

DEFORMACIONES ASOCIADAS A LA ACTIVIDAD DIAPIRICA
CUATERNARIA DEL ANTICLINAL DE BARBASTRO
(PROVINCIA DE HUESCA)

*DEFORMATIONS ASSOCIATED WITH THE QUATERNARY DIAPIRIC ACTIVITY
OF THE BARBASTRO ANTICLINE (HUESCA)*

SANCHO MARCEN, C.

Dpto. Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 ZARAGOZA

RESUMEN

Se analizan las deformaciones asociadas a la actividad diapírica durante el Cuaternario en la región del Anticlinal de Barbastro (límite septentrional de la Depresión del Ebro). Los yesos de la Formación Barbastro (Eoceno superior-Oligoceno inferior) constituyen el núcleo del pliegue y son los materiales que reaccionan diapíricamente. Los marcadores utilizados son la superficie de erosión Culinante del Anticlinal, las terrazas fluviales cuaternarias de los ríos Cinca, Vero y Noguera Ribagorzana y el perfil longitudinal de algunos valles de fondo plano holocenos. En todas estas morfologías las deformaciones analizadas tienen características domáticas de escala hectométrica, aunque se han observado frecuentes perforaciones en los depósitos de terraza.

Palabras clave: Anticlinal de Barbastro, Yesos de Barbastro, deformaciones diapíricas, Cuaternario.

ABSTRACT

Deformations associated with the quaternary diapiric activity in the Barbastro Anticline area (northern boundary of the Ebro Basin) have been analyzed. The diapiric materials are the gypsums of Barbastro Formation (Upper Eocene-Lower Oligocene) and they make up the fold core. The marker used are the Upper erosion surface of Barbastro Anticline, the stepped quaternary terrace systems of Cinca, Vero and Noguera Ribagorzana rivers and the longitudinal profile of some holocene valley fills. The deformations analyzed in these morphologies show hectometric domal features, although often piercing metric morphologies in terrace deposits have been observed.

Key words: Barbastro anticline, Barbastro gypsums, diapiric deformations, Quaternary.

INTRODUCCION

El anticlinal de Barbastro-Balaguer, constituye una estrecha banda de relieve aplanado que se extiende durante 150 km entre las provincias de Huesca y Lérida, adosado a las Sierras Exteriores Pirenaicas y limitado al

sur por la Depresión del Ebro. En este trabajo se analiza el sector situado entre la localidad de Peraltila y el río Noguera Ribagorzana. La estructura principal del Anticlinal de Barbastro se genera durante el Oligoceno como resultado de diversas pulsaciones tectónicas, diferenciando varios accidentes menores al este del río Cinca (Fig. 1)

