

ANÁLISIS TECTOSSEDIMENTARIO DEL TERCIARIO DE LA CUBETA DE BERGE (PROVINCIA DE TERUEL)

A.González (1), G.Pardo (1) y J.Villena (1).

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad. 50009 ZARAGOZA.

RESUMEN

El análisis tectosedimentario de los materiales terciarios del sinclinorio de Berge (sector occidental de la Zona de Enlace entre la cadena Ibérica y la Cadena Costero-catalana) ha permitido reconocer cuatro rupturas sedimentarias mediante las cuales se pueden definir, en ellos, cuatro unidades tectosedimentarias (U.T.S.). La correlación de estas unidades con otras definidas en áreas más septentrionales permite datarlas como Thanetiense - Bartonense; Bartonense - Priabonense; Priabonense - Oligoceno inferior; y Ageniense - Aragonense.

Se deduce la existencia de cinco periodos diastróficos o etapas de deformación, si bien la estructuración alpina principal de esta área se produce en las dos primeras etapas que son de edad pre Oligoceno superior. Para este sector de la Zona de Enlace, en la más antigua de las etapas (Paleoceno - Eoceno medio) se desarrollan estructuras de orientación NW-SE, mientras que en la más moderna (Eoceno medio - Oligoceno inferior) se desarrollan estructuras de orientación E-W; estas últimas estructuras son las que conforman el frente norte de la Zona de Enlace.

Palabras clave: Análisis tectosedimentario, relación tectónica-sedimentación, Terciario, Cordillera Ibérica, cubeta de Berge, España.

ABSTRACT

The tectosedimentary analysis of the Tertiary deposits of the Berge sinclinorium, in the western sector of the Linking Zone between the Iberian Range and Catalanian Coastal Range, has allowed to recognize four sedimentary ruptures which, in their turn, enable to define four tectosedimentary units.

The correlation of these units with other defined in northern areas allowed to date them as Thanetian-Bartonian, Bartonian-Priabonian, Priabonian-Lower Oligocene, and Agenian-Aragonian.

The existence of five diastrophic periods (or deformation periods) is deduced, though the main alpine structuration of this area took place in the two earlier periods pre Upper Oligocene in age.

In this sector of the Linking Zone, NW-SE trending structures were developed during the oldest period (Lower-Middle Eocene) while during the earliest the ones developed were those of E-W trending. The latter structures are the northern front of the Linking Zone.

Key words: Tectosedimentary analysis, tectonic-sedimentation relationship, Tertiary, Iberian Range, Berge basin, Spain.

González, A., Pardo, G. y Villena, J. (1991): Análisis tectosedimentario del terciario de la cubeta de Berge (Provincia de Teruel). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 361-369.

González, A., Pardo, G. and Villena, J. (1991): Tectosedimentary analysis of the Tertiary deposits of Berge basin (Teruel province). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 361-369.

1. INTRODUCCIÓN

La Zona de Enlace (Guimerá, 1988) es una unidad geológica que conecta la Cordillera Ibérica con la Cordillera Costera Catalana. Su límite norte está determinado por un sistema de pliegues y cabalgamientos de dirección general E-W y vergencia norte, que se extiende desde Portalrubio hasta Vandellós. En su interior se ubican un conjunto de depresiones geográficas relativas que desde el punto de vista estructural constituyen

sinclinorios cuyos núcleos están formados por materiales terciarios. A estos sinclinorios González (1989) los denomina cubetas ibéricas marginales.

La cubeta de Berge se sitúa en el sector centro occidental del cinturón frontal de pliegues y cabalgamientos de la Zona de Enlace (fig. 1). Estructuralmente constituye un sinclinorio de orientación general ENE-WSW con ambos flancos fallados. Canerot (1974) diferenció en ella tres unidades estratigráficas:

— Unidad inferior constituida por areniscas y ar-

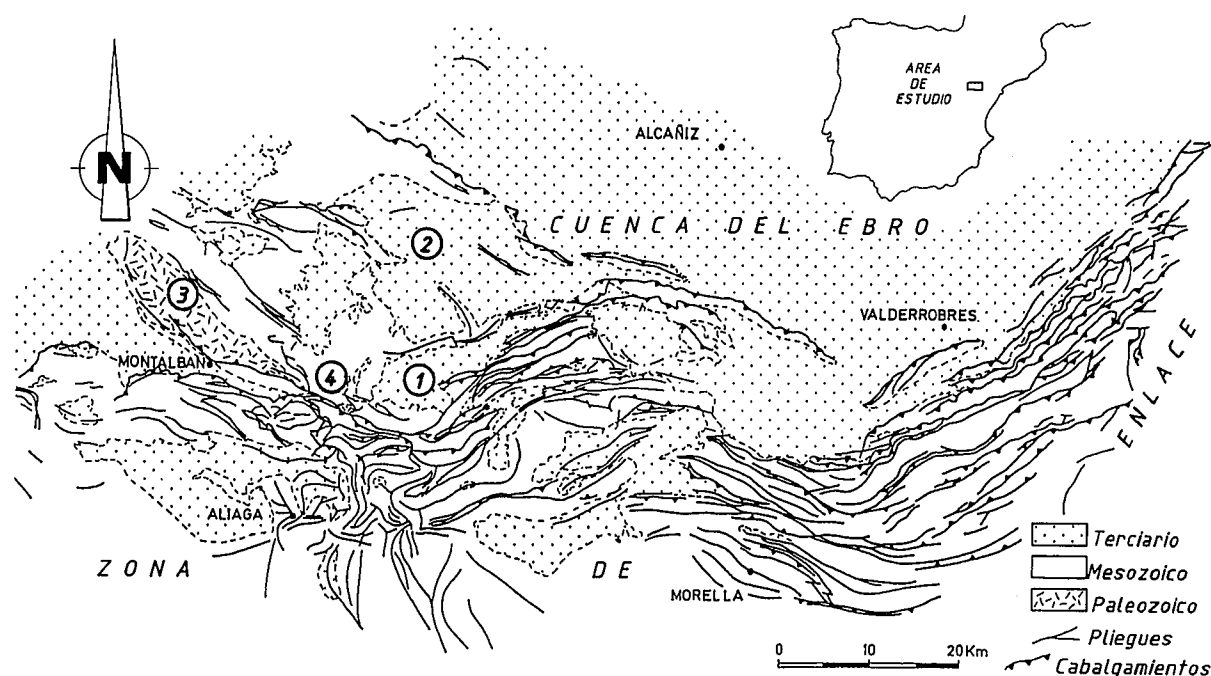


Fig. 1.-Localización geográfica y esquema geológico de situación de la cubeta de Berge. 1, Cubeta de Berge; 2, Cubeta de Alloza; 3, Anticlinorio paleozoico de Montalbán; 4, Horst paleozoico de La Zoma.

