramírez del Pozo et al (1978) y (1979).

Fig. 1.- A) Structural context of the Murguía diapir in the geographical reference frame of the Álava Province. B) Geological sketch map of the Murguía diapir based upon Ramírez del Pozo et al (1978) and (1979).

bonatadas superiores de facies urgoniana serían de edad Cenomaniense. La presencia de varias de estas barras carbonatadas en una misma sección ha sido interpretada ocasionalmente como debida a repeticiones de origen tectónico (Ramírez del Pozo *et al.*, 1978; Fig. 1B).

Dentro de la sucesión estratigráfica atribuida al Cenomaniense se ha diferenciado una parte inferior más margosa y una superior más detrítica, formada por barras areniscosas planares con laminaciones paralelas y cruzadas. Los contactos inferior y superior del conjunto terrígeno superior no son paralelos, de tal modo que la potencia decrece en dirección hacia el diapiro. De hecho, llega a acunarse completamente también en cartografía (Figs. 2 y 3B). Esta geometría se interpreta aquí en relación con el registro sinsedimentario de la etapa halocinética del diapiro. El depocentro de esta unidad se situaría hacia el E.

El Turoniense inferior está representado por una serie alternante de calizas y margocalizas nodulosas fácilmente correlacionable a escala regional. No configura una unidad continua alrededor del

diapiro (Figs. 1B y 2). Alcanza una potencia máxima (200 m) al S de Domaiquia y se acuña hasta desaparecer (pero sin cambiar de facies) hacia el N (al E de Murguía) y el O, volviendo a aparecer a cierta distancia del diapiro, donde su potencia aumenta hasta llegar a alcanzar varios centenares e incluso el millar de metros (Amiot *et al.*, 1982). Al E de Domaiquia el Turoniense inferior aparece con unas facies especiales e invertido (al igual que las unidades infrayacentes; Fig. 3A). La parte superior de la serie de esta edad incluye brechas calcáreas con cantos urgonianos sobre las que se disponen biohermos de equinidos subconcordantes (Fig. 2). En la sucesión suprayacente los buzamientos se recuperan rápidamente a partir del nivel de equinidos, pasando a ser de 10-15° en distancias inferiores al hectómetro (Fig. 3C). Todos estos rasgos geométricos permiten interpretar esta unidad y su organización según una discordancia progresiva (Riba, 1976) relacionada, del mismo modo que el Cenomaniense, con la etapa de halocinesis del diapiro.

Por encima de los materiales descritos se dispone una sucesión muy monótona y potente (de varios centenares de metros de espesor) que abarca desde el Turoniense medio-superior hasta el Santoniense inferior. Tiene un carácter básicamente margocalizo en esta zona y en ella la estratificación es muy homogénea y continua, con estratos de muro y techo planos y de gran continuidad lateral (Fig. 3A). La base de esta sucesión se dispone sobre el Turoniense inferior o sobre materiales más antiguos (Fig. 2). Aunque en afloramiento las relaciones sean de continuidad estratigráfica aparente, a escala cartográfica se trata de un límite de secuencia claro, en ocasiones de una discordancia de bajo ángulo. Los buzamientos de la parte basal de esta sucesión son en general elevados (de unos 60° hacia el exterior del diapiro) y disminuyen rápidamente hacia techo, de modo que en distancias horizontales de unas pocas decenas o centenares de metros se hacen prácticamente horizontales o incluso se inclinan en sentido contrario (hacia el interior del diapiro; cf. Fig. 2). Esto es lo que ocurre al E de Jugo (Figs. 3A y B), donde es posible reconocer la presencia de un estrecho sinclinal periférico («rim syncline»; cf. Jackson y Talbot, 1994). En el talud occidental de los túneles de Ayurdín la base de la sucesión Turoniense medio-superior muestra la cicatriz de un deslizamiento submarino («scar»). Se trata de un contacto neto que corta con un ángulo muy bajo (15°) a la estratificación del bloque de muro. En el bloque de techo se observan relaciones estratigráficas de solapamiento («onlap») y ligeros acunamientos de capas