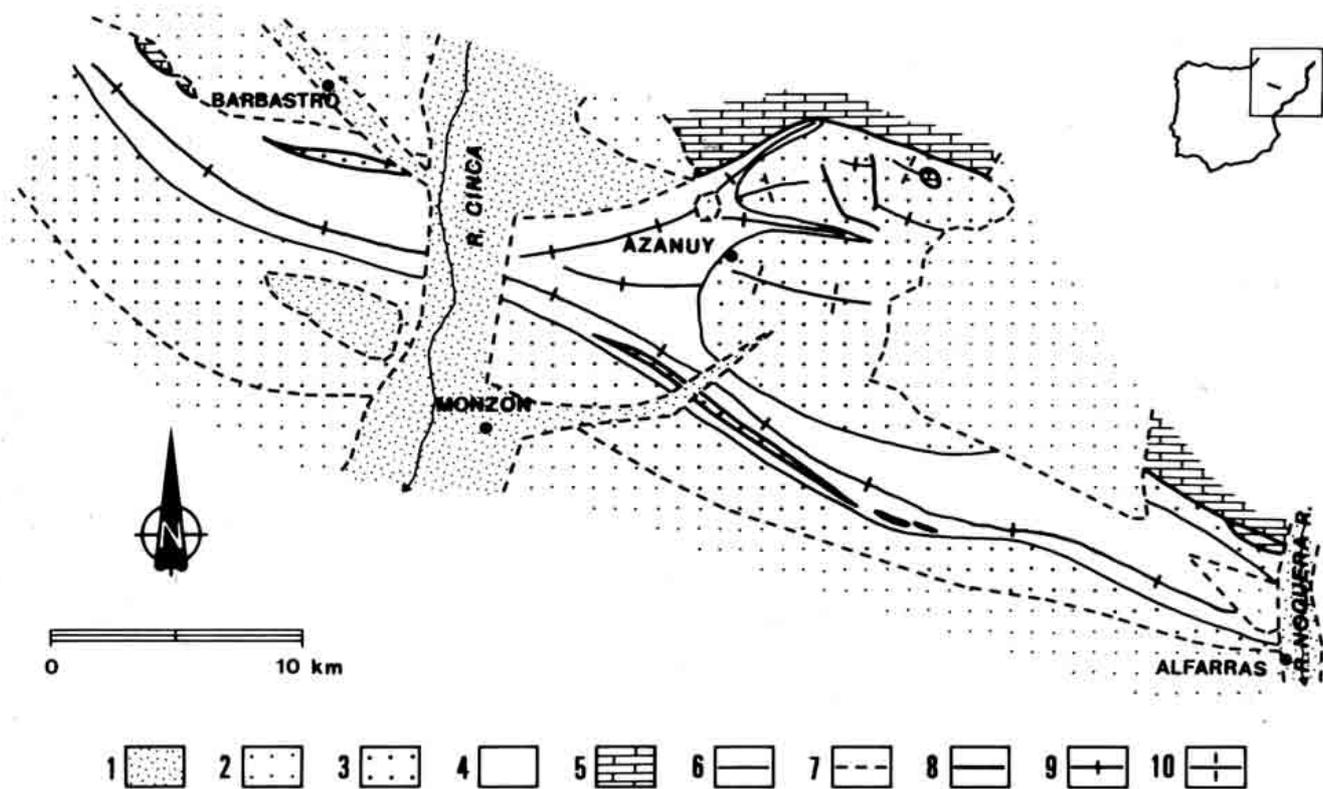


Figura 1. Situación geográfica y contexto geológico del extremo occidental del Anticlinal de Barbastro. 1: Cuaternario. 2: Mioceno. 3: Oligoceno medio-superior (Areniscas de Peraltila). 4: Eoceno superior-Oligoceno inferior (Yesos de Barbastro). 5: Mesozoico-Eoceno inferior. 6: Contacto normal. 7: Contacto discordante. 8: Contacto mecánico. 9: Anticlinal. 10: Sinclinal.

Figure 1. Geographical location and geological setting of western extreme of Barbastro anticline. 1: Quaternary. 2: Miocene. 3: Middle-Upper Oligocene (Peraltila Sandstones). 4: Upper Eocene-Lower Oligocene (Barbastro gypsums). 5: Mesozoic-Lower Eocene. 6: Normal contacts. 7: Discordant contacts. 8: Mechanical contacts. 9: Anticlines. 10: Synclines.

(MARTINEZ, 1981).

Litoestratigráficamente, el núcleo del pliegue está constituido por los yesos de Barbastro y los flancos por las areniscas de Peraltila. Los primeros de carácter lacustre continental marcan la individualización del surco de la Depresión del Ebro al final del Eoceno (RIBA et al., 1983) y pueden estar en relación con una desecación generalizada de la cuenca ocupando zonas con escasos aportes detríticos (PUIGDEFABREGAS, 1975). Las pulsaciones tectónicas que generan la estructura del Anticlinal marcan el paso hacia una sedimentación detrítica en ambientes de abanicos aluviales, de características sintectónicas, representada por las areniscas de Peraltila (MARTINEZ, 1981).

No obstante, además de estos rasgos geológicos existe una característica peculiar en el Anticlinal señalada por diversos autores. Se trata de la existencia de reacciones diapíricas locales que perturban el estilo general del pliegue. Tal y como señalan PARDO y VILLENA (1979) esta actividad diapírica se produce a la vez que tiene lugar el depósito de la Fm. Sariñena, lo cual genera una discordancia progresiva en el flanco N, que se manifiesta por el buzamiento de las capas miocenas hacia el NE en los

alrededores de El Pueyo de Barbastro. Por lo tanto, el inicio de estos fenómenos no tiene lugar antes del Aquitaniense.

La cuestión que se plantea en este trabajo se relaciona con el análisis de los posibles movimientos diapíricos que han tenido lugar después de las últimas etapas neógenas de sedimentación. En efecto, se va a comprobar como las deformaciones diapíricas siguen produciéndose también a lo largo de todo el Cuaternario. Para ello contamos con la existencia de buenos marcadores de tipo geomorfológico que se elaboran sobre el núcleo evaporítico del Anticlinal. Se trata, por un lado, de la superficie de erosión Culinante y sus depósitos correlativos y, por otro, de los niveles aluviales cuaternarios y cauces actuales asociados a la red fluvial (SANCHO, 1988).

Este tipo de deformaciones han sido señaladas con anterioridad por diversos autores en otras regiones del borde septentrional de la Depresión del Ebro. Así, en la zona leridana, BIROT (1937), SOLE y LLOPIS (1946) y PEÑA (1983) describen las deformaciones diapíricas que afectan a diferentes niveles de terraza de los ríos Segre y Noguera Ribagorzana entre Balaguer y Alfarrás. Por otro lado, SOLE (1953) analiza y compara el movimiento

diapírico de los anticlinales de Barbastro y Villafranca-Arguedas de tal modo que se observan deformaciones en las terrazas cuaternarias del Segre y Noguera Ribagorzana en un caso y en los niveles del Ebro y Aragón en otro. Concluye que el movimiento fue simultáneo en los dos anticlinales y que se localiza en un corto período de tiempo a mitad del Cuaternario. Las deformaciones producidas por los yesos plegados en la parte navarra han sido analizadas también por BOMER y RIBA (1962). Las agrupan según que aparezcan en charnelas de los pliegues o en capas yesíferas inclinadas y truncadas por depósitos de terraza.

Algunas de estas deformaciones coinciden con las observaciones que hemos realizado en el área del Cinca, tanto por la similitud del dispositivo geomorfológico como por la continuidad lateral de las características estratigráficas y estructurales generales del Anticlinal de Barbastro con los pliegues de los sectores navarro-riojano y catalán de la Depresión.

DEFORMACION DE LA SUPERFICIE DE EROSION CULMINANTE

El principal marcador utilizable para analizar de

modo general los fenómenos diapíricos del núcleo del Anticlinal de Barbastro a nivel regional está constituido por la superficie de erosión Culminante y los depósitos asociados con ella. Su estudio permite evidenciar los focos locales de mayor actividad diapírica.

