

Consideraciones sobre la tectónica de edad Oligoceno superior en las Sierras Marginales Prepirenaicas

por A. POCOVÍ JUAN *

RESUMEN

El estudio de la disposición de las diaclasas que afectan a los sedimentos oligocénicos del sinclinal de Rubió, muestra una sucesión de deformaciones que dificulta la interpretación de la estructura de esta región como consecuencia de una sola fase tectónica, de edad oligocénica, bien individualizada.

RESUMÉ

L'étude de la disposition des diaclases affectant les couches d'âge Oligocène du synclinal de Rubió, montre l'existence de plusieurs déformations successives. De ce fait il est difficile d'admettre que la structure de cette région est due à une seule phase tectonique bien individualisée, d'âge Oligocène.

La datación de las últimas deformaciones tectónicas que afectan el borde meridional de las Sierras Marginales Pirenaicas en su terminación oriental, es un problema de difícil solución al carecer de toda serie discordante que fosilice claramente los niveles plegados. Por otra parte, los niveles más altos afectados por la tectónica son sedimentos continentales que no suministra fauna útil.

Algunos autores (BIROT, 1935; ALMELA y RÍOS, 1950; MANGIN, 1960; RIBA y ROSELL, 1966) consideran que la zona registra deformaciones de manera más o menos ininterrumpida desde el Luteciense hasta el Mioceno. Otros autores se muestran más partidarios de la individualización en todo el ámbito de las Sierras Marginales de una fase tectónica de edad Oligoceno superior (REILLE, 1967; REILLE, 1971; GARRIDO, 1972), posterior a la formación Peraltilla (CRUSAFONT, et al., 1966) de edad Oligoceno inferior (REILLE, 1967) y anterior a la formación Sariñena (Capas de Sta. Cilia) de edad Aquitaniense (CRUSAFONT, et al., 1966; QUIRANTES, 1969).

En este trabajo, simple estudio de la disposición de las diaclasas de un pliegue de las Sierras Marginales (el sinclinal de Rubió), se llega a unos resul-

tados que permiten hacer algunas consideraciones sobre la evolución tectónica de la región.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

El sinclinal de Rubió se ubica en el extremo Sureste de las Sierras Marginales Pirenaicas, unos 5 km al W de Artesa de Segre (hoja n.º 328 del mapa 1:50.000) (fig. 1d). Según muestra la cartografía esquemática de la figura 1a, representa una reducida escama individualizada de cobertera despegada a nivel del Keuper. La vergencia Sur es clara, y su flanco meridional subvertical (Serra dels Arquells) cabalga, por intermedio de una franja de Keuper de dirección ENE-WSW, un sinclinal más meridional constituido por materiales oligocénicos. Por el flanco norte, en cambio, es cabalgado por la unidad de Serra Boada (figs. 1a y 1b). La dirección del frente de cabalgamiento que aquí se observa es NNE-SSW, y la serie cabalgante es marcadamente diferente, según se expresa a continuación.

El sinclinal de Rubió está constituido por una serie sedimentaria discontinua que abarca desde el Triásico superior al Oligoceno. Las margas con yeso rojo y fitas del Keuper son los materiales más antiguos que afloran en la región; sobre ellos descansa un tramo predominantemente calcáreo que se inicia con materiales detríticos del Cretácico superior transgresivo (Campaniense según SOUQUET, 1967; GARRIDO y RÍOS, 1972; Maestrichtiense según PONS, 1974) y se acaba con la caliza de Alveolinas del Eoceno inferior. El espesor de este conjunto no rebasa los 300 m. A este conjunto se le superponen materiales continentales que se inician con unos niveles detríticos groseros discontinuos que rápidamente pasan a areniscas y limos, a los que se superponen unos niveles evaporíticos. La serie aquí representada se acaba con una alternancia de niveles de arenisca y limolita continentales que representan la mayor parte de la superficie del afloramiento. En estas areniscas tradicionalmente consideradas de edad oligocénica (J.

* Departamento de Geomorfología y Tectónica. Universidad de Barcelona.