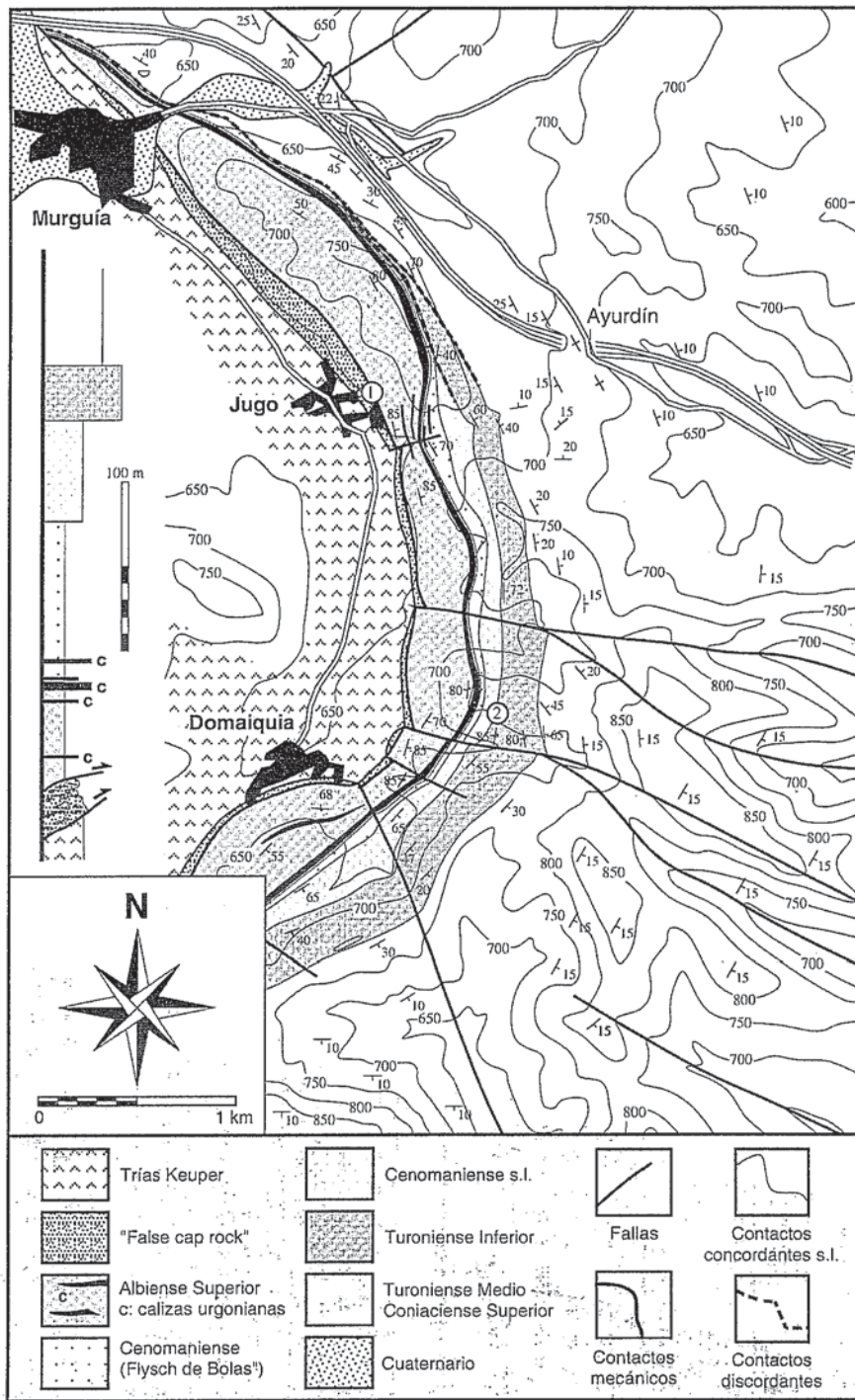


Fig. 2.- Cartografía geológica del cierre oriental del diapiro de Murguía. A la izquierda se presenta una columna estratigráfica representativa de las unidades que afloran en la sección de Jugo. Los números sobre las curvas de nivel indican su cota a intervalos de 50 m. Los números 1 y 2 encerrados en círculos indican, respectivamente, las localizaciones de las mineralizaciones de Pb-Zn y de las facies brechoides y biohermales del Turoniense inferior.

