

Estructuras de superposición de plegamientos en el borde NE de la cadena Ibérica

por José Luis SIMÓN GÓMEZ

Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Zaragoza.

RESUMEN

El análisis de los plegamientos superpuestos existentes junto a las localidades de Aliaga, La Cañadilla y Los Olmos (provincia de Teruel) permite relacionarlos con modelos experimentales establecidos por otros autores y confirma, apoyado también por las relaciones tectoestratigráficas de las unidades terciarias, la posterioridad de las estructuras ENE respecto a las de dirección *ibérica* en el borde septentrional de la cadena.

SUMMARY

SUPERIMPOSED FOLDING STRUCTURES IN THE NE BOUNDARY OF IBERIAN CHAIN.

The analysis of superimposed foldings near localities of Aliaga, La Cañadilla and Los Olmos (prov. of Teruel) allow us to relate them to experimental models made by other authors. In addition to the tectostratigraphic relations of Tertiary unities, it proves that ENE structures are younger than NW ones, in the septentrional boundary of the Iberian Chain.

INTRODUCCIÓN

Las localidades donde se han estudiado las estructuras de superposición pertenecen a la provincia de Teruel, en el tránsito entre el Maestrazgo y el Bajo Aragón. Se sitúan muy cerca del borde de la cordillera Ibérica (fig. 1), donde la cobertera es bastante delgada y los rasgos generales de la deformación están estrechamente controlados por las grandes fracturas del basamento, que son desgarres tardihercínicos reactivados. La tectónica de cobertera del tipo de *piel fina* está propiciada por el despegue a favor de los niveles plásticos de Trías, fenómeno común en toda la cadena.

Este borde nororiental está formado por un arco complejo de pliegues y cabalgamientos, vergentes hacia el norte en su mayoría, que Canerot (1974) denomina de Beceite-Portalrubio. En él aparecen dos directrices estructurales marcadamente diferentes: una de orientación *ibérica* (NW-SE) y otra transversal ENE-WSW. La superposición de ambas a lo largo del arco confiere a éste su característica forma de *uve doble*.

La cronología relativa de ambas familias de estructuras fue ya acertadamente interpretada por Ribá (in IGME, 1971) y Birot (1959), especialmente en los alrededores de Aliaga y Cobatillas, gracias a las relaciones tectoestratigráficas con las unidades terciarias. Así, el anticlinal de Campos, orientado NNW, está plegando a unos materiales detríticos general-

mente atribuidos al Oligoceno (IGME, 1979), que aparecen subverticales en sus flancos. En marcada discordancia angular, que se observa con nitidez en la carretera de Cobatillas a Aliaga (Cueva Canaleta), otra unidad detrítica reposa sobre aquella, si bien hay que matizar que tal discordancia tiene carácter progresivo al norte de Cobatillas, lo que evidenciaría la continuidad de la sedimentación oligocena durante la fase principal de deformación. Finalmente, los materiales considerados chatiense-miocenos (IGME, 1979), incluso en sus niveles más altos se ven afectados por las estructuras ENE. Concretamente, al sur de Cobatillas son cabalgados por las calizas urgonianas y en las inmediaciones del plano de fractura sufren una violenta flexión. A la vista de estos datos puede concluirse que las estructuras ENE corresponden a un plegamiento posterior al de la fase principal *ibérica*, alternando ambos eventos deformacionales con dos periodos de sedimentación molásica intensa.

PLEGAMIENTOS SUPERPUESTOS EN ALIAGA, LA CAÑADILLA Y LOS OLMOS

Al norte de Aliaga se encuentra el anticlinal de Campos, ya mencionado, que tiene su prolongación al sur en el del Alto Guadalope. Ambos elementos es de esperar que formasen una sola unidad antiformal inmediatamente después de producirse la primera fase de plegamiento, pero que luego ha sido cortada en su centro por una serie de estructuras ENE de aspecto muy diverso según su ubicación y el nivel estratigráfico al que afectan (fig. 2). Si bien es cierto que existe algún pliegue transversal de mayor escala (SE de Aliaga) cuyo eje podría seguirse a lo largo de toda la serie cretácica, la regla general es que el comportamiento del núcleo jurásico, de las calizas urgonianas y del Cretácico superior no es en absoluto solidario durante este segundo proceso de plegamiento. La razón, naturalmente, hay que buscarla en la intercalación de los dos niveles incompetentes de las facies Purbeck-Weald y Escucha-Utrillas, que permite la independencia en el comportamiento de los otros.