Fig. 1.-Geological location of the Berge basin. 1, Berge basin; 2, Alloza basin; 3, Palaeozoic rocks in the Montalbán anticlinorium; 4, Palaeozoic horst of La Zoma.

cillas con *Vidaliella gerundensis* que atribuye al Eoceno,

— Unidad intermedia formada por areniscas, arcillas y conglomerados, que se dispone en concordancia sobre la anterior y que atribuye al Oligoceno,

— Unidad superior, subhorizontal, constituida por conglomerados y que se apoya en discordancia angular sobre las anteriores.

Esta subdivisión estratigráfica se modifica en este trabajo aplicando métodos actuales de análisis de cuencas. En concreto, el relleno terciario de la cubeta de Berge es subdividido en unidades estratigráficas ligadas genéticamente con la actividad diastrófica.

2. CARACTERIZACIÓN DE UNIDADES

En la cubeta de Berge se han identificado cuatro unidades estratigráficas limitadas por rupturas sedimentarias de tipo 1 ó 3 en el sentido de González *et al.* (1988) y caracterizada cada una de ellas por una evolución vertical determinada e invariable en el ámbito de la cubeta. En consecuencia tales unidades son unidades tectosedimentarias en el sentido de Megías (1982).

2.1. Primera unidad

Aflora adosada a los flancos mesozoicos del sinclinorio (fig. 2). Litológicamente está constituida por calizas nodulosas de tonos blancos, beige y rosas, por lutitas rojas y por areniscas blanco rosadas que, en conjunto, integran una evolución vertical poco definida, ligeramente granocreciente (fig. 3). Su potencia máxi-

ma es de unos 50 m y las escasas direcciones de corriente indican aportes desde el S y SE. Desde un punto de vista sedimentológico estos materiales han sido interpretados por González (1989) como los depósitos correspondientes a una llanura de barros con desarrollo de áreas palustres.

— *Ruptura basal*: A escala de afloramiento se manifiesta por el salto secuencial que representa la aparición de materiales detríticos y calcáreos de origen continental sobre los materiales calcáreos y margosos cretácicos subyacentes que contienen fragmentos de fauna marina. A escala de la cubeta este límite se reconoce como una discordancia cartográfica, al apoyarse los materiales de esta unidad sobre diversos términos cretácicos que van del Senoniense al Cenomaniense.

2.2. Segunda unidad

Aflora en la totalidad de la cubeta (fig. 2). Litológicamente está constituida por un nivel inferior de conglomerados pardos de cantos calcáreos y cuarcíticos con intercalaciones de areniscas de color rojo anaranjado, un tramo intermedio de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas beige y amarillentas y un tramo superior compuesto por una alternancia de lutitas de color rojo anaranjado y conglomerados grises de clastos calcáreos. Esta sucesión litológica integra una evolución cíclica compleja, con el hem ciclo inferior granodecreciente, constituido a su vez por dos secuencias también granodecrecientes, y el hem ciclo superior granocreciente (fig. 3). Su potencia máxima es de unos 400 m y las direcciones de corriente medidas indican aportes des-