Mapa de morfoisohipsas

La elaboración de un mapa de isohipsas de una superficie de erosión presenta una serie de problemas metodológicos derivados de su identificación, de la reconstrucción de la morfología original y de las posibles deformaciones que haya sufrido. La superficie de erosión culminante presenta una morfología resultado de procesos de glaciplanación, con desarrollos longitudinales superiores a los 20 km y pendientes medias que varían entre 1i y 2, 5i dirigidas hacia el SSW. Este nivel morfogenético se relaciona con la terraza de 150 m del río Noguera Ribagorzana al N de Alfarrás y con la terraza de 120 m al S de Monzón, por lo que se trata de una superficie poligénica. En cualquier caso la superficie de erosión del Anticlinal de Barbastro hay que situarla, cronológicamente, en el Pleistoceno inferior (SANCHO, 1988).

El mapa de morfoisohipsas presentado en la figura 2

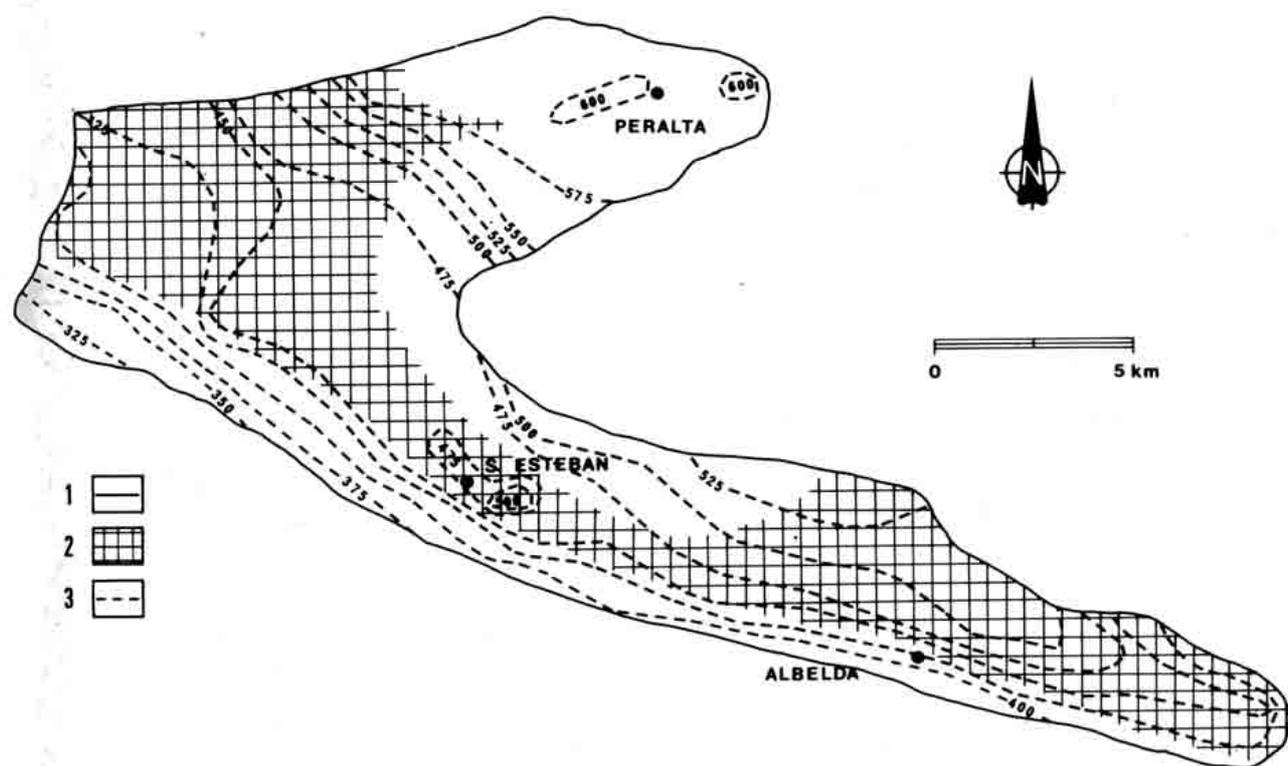


Figura 2. Mapa de isohipsas de la superficie de erosión Superior o Culminante del Anticlinal de Barbastro entre los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana. 1: Límite cartográfico del Anticlinal. 2: Yesos de Barbastro. 3: Isohypsas (equidistancia 25 m.).

Figure 2: Structural contour map of the Upper erosion surface of Barbastro anticline between Cinca and Noguera Ribagorzana rivers. 1: Cartographic boundary of Anticline. 2: Barbastro gypsums. 3: Contour interval 25 m.

pone de manifiesto la existencia de anomalías topográficas que no encajan en la morfología general del glacis resultante. Ahora bien, la falta de adecuación de algunas zonas a la topografía general puede deberse, bien a una falta de elaboración y madurez de la superficie dando lugar a pequeños relieves residuales, o bien a deformaciones posteriores de la propia superficie. Las propiedades de erosionabilidad y movilidad de los materiales salinos del núcleo del anticlinal así como la ubicación de las deformaciones potencian la segunda hipótesis.

Las irregularidades de la superficie ligadas a procesos de diapirismo se localizan en tres áreas. En los alrededores de San Esteban de Litera aparece una elevación central en los yesos que presenta una morfología domática algo alargada (2 Km) en el sentido del Anticlinal, que rompe totalmente el perfil longitudinal original, con diferencias de alturas medias que oscilan en torno a los 40 m en las zonas de actividad mayor, llegando a cotas absolutas de 500 m rodeadas de las isoclinas de 475 m al N y 450 al S.