Las calizas bien estratificadas del Cretácico superior, subyacentes a una enorme masa conglomerática difícil de moldear, se ven obligadas a plegarse a pequeña escala, con

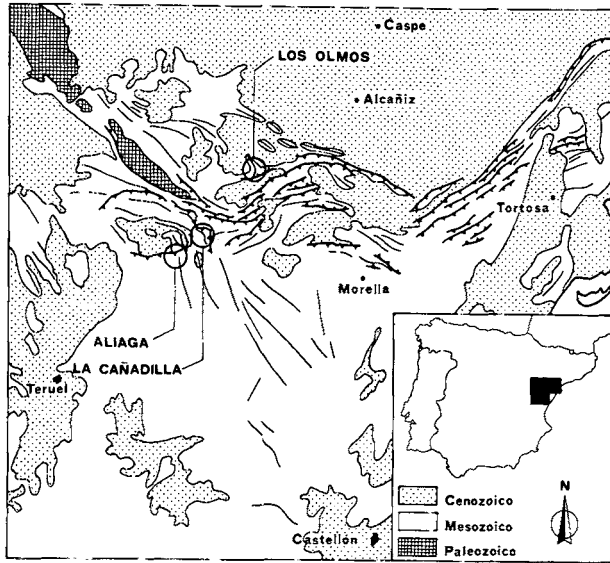


Fig. 1. Localización de las tres estructuras de superposición estudiadas.

fuertes disarmonías tanto internas como respecto a las unidades que forman su techo y su muro. El Jurásico sólo ha podido reaccionar por fracturación, y es precisamente la facies Urganiana la que, flanqueada por las dos formaciones más plásticas, ha tenido total autonomía para desarrollar una estructura compleja de superposición que es la más apta para ser analizada. Dentro de ella se observan dos sectores claramente diferenciados, al norte y al sur de Aliaga respectivamente: en el primer caso, un sinclinal cónico cuyo eje converge con dos anticlinales entre los que se encaja; en el segundo, pliegues serpenteantes de eje subvertical. Este último sería el modelo más sencillo de respuesta a la segunda compresión por parte del flanco erguido de un pliegue formado en la primera (Campos-Alto Guadalupe), pero requiere, además de la competencia diferencial respecto a las unidades más plásticas, una independencia dinámica de dicho flanco respecto a la zona de cresta (fig. 5-B). Ello habría podido producirse mediante la denudación previa de ésta y ser el factor determinante del distinto comportamiento en esta porción de la estructura. Al norte, por el contrario, todavía hoy se conserva en buena parte la charnela sensiblemente angular de las calizas urgonianas y el conjunto del pliegue actúa como una estructura más rígida. La segunda etapa de plegamiento sólo ha podido incidir eficazmente en el flanco occidental, mucho menos abrupto, formando un sinclinal cónico que separa una porción de pliegue con dirección similar a la original de otra sensiblemente girada y volcada hacia el norte (fig. 5-A). El flanco este, subvertical, ha sido mucho menos flexionado y su acortamiento se resuelve en alguna medida por una serie de fallas inversas y direccionales.

No obstante ese comportamiento disarmonico entre las formaciones competentes, las orientaciones de los elementos geométricos de algunos pliegues angulares sobre calizas del Cretácico superior son totalmente análogas en los serpenteantes de las calizas urgonianas, lo que permite suponer una génesis simultánea como respuesta a un mismo campo de esfuerzos. La diferencia acusada en las respectivas longitudes de onda queda perfectamente justificada a partir de la expresión de Biot (1964):

$$W = 2\pi t \left(\frac{n\mu_1}{6\mu_2} \right)^{1/3}$$

que relaciona la longitud de onda teórica (W) con el espesor medio (t) de n capas de un material con viscosidad μ_1 que se pliegan en un medio de viscosidad μ_2 . Los bancos pertenecientes al Cretácico superior son menos numerosos y de menor espesor que los urgonianos, donde es toda la formación la que se ve involucrada. Por otro lado, la relación μ_1/μ_2 es prácticamente 1 en el primer caso (tanto las capas plegadas como el medio englobante son el mismo tipo de calizas), mientras en el segundo habrá de tener un valor claramente superior (calizas urgonianas englobadas en niveles plásticos de Weald y Escucha). Todo ello hace que el valor de W alcanzado en esta última situación sea mayor.