Fig. 2.- Geological map of the eastern sector of the Murguía diapir. A sketched stratigraphic column representative of the area around Jugo is presented to the left of the figure. Numbers on the level curves represent their heights in 50 m intervals. Encircled «1» and «2» marks denote the locations of Pb-Zn ores and early Turonian breccia and bioherm facies, respectively.

(Fig. 3B). La principal peculiaridad de estas estructuras sinsedimentarias radica en que por primera vez las potencias de las unidades involucradas aumentan en dirección hacia el diapiro, por lo que cabe inter-

pretar que éste ya habría comenzado a perforar la cobertura en esta época, permitiendo la formación del surco periférico secundario («SP2» en la Fig. 3B; cf. Trusheim, 1960), cuyo trazado cartográfico coincide

ría aproximadamente con el sinclinal periférico descrito más arriba (Fig. 3A).

La estructura que delinean los materiales del Turoniense medio-superior sobre los túneles de Ayurdín y al E de los mismos (Fig. 3A) es también del mayor interés. En conjunto se trata de un anticlinal de eje curvado pero subparalelo al contorno del diapiro, con flancos de buzamientos muy suaves (10-15°), una longitud de onda casi kilométrica y una amplitud de varias decenas de metros. Al E de los túneles de Ayurdín la potencia de esta unidad aumenta rápidamente y es posible observar la presencia de acuñamientos de capas hacia una zona de alto que coincide con el eje de la estructura anticlinal (Fig. 3B). Las evidencias de sedimentación sintectónica descritas y la organización estructural en un amplio anticlinal de eje subparalelo al borde del diapiro se interpretan aquí en relación con la inversión del surco periférico primario («SP1» en la Fig. 3B), cuyo depocentro estaría delineado por el trazado del anticlinal de Ayurdín e implicaría con toda probabilidad a las formaciones de edad Cenomaniense y Turoniense inferior.

**Discusión y conclusiones**

El sinclinal periférico descrito anteriormente y el anticlinal periférico de Ayurdín pueden ser interpretados como expresiones estructurales de los surcos periféricos secundario y primario, respectivamente, asociados al diapiro de Murguía. Su trazado cartográfico puede ser reconstruido y reconocido utilizando mapas de trayectorias de la estratificación (Fig. 3A) en los que puede observarse que estas estructuras periféricas de plegamiento por acomodación tienen ejes inclinados y que se amortiguan hasta desaparecer (por el S) o son cortadas por otros accidentes tectónicos (fallas radiales, hacia el N; Fig. 1B). En cualquier caso, atestiguan en el diapiro de Murguía la transición entre las etapas halocinética y diapírica (perforante), que por lo tanto puede situarse hacia el Turoniense medio. Si se restituyen a la horizontal las superficies de estratificación del Turoniense medio, las unidades del Turoniense inferior aparecerían buzantes. Este hecho unido a sus facies localmente muy someras y de resedimentación (brechas calcáreas y biohermas) sugieren que el Trias Keuper podría situarse muy cercano a la superficie o incluso aflorar en el fondo de un mar muy somero. La existencia de materiales de edad Santoniense y Campaniense directamente sobre el Trias Keuper (Stackelberg, 1960) demuestra que para entonces el diapiro ya había perforado completamente su cobertura. La distancia vertical que separa la base