Otra zona interesante se localiza en el entorno de Peralta de la Sal. Se observa un suave domo alargado (5 Km) de dirección prácticamente E-W que coincide con la prolongación oriental del anticlinal de Azanuy. Aunque el núcleo de yesos deja de aflorar anteriormente, siendo aprovechado por el río Sosa para encajar su curso, es capaz de generar estos abombamientos en la cobertera detrítica de la Fm. Areniscas de Peraltila.

Por último, entre Albelda y el río Noguera Ribagorzana la superficie presenta una morfología de bóveda alargada en la dirección del Anticlinal, con diferencias de alturas que varían entre 30-40 m que se pueden deber a procesos también diapíricos. No obstante, la complejidad geológica de esta zona del Anticlinal en relación con las anteriores, motivada por el depósito de materiales miocenos y pleistocenos (éstos últimos correlativos a la superficie de erosión Culminante) puede dificultar la interpretación de tales anomalías. En cualquier caso, la existencia de deformaciones resulta evidente, aunque es posible que su influjo se vea enmascarado por la actividad de procesos de incisión y degradación posteriores o simultáneos necesarios para explicar la morfología final resultante.

Deformaciones en los depósitos asociados con la superficie de erosión

En los depósitos correlativos a la superficie de erosión Culminante del Anticlinal, existentes al N de Alfarrás, en el lugar denominado Canchinches, se han detectado algunas deformaciones de escala métrica. Aunque generalmente estos materiales no están afectados por deformaciones, de modo local se observan algunas estructuras paralelas entre sí y a la dirección principal del Anticlinal

de Barbastro. Se trata de discontinuidades de escala decimétrica-métrica que afectan de modo frágil a las gravas y de forma más dúctil a los niveles arcillo-arenosos. Es interesante señalar además otro conjunto de fracturas de gran ángulo asociadas con los planos anteriores, de escala decimétrica, carácter inverso e inclinación contraria, de tal modo que intersectan a las estructuras generales (Figura 3).



Figura 3. Fallas normales e inversas en la terraza de 150 m del río Noguera Ribagorzana al N de Alfarrás. 1: Gravas. 2: Arenas y limos.

Figure 3. Normal and reverse faults in the 150 m terrace deposits of Noguera Ribagorzana river to the north of Alfarrás. 1: Gravels. 2: Sands and silts.

En relación con estos depósitos SOLE (1953) señala la existencia de deformaciones importantes en la región, ya que hace equivaler desde el punto de vista morfogenético los materiales apoyados sobre el Anticlinal (470 m de altura) con los situados al S de Alfarrás (380 m) y que dan lugar al extenso piedemonte que sirve de interfluvio entre los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana. El resultado es una diferencia de altura de 100 m en 1 Km de longitud que este autor explica mediante las deformaciones pertinentes. Posteriormente ALBERTO et al. (1983) diferencian varios niveles dentro del piedemonte pliocuaternario pirenaico

y la diferencia de altura observada por el autor anterior se debe a que los niveles comparados son diferentes. El primero (470 m) corresponde al nivel superior que tiene su reflejo más hacia el S y el segundo (380 m) se identifica con el inferior, resultando erróneo cualquier intento de identidad altimétrica entre ambos.

Por tanto, acudiendo al análisis de la superficie de erosión Culinante o a los depósitos correlativos asociados se deduce una actividad diapírica del núcleo evaporítico del Anticlinal que los deforma y, consiguientemente, dichos procesos son posteriores a la finalización de este estadio morfogenético (Pleistoceno inferior).

DEFORMACIONES DE LAS TERRAZAS CUATERNARIAS

Los niveles acumulativos cuaternarios que los ríos Cinca y Vero han dejado con forma aterrazada sobre los yesos del Anticlinal constituyen otro marcador importante para detectar la posible actividad halocinética de los yesos del pliegue.

Las terrazas del río Cinca

El río Cinca, que corta transversalmente el Anticlinal en sentido meridiano, ha desarrollado en este área ocho niveles de terrazas localizadas a diferentes alturas (120-3 m) (SANCHO, 1988).

Se han observado deformaciones en los niveles de

terrazza T_6 (85-90 m) y T_4 (45 m) a escala de fotografía aérea y de afloramiento. Las más importantes corresponden al primero. Al N de Castejón del Puente, aparecen cinco elevaciones alineadas en la dirección N-S y separadas por barrancos perpendiculares al río Cinca. Presentan morfologías domáticas y están coronados por materiales detríticos.

Si analizamos en primer lugar la relación entre la topografía (curvas de nivel) y el contacto de la terraza con el sustrato evaporítico del Anticlinal, se detectan diferencias de cotas que superan los 30 m. y claras morfologías de domos equidimensionales (Fig. 4), que no concuerdan con las características originales de una terraza, teniendo en cuenta además que la potencia del depósito no supera los 10 m. El control de este contacto en el campo corrobora estas deformaciones y en el talud desarrollado sobre el Cinca en la margen derecha es posible observar algunas deformaciones locales. En general, las deformaciones son de tipo domático aunque localmente pueden aparecer pequeñas perforaciones (Figura 5). La primera clase de deformaciones consiste en una serie de domos más o menos equidimensionales cuyo diámetro puede sobrepasar los 500 m. y la altura central con respecto a la base los 30 m. Como resultado de estos procesos de abombamiento aparecen basculamientos suaves 10-15° y algunas discontinuidades de carácter normal muy verticalizadas. Por otro lado, las perforaciones tienen escala métrica y están asociadas generalmente a materiales margosos. Se presentan en un estadio inicial de desarrollo, ya que no han llegado a perforar la cobertera totalmente. Los cantos de