Junto a La Cañadilla varios pliegues transversos cortan a un anticlinal simétrico de inmersión sur y a un gran cabalgamiento acompañante (ambos con orientación global NW-SE), haciéndoles tomar una forma sinuosa (fig. 3). El resultado es diferente a lo sucedido sobre el anticlinal de Campos, puesto que aquí ha sido todo el conjunto del pliegue inicial el que ha sido flexionado, zigzagueando su eje en el plano horizontal (fig. 5-C). Ambos flancos han tenido una respuesta análoga ante el segundo plegamiento, lo que no resulta extraño al tratarse de un pliegue originalmente simétrico, trayendo como consecuencia, y debido a las limitaciones mecánicas y geométricas inherentes al proceso de flexodeslizamiento, que los ejes superpuestos pasen de ser anticlinales a sinclinales al atravesar al anterior.

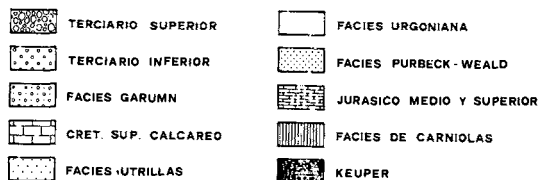
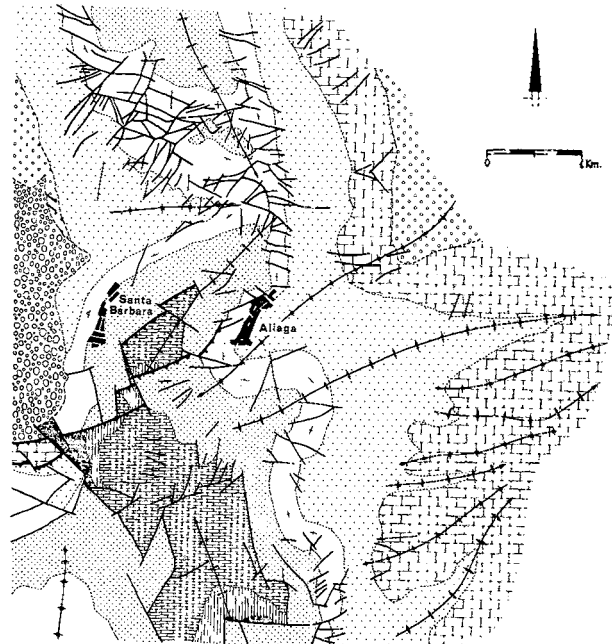


Fig. 2. Cartografía de las estructuras de superposición en los alrededores de Aliaga.

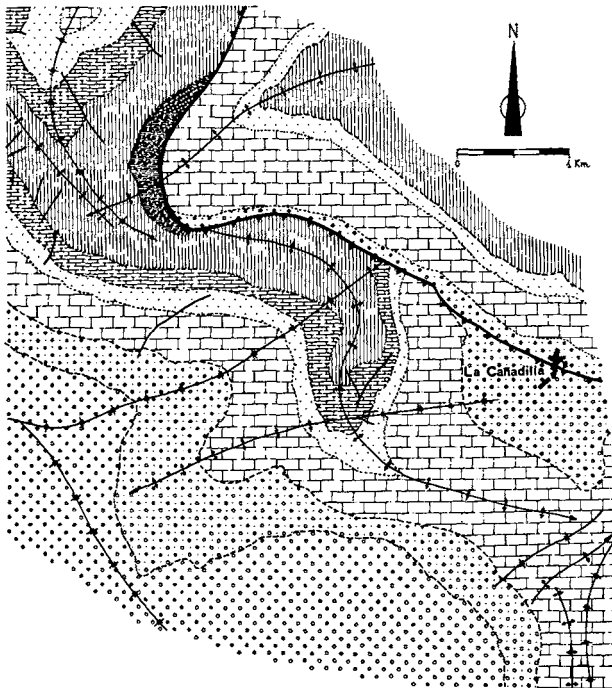


Fig. 3. Diseño cartográfico de la superposición de plegamientos junto a La Cañadilla (ver leyenda de la figura 2).