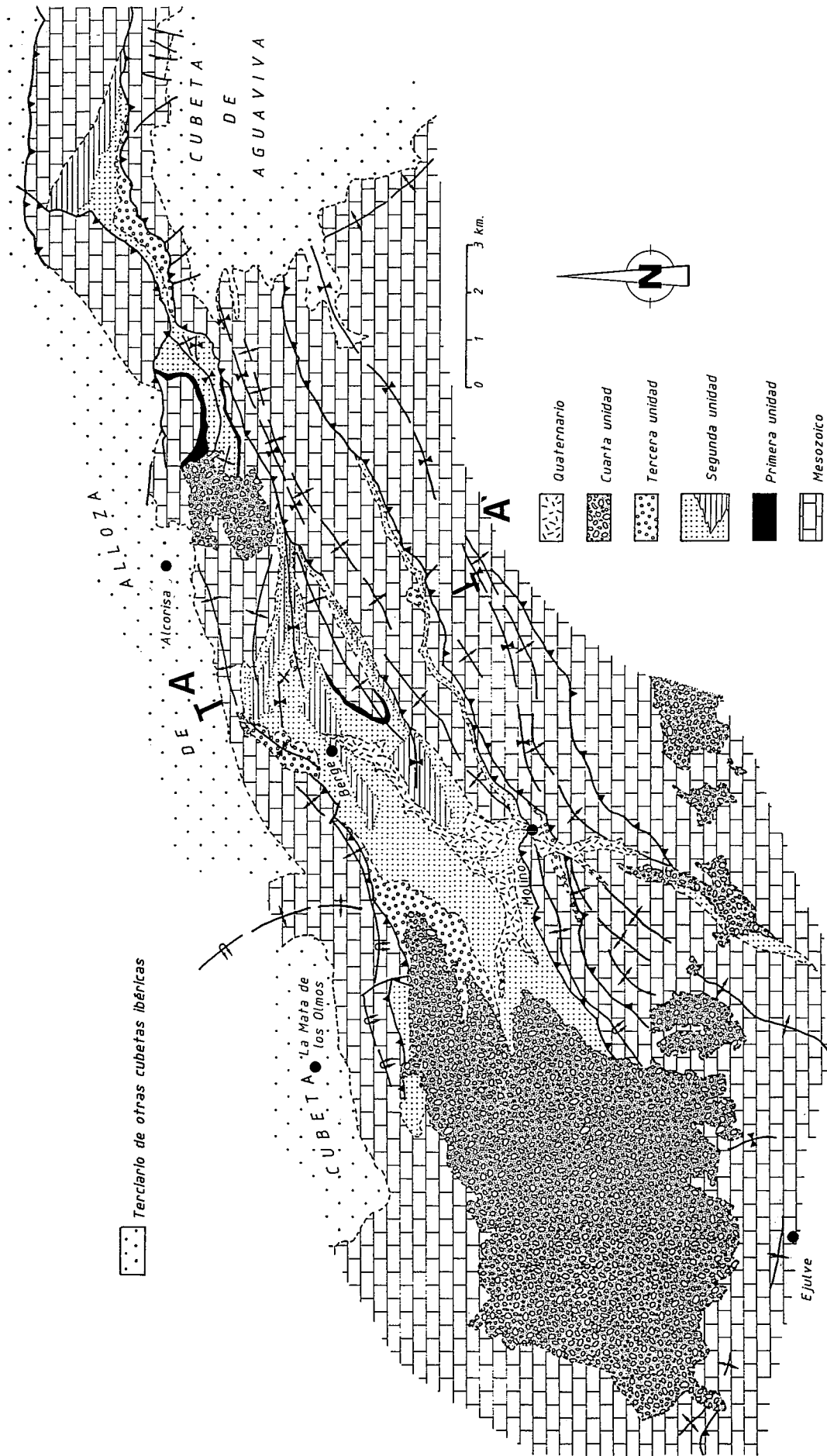


Fig. 2.-Cartografía del Terciario de la cubeta de Berge.
Fig. 2.-Tertiary cartography of the Berge basin.

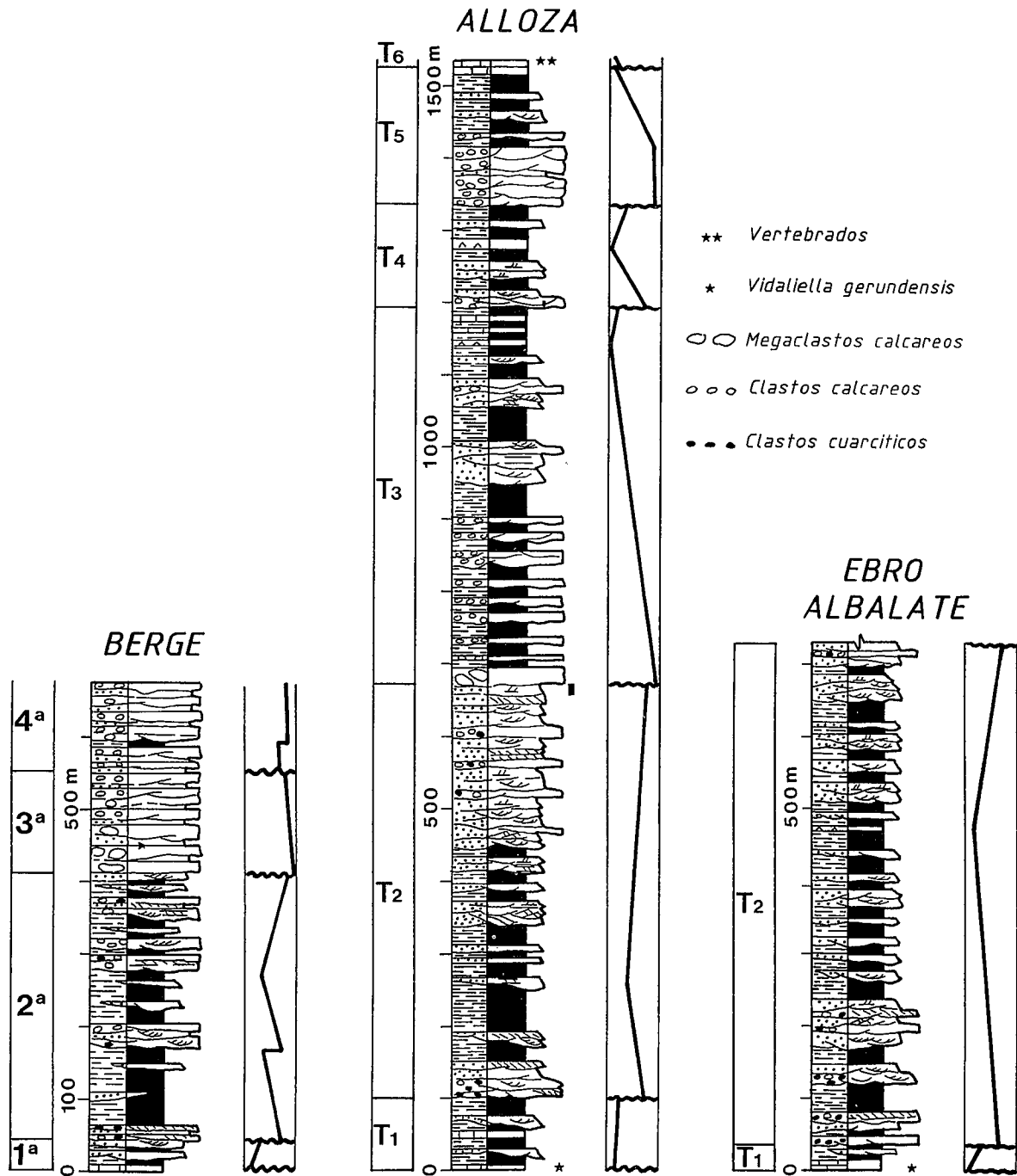


Fig. 3.-Columna estratigráfica sintética del terciario de las cubetas de Berge, Alloza y sector de Albalate (Depresión del Ebro).
 Fig. 3.-Synthetic stratigraphic sections of the Tertiary of the Berge and Alloza basins and of the Albalate sector (Ebro Basin).

de el S y SW. González (1989) interpreta sedimentológicamente estos materiales como el depósito generado en sectores proximales y medios de un sistema aluvial de alta eficacia de transporte.