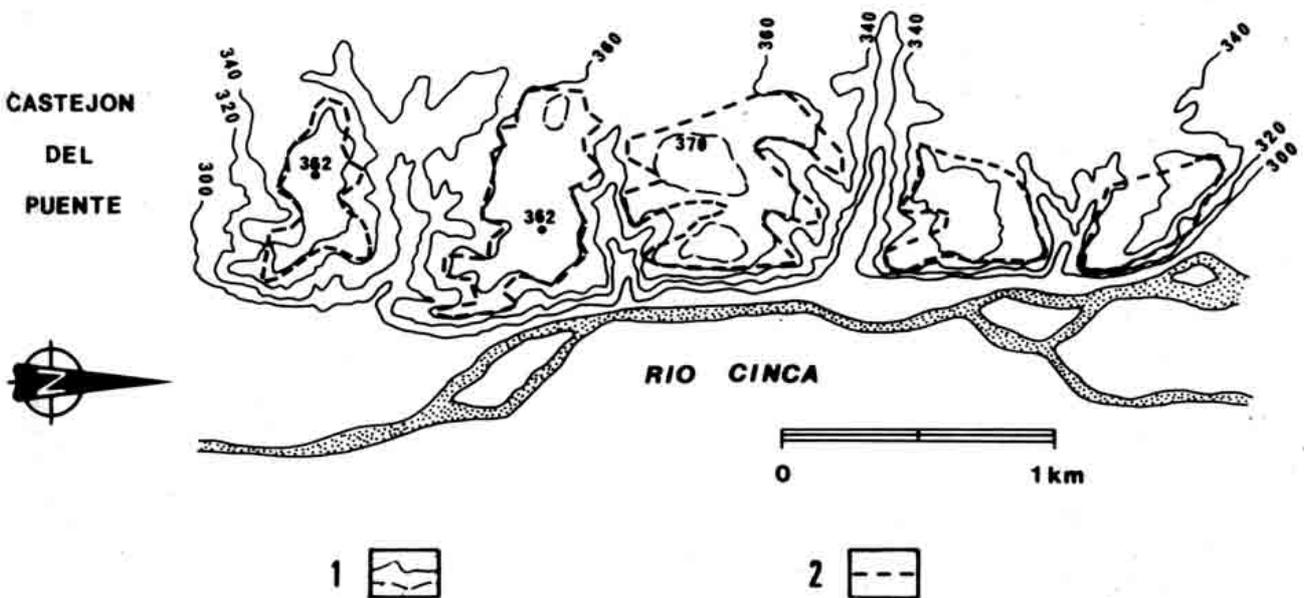


Figura 4. Distribución cartográfica del contacto entre la terraza de 85-90 m. del río Cinca y el sustrato evaporítico del del Anticlinal de Barbastro al N de Catejón del Puesto. 1: Curvas de nivel. 2: Contacto discordante.

Figure 4. Cartographic contact between 55-90 m terrace deposits of Cinca river and eocene-oligocene evaporitic substratum of Barbastro anticline to the north of Castejón del Puente. 1: Topographic contour lines. 2: Discordant contacts.

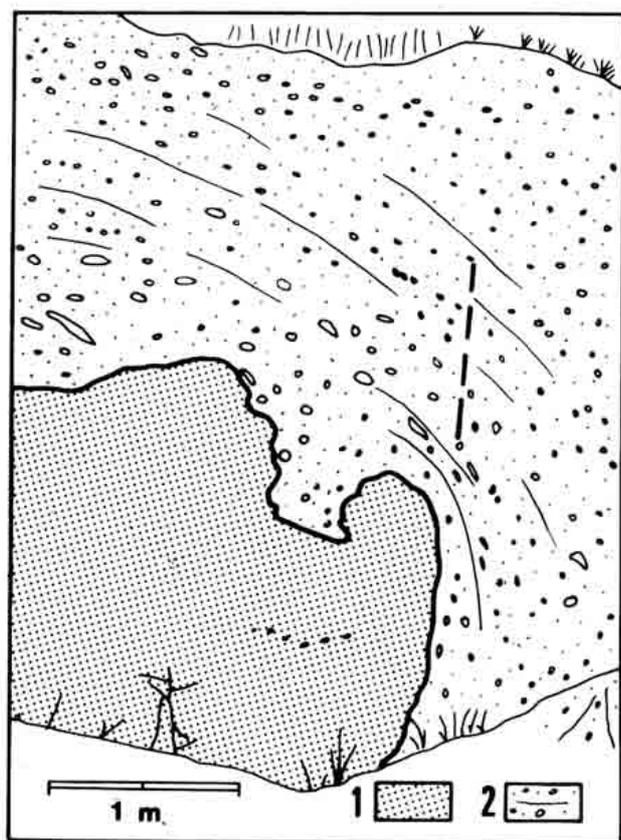


Figura 5. Intrusión margosa perforante que afecta al nivel de terraza de 85-90 m del río Cinca al N de Castejón del Puente. 1: Margas eoceno-oligocenas. 2: Gravas cuaternarias.

Figure 5. Body marls piercing the 85-90 m. terrace deposits of Cinca river to the north of Castejón del Puente. 1: Eocene-Oligocene marls. 2: Quaternary gravels.

la terraza se disponen con su eje mayor paralelo al contacto entre la masa intrusiva y la cobertera detrítica, mientras que en la intrusión de las margas se dibujan planos de discontinuidad paralelos y perpendiculares al contacto. Por el contrario no se han identificado estructuras de deformación importantes en las gravas suprayacentes ligadas a las perforaciones.