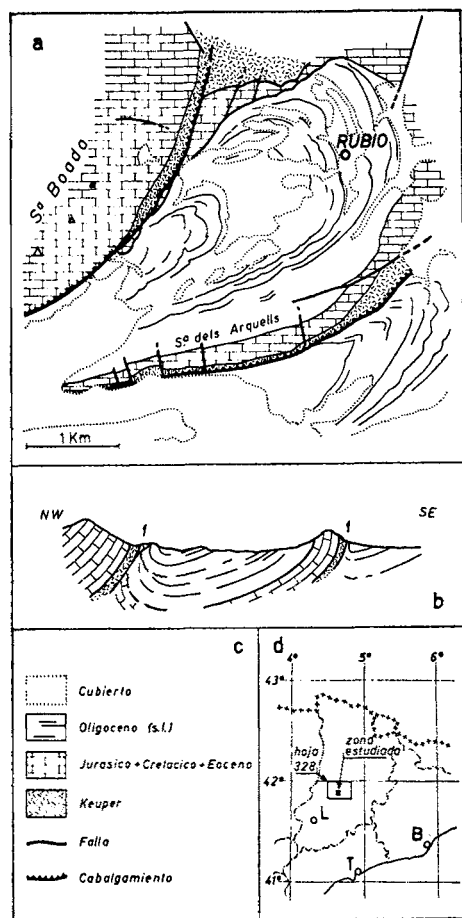


FIG. 1. — a) Esquema geológico del sinclinal de Rubió. b) Perfil esquemático del sinclinal de Rubió. c) Leyenda. d) Situación de la zona estudiada.

G.M.E., 1953), se ha efectuado el estudio de la fisuración objeto de este trabajo.

En la unidad de Serra Boada, en cambio, la serie mesozoico-terciaria alcanza los 1000 m de espesor. En ella la transgresión del Cretácico superior es de edad Santoniense (SOUQUET, 1967; GARRIDO y RÍOS, 1972) y no se superpone directamente sobre el Keuper, sino que lo hace sobre distintos niveles del Jurásico. El cabalgamiento del flanco norte pone pues en contacto zonas paleogeográficamente lejanas y evidencia importantes traslaciones a nivel de cobertera que no quedan justificadas por este cabalgamiento de escaso recubrimiento. Este desplazamiento parece poder atribuirse a la "falla del Segre".

En resumen, la estructura del sinclinal de Rubió, considerado aisladamente, es sencilla: una débil cobertera plegada, despegada a nivel del Trías, dando lugar a un sinclinal asimétrico de vergencia S.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Visto el escaso espesor de las series sedimentarias afectadas, así como la ausencia de repeticiones tectó-

nicas, es evidente que la presión de confinamiento en las deformaciones es despreciable, correspondiendo a un nivel estructural muy alto.

Las areniscas y limolitas del Oligoceno son materiales poco competentes que se deforman fácilmente por flexión, de modo que puede considerarse que la geometría del pliegue viene determinada por los niveles subyacentes, más competentes.

La deformación discontinua está débilmente representada en los bancos de arenisca, aunque las mediciones que se pueden efectuar en ellos son de precisión muy limitada. Por una parte, las medidas de buzamientos pueden estar falseadas por la propia geometría de estos bancos de arenisca, que a menudo no constituyen verdaderos estratos, sino que presentan secciones lenticulares de relleno de canales anastomosados, con laminación cruzada. Si además consideramos que estos materiales son poco resistentes a los agentes externos, y por ello, presentan las superficies de estrato alteradas, la dispersión de las medidas es comprensiblemente elevada.

En lo que respecta a las fisuras, las medidas realizadas son únicamente de orientación de planos, considerados con diaclasas. Únicamente en los casos más favorables se observan fantasmas de estrías inutilizables. Faltan totalmente acumulaciones de calcita u otras mineralizaciones sobre los planos de fractura. Tampoco se observan estructuras de disolución.

Sobre cada afloramiento se aprecian de manera más o menos clara dos familias de diaclasas conjugadas dispuestas más o menos perpendicularmente a los estratos y formando entre sí un ángulo también próximo a 90°.

Tratándose de dos familias conjugadas, sería presumible que se tratase de superficies de cizalla, orientadas de modo que la dirección de máximo acortamiento sea bisectriz del ángulo agudo que forman las dos familias de planos (BRIGGS, 1927; CLOOS, 1930; ANDERSON, 1942...).

En 16 puntos situados en los niveles superiores del núcleo del sinclinal se ha efectuado el mayor número posible de medidas de fisuras, según las posibilidades del afloramiento, totalizando 139 medidas.

La representación estereográfica del buzamiento de los estratos de cada uno de los 16 afloramientos muestra la acumulación de los polos según una ciclográfica cuyo polo (eje del pliegue) se orienta 10,260 (fig. 2a).