Inmediatamente al este de *Los Olmos* discurre un gran anticlinal de dirección *ibérica* algo norteeda, que se ve interrumpido y ligeramente girado al intersectar al sur con una lineación antiformal ENE retrovergente (fig. 4). Exceptuando esta leve flexión en la zona de confluencia, el resto del anticlinal NNW no ha sido afectado por la segunda compresión y ésta sólo ha conseguido adosarle otra antiformal perpendicular. La localización de ésta y su carácter retrovergente deben estar relacionadas con su ubicación en el borde de la depresión terciaria del Guadalopillo, que habrá actuado como zona de discontinuidad mecánica y, por tanto, de especial movilidad.

CLASIFICACIÓN Y ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS DE SUPERPOSICIÓN

Tratar de encuadrar los diseños descritos (fig. 5) dentro de los modelos de interferencia que establece Ramsay (1967) es una labor que carece de verdadero sentido. En efecto, tales modelos tienen perfecta vigencia en el ámbito del plegamiento similar, pero en el de flexodeslizamiento, la diferente cinemática del proceso impone otras condiciones que las puramente geométricas. Así nos encontramos que, aun presentando los elementos de ambas familias una relación análoga a la del tipo 1 de Ramsay (ejes a muy próximos entre sí; ángulo entre ejes b próximo a 90°), son muy variados los diseños resultantes y ninguna coincide, además, con el de *domos y cubetas* propuesto por el autor. Quizá éste se hubiese producido si los empujes según ambas direcciones hubieran sido simultáneos, pero ello no fue así y al iniciarse el plegamiento ENE ya existían unas estructuras *ibéricas* bien conformadas y robustas.

Si que es obligado, en cambio, referirnos a los modelos experimentales que establecen Ghosh y Ramberg (1968) para las superposiciones de pliegues de flexodeslizamiento,

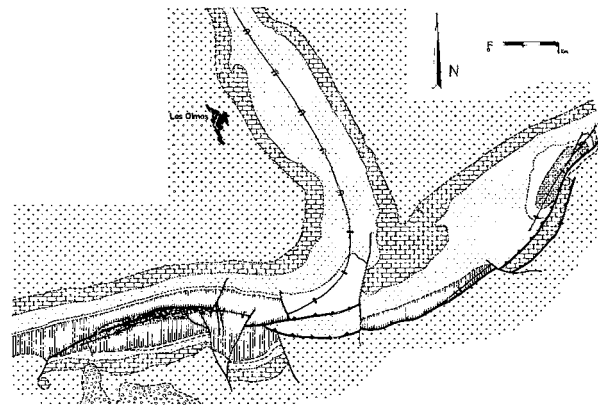


Fig. 4. Pliegues superpuestos de Los Olmos (ver leyenda de la figura 2).

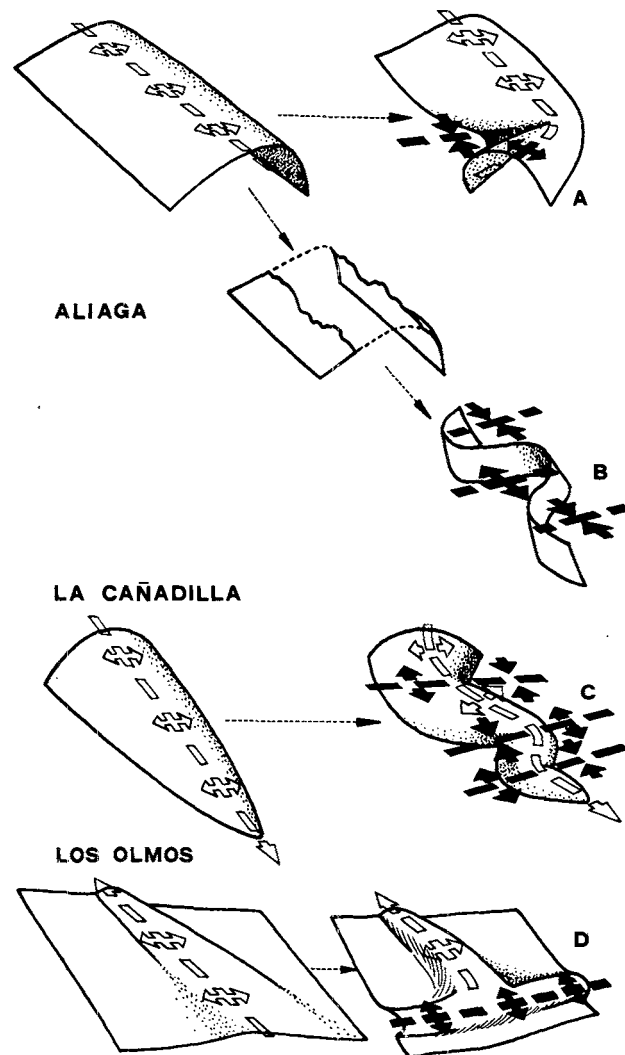


Fig. 5. Resumen de los modelos de estructuras de superposición correspondientes a las dos fases de plegamiento registradas en el borde NE de la Cadena Ibérica.