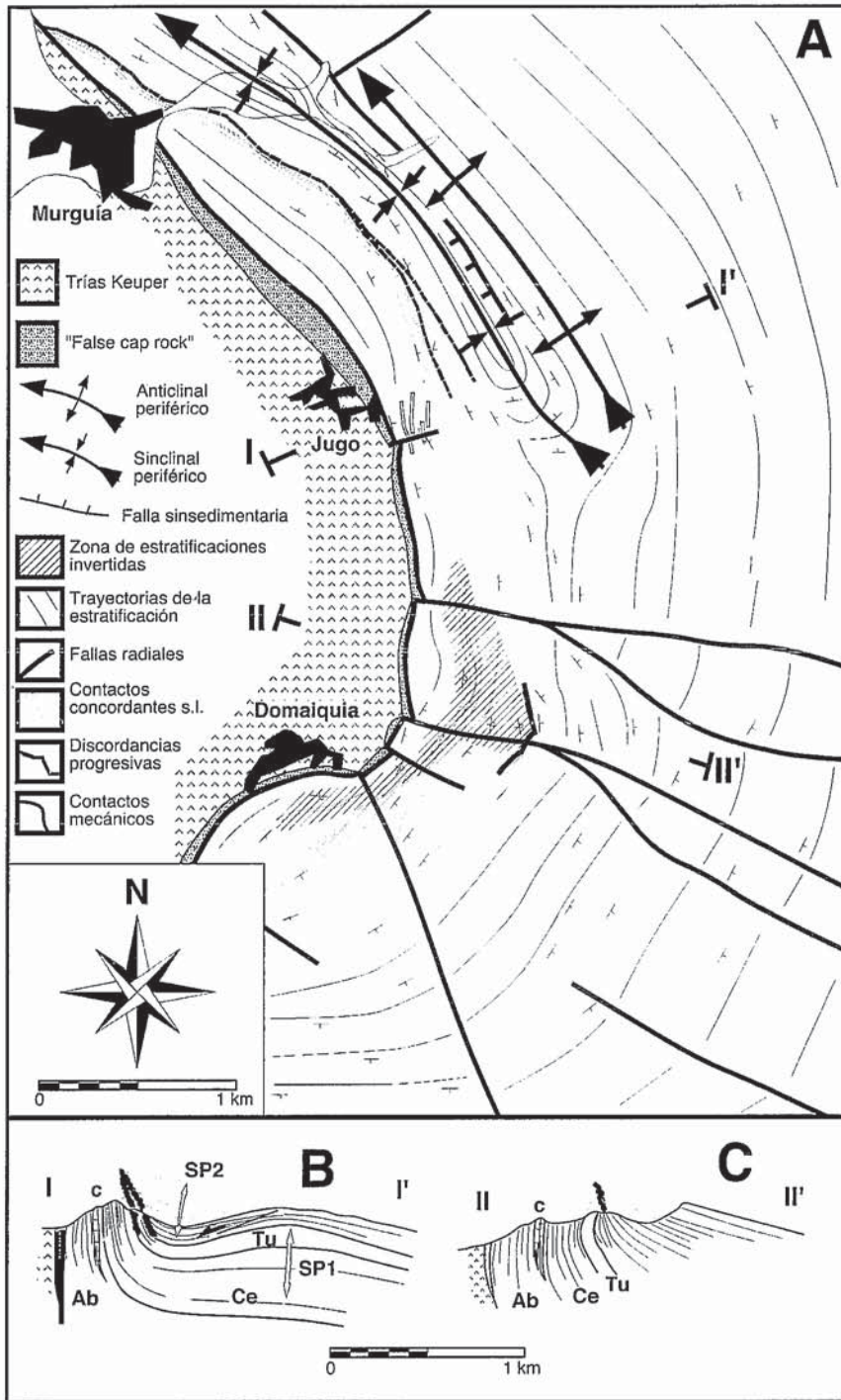


Fig. 3.- A) Cartografía estructural en la que se muestran las trayectorias de la estratificación, las principales discordancias progresivas y los pliegues periféricos en el sector oriental del diapir de Murguía. Se indica mediante puntas de flecha la inclinación hacia el NO de los ejes del sinclinal periférico (relacionado con el surco periférico secundario) y del anticlinal periférico (relacionado con la inversión del surco periférico primario). B) Corte geológico simplificado del encajante del diapir de Murguía al Este de Jugo. C) Corte geológico simplificado del encajante del diapir de Murguía al Este de Domaíquia. «Ab», Albiense; «c», calizas urgonianas; «Ce», Cenomaniense; «Tu», Turoniense inferior; «SP1» y «SP2», depocentros de los surcos periférico primario y secundario.