Si se estudia minuciosamente la disposición de los polos de los estratos, se observa que corresponde a un pliegue cónico de poca abertura apical y sección no circular. En las operaciones efectuadas se le considera como cilíndrico.

Representados los 139 polos de diaclasas (figura 2b), observamos que la figura resultante no muestra claras relaciones de simetría con el eje del pliegue construido por medio de los polos de los estratos.

Para intentar explicar esta disposición, se ha

calculado la disposición de las diaclasas antes de plegarse las capas. Para ello se efectúan los giros necesarios para "despegar" el pliegue, abatiendo primero el eje a la posición horizontal, y a continuación, cada polo de estratificación se lleva a la posición horizontal aplicando un giro análogo a las diaclasas medidas sobre los estratos con aquel buzamiento.

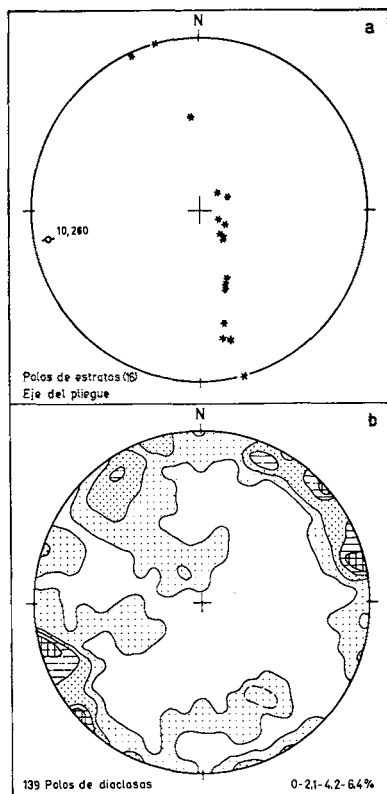


FIG. 2. — a) Estereograma de los polos de estratificación y eje del pliegue. b) Estereograma de los polos de diaclasas (Schmidt, inf.).

En el diagrama así obtenido (fig. 3a) observamos que los polos de diaclasas se han concentrado en dos máximos bastante bien definidos que corresponden a dos familias de planos de orientación media 068,90 y 152,90.

Puesto que no se observa un ángulo marcadamente agudo cuya bisectriz pueda hacerse corresponder con la dirección de máximo acortamiento, cabría dudar entre si dicha dirección corresponde a la bisectriz NE-SW o a la NW-SE, pero observadas aisladamente las estaciones de diaclasas mejor ordenadas se aprecia que hay un ángulo marcadamente agudo que corresponde al de bisectriz en dirección N 110.

Si operamos en sentido inverso, tratando de averiguar las posiciones que ocuparían los polos de las fracturas 068,90 y 152,90 cuando los estratos que las contienen se pliegan por flexión en torno a un eje 10,260, vemos que se nos redistribuyen en fragmentos

de cono (fig. 3b) según una figura que puede llevarse a coincidir satisfactoriamente con la figura inicial (fig. 2b).

Se acepta que en terrenos plegados (pliegues isopacos) las fisuras de cizalla conjugadas que pueden presentarse en los niveles plegados se originan precediendo al plegamiento, ya que en la posición final, los polos de diaclasas se redistribuyen sobre un cono circular cuyo eje coincide con el eje — —b— del pliegue (RUHLAND, 1973). Estos polos de diaclasas, al abatir los estratos a la posición horizontal se acumulan en máximos que corresponden a dos familias conjugadas cuya bisectriz aguda es perpendicular al eje — —b—.

Es evidente que la disposición observada en el sinclinal de Rubió no corresponde a esta disposición sencilla y pone de manifiesto una sucesión de deformaciones de distinta orientación.

CONCLUSIONES

La reconcentración de los polos de las diaclasas al "desplegar" el pliegue, nos pone de manifiesto que las fisuras son realmente anteriores al pliegue o que, por lo menos, se han producido en un estadio precoz. La dirección de máximo acortamiento que ponen de manifiesto es N 110 (fig. 3a).