— *Ruptura basal*: A escala de afloramiento se reconoce como un salto secuencial, al aparecer niveles conglomeráticos con clastos de hasta 45 cm de tamaño sobre los depósitos detríticos finos de la primera unidad. A escala cartográfica se manifiesta como una discordancia, al apoyarse la unidad sobre diversos términos subyacentes que van de la primera unidad al Cenomaniense (figs. 2 y 4).

2.3. Tercera unidad

Aflora en el sector centro occidental de la cubeta y adosada a su margen meridional (fig. 2). Litológicamente está constituida por conglomerados grises de cantos calcáreos que integran una evolución ligeramente granodreciente (fig. 3). Su potencia máxima es aproximadamente de 250 m y las direcciones de paleocorrientes medidas indican aportes desde el S y SE. Según González (1989) estos materiales representan los sectores proximales de un sistema aluvial de baja eficacia de transporte.

— *Ruptura basal*: La unidad se apoya en discordancia angular sobre diversos términos subyacentes que van de la segunda unidad al Cretácico superior. De forma local (Cerro de Valdeboné), en relación con estructuras de dirección ENE-WSW, las unidades segunda y tercera se articulan mediante una discordancia sintectónica (fig. 4). A escala de afloramiento esta ruptura se reconoce como una inversión en la tendencia evolutiva (negativa para el techo de la segunda unidad y positiva para la base de la tercera) que se acompaña de un brusco salto granulométrico al aparecer en la base de la tercera unidad clastos de hasta 2 m de tamaño.

2.4. Cuarta unidad

Aflora en el sector más occidental de la cubeta y en pequeños retazos aislados (fig. 2). Litológicamente está constituida por conglomerados grises de clastos calcáreos que intercalan niveles de areniscas rojoanaranjadas. La unidad muestra una ligera tendencia granodecreciente y está constituida por dos secuencias con evolución vertical poco definida (fig. 3). Su potencia máxima es de unos 130 m y las direcciones de paleocorrientes medidas indican aportes desde el sur. González (1989) interpreta estos materiales como el depósito generado en sectores proximales de sistemas aluviales de baja eficacia de transporte.

— *Ruptura basal*: Esta unidad se apoya en discordancia angular sobre cualquier término subyacente manifestando un claro carácter expansivo al rebasar hacia el W los límites de la cubeta, llegando a disponerse subhorizontal sobre materiales jurásicos (fig. 2). No se conocen en esta cubeta materiales terciarios que se dispongan estratigráficamente por encima de la cuarta unidad.

3. CORRELACIÓN

Excepción hecha del hallazgo de *Vidaliella gerundensis* (Cancerot, 1974) en su primera unidad, (desconociéndose la posición exacta de esta fauna en nuestra columna), en los materiales terciarios de la cubeta de Berge no se han encontrado restos fósiles para poder realizar una atribución cronoestratigráfica de las UTS diferenciadas.

Sin embargo, con anterioridad, González *et al.* (1984) realizan el análisis tectosedimentario de la vecina cubeta de Alloza diferenciando 6 UTS. Si tenemos en cuenta (ver figura 2) que en la actualidad las cubetas de Berge y Alloza se encuentran individualizadas por un anticlinorio de 1,5 km de anchura, resulta factible correlacionar entre sí las unidades definidas en ambas cubetas basándonos en criterios litológicos, diastróficos y de evolución secuencial. En estos dos últimos criterios se fundamenta la correlación entre cuencas a partir del análisis tectosedimentario (González *et al.*, 1988).

Así, la primera unidad de la cubeta de Berge es idéntica litológicamente a la unidad T₁ de la cubeta de Alloza (lutitas rojas con intercalaciones de calizas nodulosas), ambas unidades presentan una evolución vertical mal definida (ligeramente granocreciente) y ambas se apoyan sobre el sustrato mesozoico mediante una discordancia cartográfica.

La segunda unidad muestra también notables similitudes litológicas con la unidad T₂ de la cubeta de Alloza y debemos resaltar que ambas unidades intercalan, hacia su base, niveles de conglomerados de clastos cuarcíticos muy característicos, pues no vuelven a presentarse en el relleno de ninguna de las cubetas. La evolución secuencial de ambas unidades es cíclica y su ruptura inferior se manifiesta en las dos cubetas como

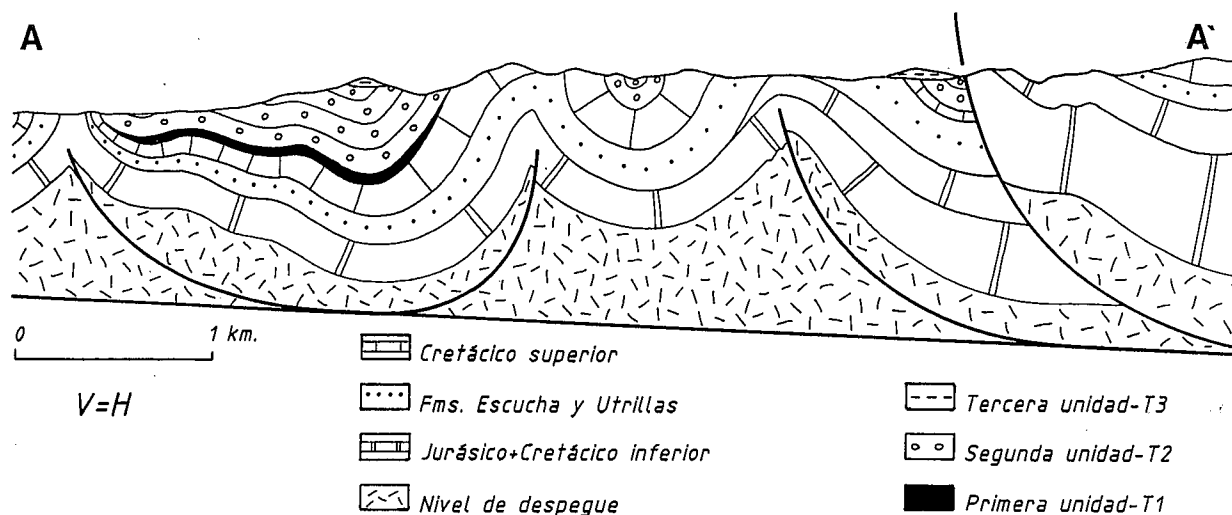


Fig. 4.-Corte geológico de la cubeta de Berge.