Por otro lado, el nivel de terraza T_4 , en la margen izquierda del Cinca, presenta irregularidades topográficas que pueden ser debidas a causas similares a las anteriores, aunque a nivel de afloramiento no ha sido posible contrastar estos datos.

Las terrazas del río Vero

Al SE de Barbastro, el río Vero ha depositado hasta cuatro niveles de terraza, con disposición paralela al eje del Anticlinal, algunos de los cuales pueden utilizarse para controlar también la actividad diapírica del mismo.

En efecto, cerca de La Bopuera se desarrolla un nivel

de terraza T_4 poco continuo, situado a 40-45 m. de altura sobre el cauce actual. En sus depósitos se han identificado también dos tipos de deformaciones similares a las localizadas en el Cinca. Por un lado, son frecuentes los basculamientos, aunque en este caso parecen tener un ángulo mayor (20-30°). Por otro, existen también intrusiones de evaporitas y margas de escala métrica que perforan totalmente la cobertera detrítica de la terraza. La morfología de las perforaciones es bastante regular y prácticamente se trata de cuerpos tubulares verticalizados que incluyen pasadas de gravas dispuestas de modo totalmente anárquico.

Por tanto y sintetizando, hay dos cuestiones que debemos puntualizar de modo general. En primer lugar, la deformación más frecuente en el desarrollo de grandes domos con basculamientos y fracturas asociados fundamentalmente a la masa general de yesos. En este contexto domático regional se desarrollan inicialmente pequeñas perforaciones intrusivas que aparecen ligadas a material más margoso y que no han llegado a perforar totalmente la cobertera detrítica. Por otro lado, la segunda circunstancia hace referencia a la edad de estas deformaciones, de tal modo que la ordenación relativa de las terrazas permite deducir que la actividad diapírica del Anticlinal perdura hasta bien entrado el Cuaternario, aunque la falta de dataciones absolutas impide concretar esta edad. Indudablemente debe ser posterior a los niveles T_6 y T_4 (Pleistoceno medio) y parece anterior al desarrollo de los niveles más modernos, ya que no se han observado deformaciones en los niveles T_3 , T_2 , T_1 . Por otro lado, no conocemos si esta actividad tiene lugar de un modo continuado a lo largo de un período de tiempo importante o si se produce de modo brusco e instantáneo en uno o varios instantes determinados.

RED DE DRENAJE

En algunos valles de fondo plano se han observado dos etapas de relleno separadas por el correspondiente período erosivo. Se localizan en los barrancos de La Sosa y de Segarra-Regal, que cortan transversalmente al Anticlinal entre Tamarite y San Esteban de Litera. Curiosamente sólo se produce este desdoblamiento cuando atraviesan el núcleo evaporítico. Es frecuente que a partir del nuevo nivel de base impuesto por el relleno inferior se desencadene la incisión en los valles perpendiculares.

Por otro lado, el análisis de los perfiles longitudinales de los barrancos de la Sosa, entre Tamarite y Alcampel, y de Segarra-Regal, entre San Esteban y Alcampel, indica la existencia de perturbaciones en la concavidad teórica del la curva. Aunque la escala de trabajo ha venido impuesta por la información ofrecida por los mapas topográficos a escala 1:50.000, los resultados obtenidos pueden resultar interesantes. En efecto, se han detectado