por cuanto que los ejemplos reales descritos en este trabajo son en su mayoría fiel reflejo de aquéllos. Para el caso de dos plegamientos separados en el tiempo y cuyos ejes están

próximos a la perpendicularidad (condiciones que se han dado en la cadena Ibérica), estos autores establecen dos tipos de estructuras: al primer tipo se adscriben aquellas donde los ejes de la primera fase no están apenas dislocados por la segunda, limitándose ésta a generar unas nuevas estructuras cruzadas sobre las anteriores y de tamaño sensiblemente menor. En el tipo segundo, los ejes de los pliegues tempranos adquieren aire zigzagueante, al aparecer en sus flancos nuevas estructuras transversas que no atraviesan las charnelas anteriores. La causa de ello está en la dificultad mecánica que tiene la charnela para involucrarse en el proceso, y el resultado son unos pliegues cónicos con carácter anticlinal a un lado del eje temprano y sinclinal al otro.

Pertenecientes al primer tipo serían, en nuestro caso, algunos pliegues superpuestos al SE de Aliaga (fig. 2). Genuino representante del segundo sería el anticlinal sinusoide de La Cañadilla y también el sinclinal cónico que, al norte de Aliaga, queda superpuesto al anticlinal de Campos (figs. 5-A y 5-C). La interferencia de Los Olmos, aunque perteneciente al primer tipo, sería un caso especial, ya que la segunda antifforma ha tenido completa libertad para desarrollarse precisamente por encontrarse en un área con baja densidad de estructuras de primera fase (fig. 1). También serían un caso especial los pliegues serpenteantes de Aliaga (fig. 5-B).

CONCLUSIONES

Toda la casuística presentada evidencia que el estilo y desarrollo alcanzado en cada punto por las estructuras tempranas, así como su grado de denudación por los procesos erosivos subsiguientes, condicionan decisivamente la forma

final del modelo. Sin embargo, allí donde la superposición es más real, es decir, donde se produce sobre estructuras tempranas bien desarrolladas, es evidente que domina el modelo de superposición del segundo tipo de Ghosh y Ramberg. Si nos atenemos a las experiencias de éstos, ello indicaría una situación deformacional para la segunda fase con ejes de acortamiento y estiramiento en la horizontal. Así, el análisis de esta superposición de plegamientos, no sólo confirma la secuencia de fase apuntada al principio, sino que también es acorde con el modelo elaborado por Simón (1979) tras recientes investigaciones en este área y que postula, para la fase segunda, un campo de esfuerzos con compresión y extensión horizontales, inducido en la cobertura por la reactivación sinistral de un desgarre del zócalo: la falla del Segre.

BIBLIOGRAFÍA

- BIOT, M. A. (1964): «Theory of internal buckling of a confined multilayered structure». *Geol. Soc. Am. Bull.*, 75: 563-568.
- BIROT, P. (1959): «Exquisse morphologique des Monts Celtibériques Orientaux». *Bull. Com. Trav. Hist. et Scient. Sect. Géogr.*: 101-130.
- CANEROT, J. (1974): «Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibérique et Catalane». ENADIMSA ed. serie 5, n.º 4. Tesis Doctoral.
- GHOSH, S. y RAMBERG, H. (1968): «Buckling experiments on intersecting fold patterns». *Tectonophysics*, 5 (2): 89-105.
- IGME (1971): Mapa Geológico de España 1:200.000. Hoja n.º 40 (Daroca).
- IGME (1970): Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja n.º 518 (Montalbán).
- RAMSAY, J. G. (1967): «*Folding and Fracturing of Rocks*». McGraw Hill Ed., New York.
- SIMÓN, J. L. (1979): «Modelo evolutivo de la tectogénesis Alpina en la región del Guadalupe, entre Aliaga y Calanda (prov. de Teruel)». Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid.

Recibido, 11 noviembre 1980.