Fig. 4.-Geological cross-section through the Berge Basin.

un brusco salto granulométrico a escala de afloramiento y como una discordancia a escala cartográfica.

A la vista de estos datos consideramos probada estratigráficamente la equivalencia entre la primera unidad y la unidad T₁ de la cubeta de Alloza y entre la segunda unidad y la unidad T₂ de Alloza.

La tercera unidad está constituida por conglomerados de clastos calcáreos que en las proximidades de Molinos alcanzan tamaños de hasta 2 m. En la cubeta de Alloza, en las proximidades de La Mata de los Olmos, la unidad T₃ está constituida por conglomerados de clastos calcáreos que alcanzan tamaños de 120 cm. Además, ambas unidades se articulan con la infrayacente (segunda unidad de Berge y T₂ de Alloza, respectivamente) mediante discordancias sintectónicas, por lo que las unidades segunda y tercera de Berge y las unidades T₂ y T₃ de Alloza son necesariamente consecutivas y, ya correlacionada la segunda unidad con la unidad T₂ de Alloza, debemos correlacionar la tercera unidad con la unidad T₃.

Por último, la cuarta unidad es directamente correlacionable con la unidad T₅ de la cubeta de Alloza puesto que, amén de las similitudes litológicas entre ellas, ambas se presentan subhorizontales sobre el anticlinorio que individualiza las cubetas e incluso en algunos puntos (proximidades de Alcorisa) se disponen en continuidad física (fig. 2).

De esta correlación (fig. 5) se deduce la existencia, en los materiales que rellenan la cubeta de Berge, de una laguna estratigráfica que abarca el tiempo durante el cual se deposita la unidad T₄ en la cubeta de Alloza.

Ahora bien, cabe plantear la posibilidad de que la correlación establecida sea excesivamente simplista y que la unidad T₄ de Alloza pudiera estar representada, total o parcialmente, en la cubeta de Berge, bien en la base de la cuarta unidad, bien en el techo de la tercera.

Con respecto a ello señalaremos:

a) La evolución de la tercera unidad (secuencia granodecreciente única) hace imposible que pueda ser correlacionada con las unidades T₃ más T₄ de Alloza cuya evolución megasecencial (fig. 5) está constituida por una secuencia granodecreciente (unidad T₃) a la que se superpone mediante una ruptura (salto brusco en la evolución), un ciclo granodecreciente-granocreciente (unidad T₄).

b) La distribución de facies durante el tiempo de depósito de la unidad T₄ en la cubeta de Alloza ha sido establecida por González (1989) y se muestra en la figura 6. Según esta distribución de facies se observa un sistema aluvial de procedencia occidental y noroccidental, que se extiende por la cubeta de Alloza, en cuya terminación distal se desarrolla una llanura lutítica-palustre reconocible tanto en el sector oriental de la cubeta de Alloza como en la cubeta de Aguaviva. La cubeta de Berge, situada entre las cubetas anteriormente citadas (fig. 6) debería presentar, en este momento, facies de llanura lutítica. En esta distribución de facies resulta imposible encajar las facies de abanico proximal reconocidas en el margen sur de la cubeta de Ber-

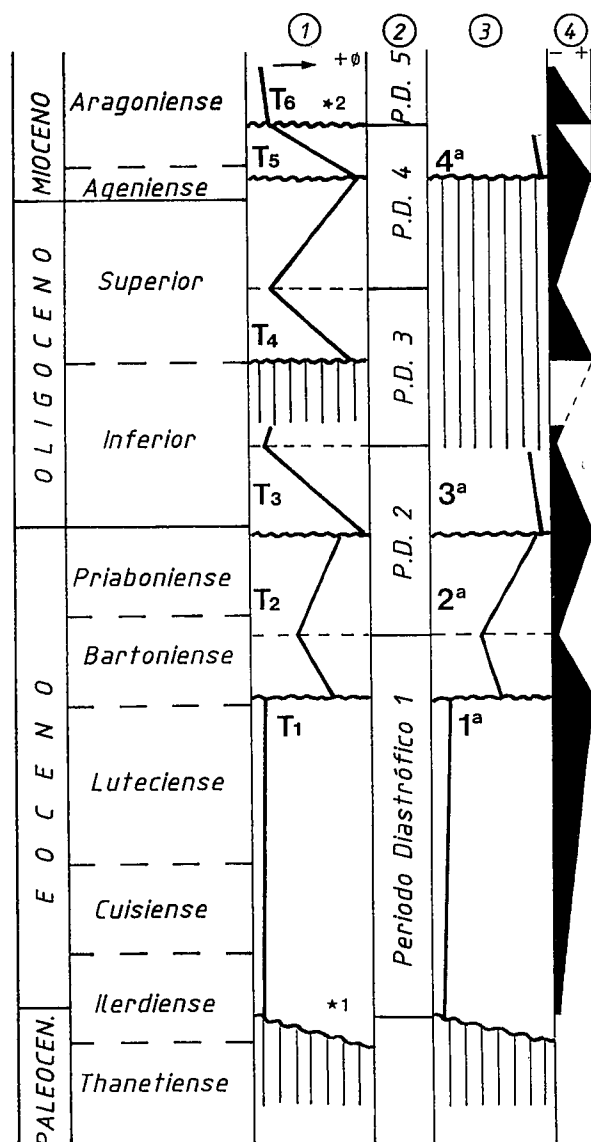


Fig. 5.-Correlación entre las UTS definidas en las cubetas de Alloza y Berge. 1, Evolución secuencial de las UTS de Alloza; 2, Periodos diastróficos o etapas de deformación deducibles a partir de la evolución secuencial de los materiales; 3, Evolución secuencial de las UTS de Berge; 4, Evolución de la actividad diastrófica durante el Terciario; *1, Restos de *Vidaliella gerundensis*; *2, Restos de vertebrados (MN6-MN10).