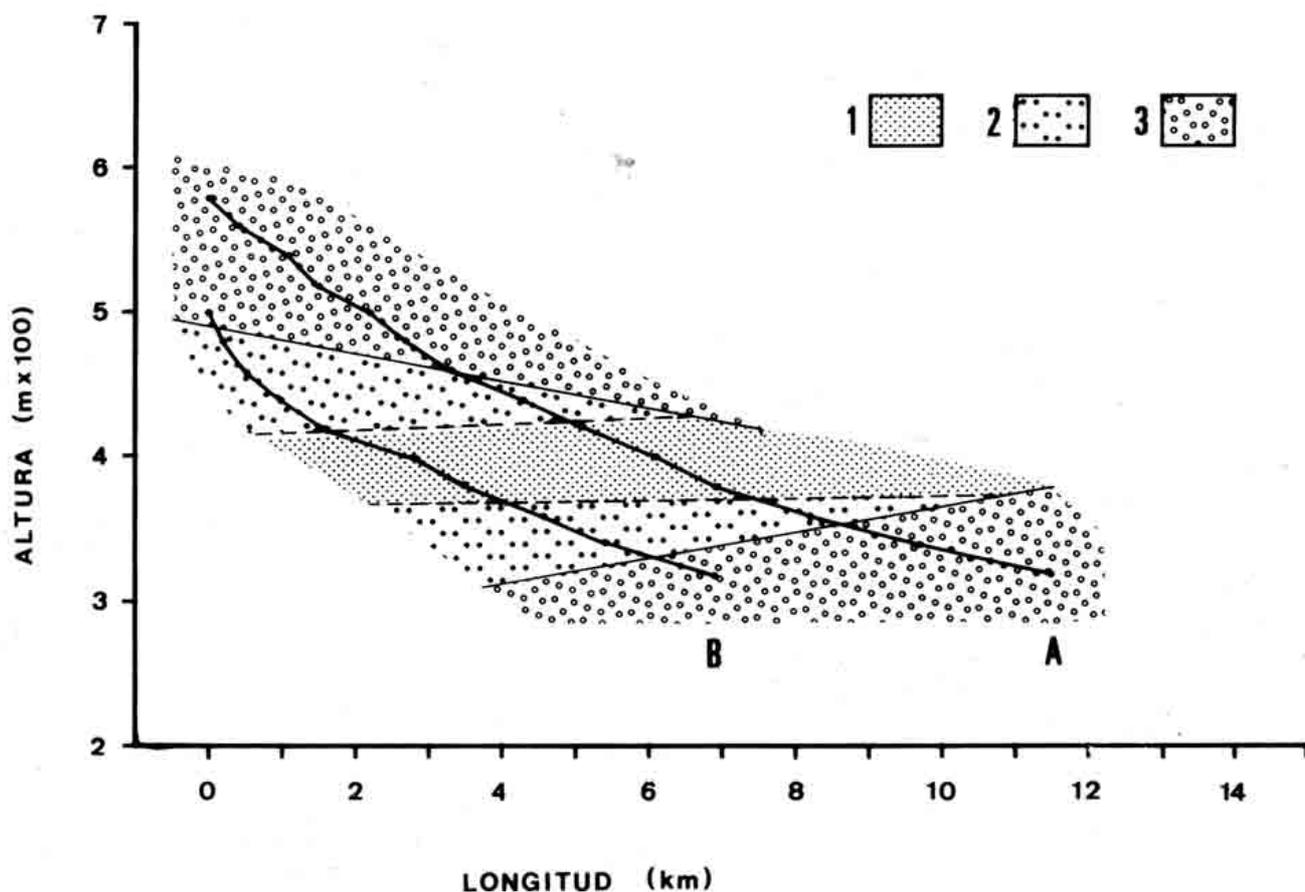


Figura 6. Anomalías en los perfiles longitudinales de los barrancos de Segarra (A) y Sosa (B) entre Tamarite y San Esteban y relación con sustrato geológico. 1: Yesos de Barbastro. 2: Areniscas de Peraltilla. 3: Molasa de Sariñena.

Figure 6: Longitudinal profile anomalies of Segarra (A) and Sosa (B) gullies between Tamarite and San Esteban and relationship with the geological substratum. 1: Barbastro gypsums. 2: Peraltilla sandstones. 3: Sariñena molasse.

irregularidades convexas en el tramo central del núcleo del Anticlinal ocupado por los yesos (Fig. 6). Estas modificaciones del perfil teórico están asociadas con empujes ascensionales del sustrato margoevaporítico.

Evidentemente el doble relleno puede estar en relación con cambios climáticos y antrópicos que desencadenan procesos erosivos o acumulativos, tal y como se ha observado en otras zonas de la Depresión del Ebro. No obstante, el hecho de producirse esta situación muy localmente y sólo sobre los yesos puede indicarnos la existencia de factores internos de tipo diapírico como causa del encajamiento. De este modo es posible una elevación en la zona central del Anticlinal, que el perfil del barranco debe contrarrestar con un encajamiento hasta conseguir de nuevo el equilibrio. Por otro lado el perfil actual del cauce de los barrancos presenta una serie de irregularidades con morfologías domáticas producidas por elevaciones de los yesos. Estas circunstancias representan la continuidad de la actividad diapírica del Anticlinal de Barbastro casi hasta la actualidad.

CONSIDERACIONES

Los marcadores geomorfológicos utilizados para detectar y analizar la actividad diapírica espacio-temporal del Anticlinal de Barbastro son de carácter acumulativo o erosivo. Mientras que los primeros, basados en el estudio directo de las estructuras a nivel de afloramiento, han sido utilizados con frecuencia, los segundos, que utilizan técnicas indirectas de reconstrucción en gabinete, han pasado más inadvertidos. En ambos casos existe una componente de variación morfológica observada y, en el primero, se añade la deformación interna que acompaña a los depósitos.

Las deformaciones halocinéticas y diapíricas que afectan a los materiales cuaternarios en la Depresión del Ebro fueron observadas desde antiguo y han sido estudiadas últimamente con bastante minuciosidad, de tal modo que son varios los modelos propuestos para explicar las estructuras observadas. RODRIGUEZ (1986) analiza deformaciones de tipo domático, SIMON y SORIANO (1986) establecen los modelos domático y perforante. Por últi-

mo, BENITO y CASAS (1987), además de estos modelos, proponen un esquema mixto domático-perforante. Sin embargo no se ha señalado la existencia de este tipo de deformaciones a partir de la utilización de otros marcadores geomorfológicos.