Fig. 3.- A) Structural sketch map showing the trajectories of sedimentary strata, the principal syn-tectonic unconformities and peripheral folds in the eastern area of the Murguía diapir. Arrow heads along the fold axes denote the NW plunging of the rim syncline (genetically related to the secondary peripheral trough) and the rim anticline (genetically related to the inversion of the primary peripheral trough). B) Sketched structural cross section of the country rocks of the Murguía diapir to the E of Jugo. C) Sketched structural cross section of the country rocks of the Murguía diapir to the E of Domaíquia. «Ab», Albian; «c», urgonian limestones; «Ce», Cenomanian; «Tu», early Turonian; «SP1» and «SP2», depocenters of the primary and secondary peripheral troughs, respectively.

del Campaniense dentro del diapir con ese mismo contacto en el encajante (extrapolado desde los afloramientos más cercanos) supera el millar de metros (Brinkmann y Lötgers, 1968). Esa separación vertical es indicativa tanto del orden de magnitud del hundimiento en los materiales plásticos del Trias Keuper de dichos bloques cretácicos intradiapíricos como de la magnitud del flujo y evacuación de material salino por el conducto diapírico (varios km<sup>3</sup>) y de su erosión superficial.

Referencias

Amiot, M., Floquet, M. y Mathey, B. (1982): *Mém. Mus. Nat. d'Hist. Nat.*, 49, 145-158.

Arriola, A., Eguiguren, E., García Pascual, I., Garrote, A. y Muñoz, L. (1994): Mapa Geológico del País Vasco, Hoja, nº 112-1. *Ente Vasco de la Energía (EVE)*, Bilbao.

Aurell, M., Meléndez, G., Olóriz, F. y trece autores más (2002): «The Geology of Spain». Geol. Soc. London, 213-253.

Brinkmann R. y Lötgers, H. (1968): *AAPG Mem.*, 8, 275-292.

Ciry, R. y Mendizábal, J. (1959): *Ann. Hebert et Haug*, t. VII. Paris.

Feuillée, P. y Rat, P. (1971): *Publ. Inst. Fr. Pétrol.*, 22, V.1.1-V.1.48.

García-Mondéjar, J., Agirrezabala, L.M., Aranburu, A., Fernández-Mendiola, P.A., Gómez-Pérez, I., López-Horgue, M. y Rosales I. (1996). *Geol. Jour.*, 31, 13-45.

García-Rodríguez, B. y Fernández-Alvarez, J.M. (1973): *Mem. IGME*, 83, 1-198.

Jackson, M.P.A. y Talbot, C.J. (1994): «Continental Deformation», Pergamon Press, 159-179.

Jenyon, M.K. (1986): «Salt Tectonics», Elsevier, 1-191.

Kind, H.D. (1967): *Beich Geol. Jarh. Beih.*, 66, 127-174.

Martín-Chivelet, J. y veintiocho autores más (2002): «The Geology of Spain». Geol. Soc. London, 255-292.

Murray, G.E. (1968): *AAPG Mem.*, 8, 99-121.

Ramírez del Pozo, J. (1973): «Sintesis Geológica de la Provincia de Álava», 1-66.

Ramírez del Pozo, J., Del Olmo, P., Aguilar, M.J. y Leal, M.C. (1978): Plan MAGNA, Hoja nº 112. *Publ. del IGME*. Madrid.

Ramírez del Pozo, J., Del Olmo, P., Aguilar, M.J. y Leal, M.C. (1979): Plan MAGNA, Hoja nº 111. *Publ. del IGME*. Madrid.

Riba, O. (1976): *Sed. Geol.*, 15: 213-233.

Ríos, J.M. (1947): *Bol. Geol. Min.*, 60, 155-238.

Ríos, J.M. (1952): *Not. y Com. IGME*, 28, 49-87.

Sannemann, D. (1968): *AAPG Mem.*, 8, 261-274.

Stackelberg, U. (1960): Tesis. Univ. Bonn.

Trusheim, F. (1960): *AAPG Bull.*, 44, 1519-1540.