Fig. 5.-Correlation diagram of the T.S.U. defined in the Alloza and Berge basins. 1, Sequential evolution of the T.S.U. in Alloza basin; 2, Diastrophic or deformational periods inferred from the sequential evolution; 3, Sequential evolution of the T.S.U. in Berge basin; 4, Diastrophic activity evolution during Tertiary; *1 *Vidaliella gerundensis* remains; *2 Vertebrate remains.

ge para la tercera unidad (figs. 2 y 6).

Estos argumentos obligan a correlacionar la tercera unidad de Berge exclusivamente con la unidad T₃ de Alloza.

c) La evolución granodecreciente de la cuarta unidad de Berge no es correlacionable con la evolución de las unidades T₄ más T₃ de Alloza (fig. 5), constituida por un ciclo granodecreciente-granocreciente (unidad T₄) que se articula con una megasecuencia granodecreciente (unidad T₃) mediante una ruptura sedimentaria

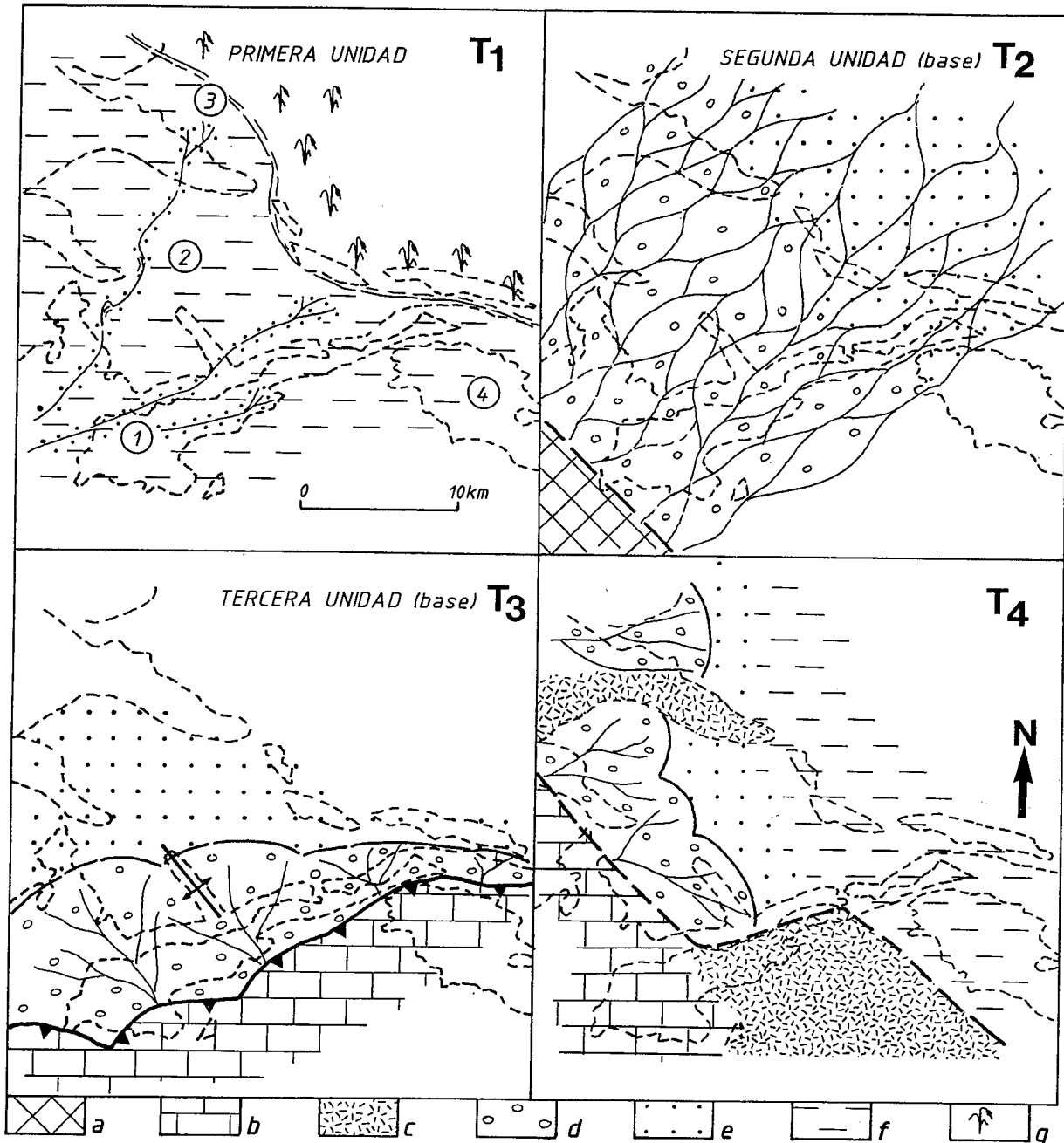


Fig. 6.-Esquemas paleogeográficos para las UTS T1, T2, T3 y T4. 1, Cubeta de Berge; 2, Cubeta de Alloza; 3, Depresión del Ebro; 4, Cubeta de Aguaviva; a, área fuente cuarcítica; b, área fuente calcárea; c, área de no sedimentación; d, facies aluviales proximales; e, facies aluviales medias; f, facies de llanura lutítica; g, facies palustre-lacustres.