Las deformaciones analizadas y las estructuras asociadas en los depósitos cuaternarios, que aparecen sobre el Anticlinal de Barbastro, parecen coincidir con los esquemas domático-perforante y combinación de deformaciones domáticas a escala hectométrica y perforantes a escala métrica de BENITO y CASAS (1988). Por lo que se refiere a las deformaciones aisladas, encontradas en los depósitos del nivel culminante de carácter normal e inverso, se pueden razonar perfectamente dentro del modelo domático-perforante, aunque no se observa la estructura general y por tanto no es posible asegurar el tipo deformacional presente. Las fallas normales están relacionadas con colapsos producidos por el abombamiento generado por la cuña de material intrusivo, a la vez que dicha intrusión crea en su entorno un régimen de esfuerzos con el eje de esfuerzo máximo compresivo horizontal que puede dar lugar a las fallas inversas asociadas. Sin embargo, cuando no se observa la morfología original de la terraza deformada como sucede en este caso, los colapsos pueden estar ligados a la disolución de los yesos infrayacentes, teniendo en cuenta además que existen focos importantes de actividad kárstica sobre el núcleo evaporítico del Anticlinal de Barbastro (GUTIERREZ et al., 1985 y 1989). Las estructuras resultantes que observamos en las terrazas de los ríos Cinca y Vero, como respuesta a la actividad halocinética, parecen relacionadas con el desarrollo de un gran domo inicial, con fracturas normales, asociado a los yesos de modo general. A su vez, en las zonas con predominio de margas, es posible la aparición de pequeñas intrusiones apenas evolucionadas, que no introducen deformación domática adicional en la superficie arqueada. No queda clara la cronología relativa de ambos fenómenos, aunque de acuerdo con los estadios evolutivos de TRUSHEIM (1960) podría haberse producido una primera fase domática a la que siguen las intrusiones pertinentes.

Por otro lado las deformaciones deducidas tras el estudio de la superficie de erosión culminante y los perfiles longitudinales de algunos valles de fondo plano tienen características domáticas, de escala kilométrica y tendentes a un mayor desarrollo en la dirección del pliegue, sin poder realizar mayores precisiones tanto sobre las modificaciones inducidas en el propio sustrato margoevaporítico, como sobre los mecanismos que las generan.

La explicación que pone en marcha todos estos fenómenos debemos buscarla en la diferencia de potencial litostático existente entre el núcleo y los flancos del Anticlinal, de tal modo que la carga litostática en el núcleo

de masa salina es mucho menor que en los flancos sepultados por las molasas miocenas. Esta falta de estabilidad se inicia con el plegamiento de los materiales, a finales del Oligoceno, produciéndose a su vez el desmantelamiento de la charnela detrítica por arrasamientos posteriores miocenos y pleistocenos y dejando aflorar el núcleo evaporítico. Indudablemente esta actividad perdura durante gran parte del Cuaternario, e incluso es posible que siga funcionando en la actualidad de modo muy local.

BIBLIOGRAFIA

- ALBERTO, F. ; GUTIERREZ, M. ; IBANEZ, M. J. ; MACHIN, J. ; MELENDEZ, A. ; PEÑA, J. L. ; POCOVI, A. y RODRIGUEZ, J. (1983). El piedemonte pliocuaternario en el sector central pirenaico (Huesca y Lérida). *Geographica*, 18; 109-126.
- BENITO, G. y CASAS, A. (1987). Small-scale deformations in quaternary deposits in the northeastern Iberian peninsula. *Géologie Méditerranéenne*, XIV (4); 233-243.
- BIROT, P. (1937). *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*. Thèses Univ. Paris. Ed. Bailliere et Fils, 315 p. Paris.
- BOMER, B. y RIBA, O. (1962). Deformaciones tectónicas por movimiento de yesos en Villafranca de Navarra. *I Col. Int. sobre Obras Públicas en terrenos yesíferos*, 5; 13-20. Servicio Geológico de Obras Públicas. Madrid.
- GUTIERREZ, M. ; IBANEZ, M. J. ; PEÑA, J.L. ; RODRIGUEZ, J. y SORIANO, M.A. (1985). Quelques exemples de karst sur gypse dans la dépression de l'Ebre. *Karstologia*, 6 (2), 29-36.
- GUTIERREZ, M. ; BENITO, C. y SANCHO, C. (1989). El karst de la Depresión del Ebro. En DURAN, J. J. y LOPEZ, J. (Eds.). *El karst en España*. Monografía S. E. G., 4, 201-209. Madrid.
- MARTINEZ, M. B. (1981). *Estudio geológico y estructural de la zona de conexión entre las Sierras Marginales Aragonesas y Catalanas (Prepireneo, provincia de Huesca)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza; 120 p.
- PARDO, G. y VILLENA, J. (1979). Aportación a la geología de la región de Barbastro. *Acta Geológica Hispánica*. Homenaje a Lluís Solé i Sabaris, 14; 289-292.
- PEÑA, J. L. (1983). *La Conca de Tremp y Sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana: estudio geomorfológico*. Instituto de Estudios Ilerdenses (C. S. I. C.), 373 p. Lérida.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975). *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos (Pirineos, 104); 188 p.
- RIBA, O., REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983). Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. *Libro Jubilar J. M. Ríos (Geología de España)*, T. II; 131-159. I. G. M. E.
- RODRIGUEZ, J. (1986). Deformaciones recientes en los depo-

- sitos cuaternarios de la Puebla de Alfindén (Zaragoza). Boletín Geológico y Minero, XCVII (I); 3-8.
- SANCHO, C. (1988). *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Cinca*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza; 743 p.
- SIMON, J. L. y SORIANO, A. (1986). Diapiric deformations in the Quaternary deposits of the central Ebro Basin, Spain. *Geol. Mag.*, 123 (1); 45-57.
- SOLE, L. (1953). Terrazas cuaternarias deformadas de la cuenca del Ebro. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, XXXI (7); 239-259.
- SOLE, L. y LLOPIS, N. (1946). *Mapa Geológico de España, escala 1:50. 000. Hoja nº 360 (Bellvis) y Memoria explicativa*. I. G. M. E., 55 p. Madrid.
- TRUSHEIM, F. (1960). Mechanism of salt migration in northern Germany. *Bull. A. A. P. G.*, 44 (9); 1519-1540.

*Recibido en Enero de 1990
Aceptado en Mayo de 1990*