Fig. 6.-Paleogeographic sketch for the TSU (tectosedimentary units) T1, T2, T3 and T4. 1, Berge basin; 2, Alloza basin; 3, Ebro basin; 4, Aguaviva Basin; a, quartzitic source area; b, calcareous source area; c, non-sedimentation area; d, proximal alluvial facies; e, middle alluvial facies; f, mud flat facies; g, lacustrine-palustrine facies.

de tipo 1 (discordancia sintectónica en el margen de la cuenca, continuidad hacia el centro de la misma).

d) Los estratos de la cuarta unidad de Berge presentan continuidad física exclusivamente con los de la unidad T₃ de Alloza, no incluyen discordancias internas, ni tan siquiera de tipo local, y se sitúan en discordancia angular sobre cualquier material terciario de la cuenca sin que exista concordancia correlativa.

En definitiva, la cuarta unidad no es consecutiva de ninguna de las subyacentes en la cuenca de Berge

ni puede incluir, parcial o totalmente, más de una UTS, lo que elimina otra correlación que no sea exclusivamente con la unidad T₅ de Alloza así como elimina también la presencia de la unidad T₄ en Berge. Queda, por tanto, corroborada, en el relleno sedimentario de la cubeta de Berge, la existencia de una laguna estratigráfica equivalente al tiempo de depósito de la unidad T₄ en Alloza.

A pesar de los riesgos y peligros que pueda conllevar la aplicación del análisis tectosedimentario co-

mo instrumento de correlación entre cuencas (Santana, 1989), consideramos que una vez correlacionadas las UTS descritas en la cubeta de Berge con las definidas en la cubeta de Alloza y teniendo en cuenta las edades atribuidas por González (1989) y Pardo *et al.* (1989) a las UTS definidas para el conjunto del sector SE de la Depresión del Ebro y cubetas ibéricas marginales, resultan las siguientes edades para las UTS de Berge (fig. 5):

- primera unidad (T₁): Thanetiense - Bartonense
- segunda unidad (T₂): Bartonense - Priabonense
- tercera unidad (T₃): Priabonense - Oligoceno inferior
- cuarta unidad (T₄): Ageniense - Aragonense medio

La laguna detectada entre las unidades tectosedimentarias tercera y cuarta de la cubeta de Berge abarca desde el Oligoceno superior al Ageniense (unidad T₄).

Estas edades son para las UTS diferenciadas, no necesariamente para los materiales en ellas englobados; los materiales que constituyen cada unidad, en un punto o en un área determinada, dada la naturaleza de este tipo de unidades, pueden representar todo el tiempo asignado a la misma o sólo una parte de él, estando representado el resto por lagunas estratigráficas de amplitud variable (caso de discordancias en los límites).

Ya hemos visto que en la cubeta de Berge existe una laguna que abarca todo el tiempo de depósito de la unidad T₄ definida regionalmente. Otra laguna importante puede darse en la unidad T₁ o primera unidad de esta cubeta.

En efecto, la unidad T₁ en el sector oriental de la cuenca del Ebro muestra una evolución vertical cíclica (granodecreciente-granocreciente) situándose el punto de inflexión de la tendencia evolutiva en el Ilerdiense medio (calizas de alveolinas), mientras que los materiales asignados a la unidad T₁ en la cubeta de Berge y otras cubetas ibéricas marginales exhiben una evolución vertical ligeramente granocreciente. De esto puede deducirse:

— bien que los materiales de la cubeta de Berge englobados en la unidad T₁ correspondan sólo a la secuencia granocreciente de la unidad, correspondiendo una laguna estratigráfica al tiempo de depósito de la secuencia granodecreciente (Thanetiense-Ilerdiense inferior),

— o bien, que allí donde no se reconoce la transgresión ilerdiense como facies marinas de plataforma carbonatada, la evolución cíclica quede totalmente desdibujada por la monotonía de facies que exhibe la unidad T₁ (facies de llanura lutítica y áreas palustre-lacustres). Esta es la situación en el sector SE de la cuenca del Ebro y cubetas ibéricas. En este caso no existiría, obviamente, una laguna estratigráfica, al menos de tal amplitud.

Por el momento no contamos con ningún dato fiable que permita resolver si existe o no una laguna estratigráfica en la base de la unidad T₁ de las cubetas ibéricas, pues la presencia de *Vidaliella gerundensis* en

esta unidad no creemos que sea en principio un buen dato, dado que diversos autores ponen de manifiesto que se trata de un fósil de facies (Plaziat, 1968; Villena *et al.*, 1973; Plaziat, 1973) y por lo tanto, si bien en el sector nororiental de la cuenca del Ebro este fósil aparece siempre por debajo de las calizas con alveolinas del Ilerdiense medio y Plaziat (1973) deduce para él un rango de edad de Thanetiense a Ilerdiense inferior, creemos que en un área como la que nos ocupa, tan distante de los puntos en los que *Vidaliella gerundensis* ha sido datada indirectamente, resulta aventurado afirmar que la facies que la contiene no ha variado en edad.

4. PALEOGEOGRAFÍA Y RELACIONES TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN

En la figura 6 se representa la distribución de facies observada para las unidades T₁, T₂, T₃ y T₄ en las cubetas de Berge y de Alloza.

A partir de esta distribución de facies se puede deducir:

— que para el tiempo de depósito de la primera unidad (T₁) en ambas cubetas se desarrolla una llanura de barros alimentada desde el sur, sin que se reconozcan en las proximidades los relieves que suministran los terrígenos (fig. 6).

— que para el tiempo de depósito de la segunda unidad (T₂) por ambas cubetas se extiende un sistema aluvial de alta eficacia de transporte, de procedencia suroccidental, en el que pueden diferenciarse facies proximales conglomerático-arenosas de facies medias arenoso-lutíticas. El límite entre ambas facies, al igual que el cinturón de facies proximales, muestra una clara orientación NW-SE, hechos que sugieren la existencia de un área fuente de la misma orientación adosada al cinturón de facies proximales (fig. 6). Dada la presencia en esta unidad de clastos de naturaleza cuarcítica, tal área fuente debe ser capaz de suministrarlos.

— que para el tiempo de depósito de la tercera unidad (T₃) ambas cubetas se encuentran ocupadas por un sistema aluvial de baja eficacia de transporte de procedencia meridional. Las facies proximales de este sistema, constituidas por conglomerados masivos de clastos calcáreos, muestran una orientación E-W, lo cual requiere un área fuente calcárea de la misma orientación adosada a estas facies proximales (fig. 6).

Como ya ha sido puesto de manifiesto por González *et al.* (1988) las rupturas sedimentarias de tipo 1 ó 3, así como la evolución vertical de las UTS entre ellas definidas constituyen la respuesta a variaciones de la actividad diastrófica, de manera que una evolución vertical granocreciente y un paralelo dispositivo geométrico en *offlap* serán reflejo de una etapa de actividad diastrófica creciente, mientras que una evolución vertical granodecreciente y un paralelo dispositivo geométrico en *onlap* serán el reflejo de una etapa de actividad diastrófica decreciente. Además, Pardo *et al.* (1989) definen un periodo diastrófico como el tiempo durante el

cual la actividad diastrófica experimenta un ciclo creciente-decreciente.

En función de esto, la evolución secuencial de los materiales terciarios de estas cubetas delatan la existencia de cinco periodos diastróficos o etapas de deformación sucesivos en el tiempo (fig. 5), y los notables cambios paleogeográficos observados tanto en el límite entre la primera y la segunda unidad como en el límite entre esta última y la tercera, pueden ser interpretados como respuesta a las dos etapas de deformación más antiguas.

En efecto, la sustitución de la llanura de barros desarrollada durante la primera unidad, por los sectores proximal y medio del sistema aluvial de alta eficacia de transporte desarrollado durante la segunda, requiere la generación de un área fuente, en el entorno temporal del límite entre las dos unidades, que debe ser capaz de suministrar un volumen importante de clastos cuarcíticos. Como puede deducirse de la figura 1 la única estructura capaz de satisfacer estos requisitos es el anticlinorio paleozoico de Montalbán y su prolongación suroriental en el horst de La Zoma. Durante esta etapa de deformación, que tendría lugar durante el tiempo de depósito de la primera unidad y el hemicycle inferior granodecreciente de la segunda (Paleoceno - Eoceno medio), se desarrollan estructuras NW-SE en las que estaría incluido un "macizo paleozoico" de La Zoma, con una extensión de afloramiento muy superior a la del actual horst.

Por otra parte la sustitución del sistema aluvial de

alta eficacia de transporte por otro de baja eficacia, desarrollado durante la tercera unidad, va acompañado de la generación de un área fuente de naturaleza calcárea capaz de impedir el suministro de aportes cuarcíticos al sistema. De la figura 1 puede deducirse que las estructuras capaces de satisfacer estos requisitos son los cabalgamientos frontales de la Zona de Enlace, cabalgamientos generadores del área fuente calcárea y que además pudieron recubrir el macizo paleozoico de La Zoma. Durante esta segunda etapa de deformación, que tendría lugar durante el tiempo de depósito del hemicycle superior granocreciente de la segunda unidad y durante la tercera (Eoceno medio - Oligoceno inferior), se produciría la estructuración en esta área del frente norte de la Zona de Enlace, que cabalga sobre las estructuras previamente formadas.

En definitiva, la estructuración alpina de este sector de la Zona de Enlace se realiza fundamentalmente en los periodos diastróficos 1 y 2 (fig. 5), mientras que en los restantes periodos diastróficos se produce la estructuración principal de otros sectores de la Zona de Enlace como el de Montalbán (Guimerá *et al.*, 1990). No obstante, durante estos periodos diastróficos más recientes también se produce deformación en este sector de Berge. Por ejemplo, la discordancia angular entre las unidades tercera (T₃) y cuarta (T₄) así como la ausencia de sedimentación durante el tiempo de depósito de la unidad T₄ son directamente atribuibles a la deformación producida durante los periodos diastróficos 3 y 4.

BIBLIOGRAFÍA

- Canerot, J. (1974): *Recherches géologiques aux confins des chaînes Iberique et Catalane (Espagne)*. Enadimsa ediciones serie 5 núm. 4, 517 p.
- Canerot, J. y Pignatelli, R. (1979): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 519 (Aguaviva) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Inst. Geol. Min. España, 42 p.
- González, A. (1989): *Análisis tectosedimentario del terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y de las cubetas ibéricas marginales*. Tesis Univ. Zaragoza. 507 p.
- González, A., Pardo, G. y Villena, J. (1988): El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas, *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios: 175-184.
- González, A., Pardo, G., Villena, J. y Pérez, A. (1984): Estratigrafía y sedimentología del Terciario de la cubeta de Alloza (prov. Teruel), *Bol. Geol. Min.*, 95: 407-428.
- Guimerà, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllac entre la Serralada Iberica i la Serralada Costanera Catalana*. Tesis Univ. Barcelona. 600 p.
- Guimerà, J., González, A. y Pérez, A. (1990): Evolución del cabalgamiento de la Muela de Montalbán (Cordillera Ibérica, Teruel). *Geogaceta*, 8: 47-49.
- Megías, A.G. (1982): Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Act. V Congr. Latinoamer. Geol.*, I: 385-402.
- Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1989): Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 199-219.
- Plaziat, J.C. (1968): Stratigraphie continentale et sédimentologie: l'âge des couches à *Bulimus gerundensis* VIDAL de la province de Barcelona (Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, 10: 49-55.
- Plaziat, J.C. (1973): *Vidaliella gerundensis* (VIDAL) et les autres bulimoides de l'Eocene du nord de l'Espagne et le sud de la France. *Paleobiologie continentale*, 4: 1-34.
- Santanach, P. (1989): Reflexiones sobre los mecanismos de incidencia de la tectónica en la división estratigráfica de rellenos de cuenca. Implicaciones en la correlación estratigráfica. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 223-233.
- Villena, J., Ramírez del Pozo, J. y Reguant, S. (1973): Las capas de *Bulimus gerundensis* Vidal, de la región de Utiel (Valencia). *Acta Geol. Hisp.*, 8: 134-137.

Recibido el 6 de mayo de 1991
Aceptado el 17 de octubre de 1991