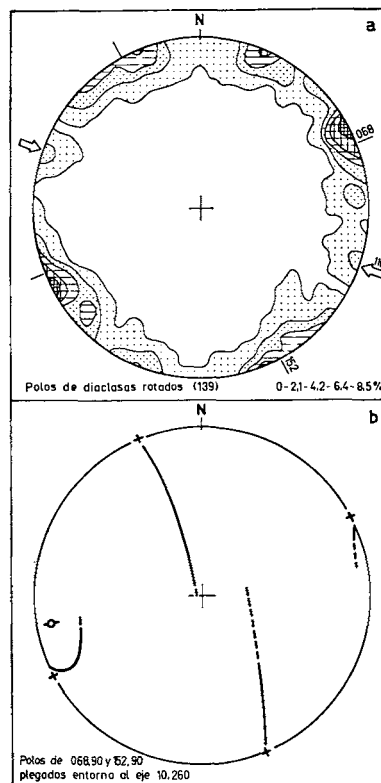


FIG. 3. — a) Estereograma de los polos de las diaclasas después de abatir los estratos a posición horizontal. b) Posición teórica de los polos de diaclasas 068,40 y 152,90 cuando los estratos a que afectan se pliegan (flexión) según un eje 10,260 (Schmidt, inf.).

Posteriormente la dirección de acortamiento aparece orientada en dirección casi N-S (N 170), perpendicular al eje del pliegue.

Reconsiderando la cartografía de esta zona, puede comprobarse que la dirección N 110 puede ser responsable del cabalgamiento de Serra Boada, que se habría producido al mismo tiempo que las fracturas estudiadas. Posteriormente este mecanismo queda bloqueado y el acortamiento se manifiesta en dirección prácticamente N-S, mediante los pliegues de dirección E-W, como el sinclinal de Rubió y los que le siguen hacia el S.

El problema de la dirección de acortamiento N 110 merece ser tratado más ampliamente. Se manifiesta en los accidentes de Serra Boada y los que le siguen por el W, de dirección N 20 y vergencia E. La explicación de su causa debe hallarse en el estudio del efecto combinado de la comprensión N-S propia de la cadera pirenaica y el desplazamiento siniestro atribuible a la falla del Segre.

En consecuencia, si es posible apreciar una sucesión de acontecimientos diferenciables cronológicamente, así como discordancias locales intra-oligocénicas (flanco N del sinclinal de Rubió y regiones contiguas), difícilmente correlacionables, parece más razonable pensar que no existe una fase tectónica individualizada de edad oligocénica, sino que se ha de considerar una sucesión de pulsaciones que se manifiestan más o menos localizadas y que pueden evolucionar en un período de tiempo bastante amplio.

BIBLIOGRAFÍA

- ALMELA, A., RÍOS, J. M. (1950). — Estudio geológico de la zona subpirenaica aragonesa y sus sierras marginales. Actas 1.º Cong. Intern. del Pirineo, San Sebastián, 2 (I): 327-349.
- ANDERSON, E. M. (1942). — *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*. Oliver and Boyd, 206 pp. (Repint 2.ª edit. 1963). Edinburgh and London.
- BIROT, P. (1935). — Nouvelles remarques sur la structure de la zones des Sierras des Pyrénées Catalanes. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, pp. 72-73.
- BRIGGS (1927). — An attempt at the rationale of faulting and subsidence. *Trans. Inst. Min. Eg. Lond.*, 73: 465.
- CLOOS, H. (1930). — Zur experimentellen tektonik, Methodik und Beispiele. *Naturwissenschaften* 18 (34): 741-747.
- CRUSAFONT, M., O. RIBA y J. VILLENNA (1966). — Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanenses en Santa Cilia (Río Formiga; provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España* (83): 7-14.
- GARRIDO, A., J. M. RÍOS (1972). — Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente sur pirenaica, provincias de Huesca y Lérida). *Boletín Geológico y Minero*, 83 (1): 1-47.
- GARRIDO, A. (1972). — Sobre la colocación del manto del Pedraforca y sus consecuencias. *Bol. Geol. y Miner.* 83: 242-248.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1953). — Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000. Memoria explicativa de la hoja 328 (Artesa de Segre).
- MANGIN, J. Ph. (1959). — Donnees nouvelles sur le Nummulitique pyrénéen. *Bull. Soc. géol. France*, 7 sér, 1: 16-30.
- PONS MUÑOZ, J. M. (1974). — *Estudio Estratigráfico y Paleontológico de los yacimientos de Rudistidos del Cretácico superior del Prepirineo de la provincia de Lérida*. Tesis Univ. de Barcelona, inédita, 346 pp., 103 lám.
- QUIRANTES, J. (1969). — *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Tesis de doctorado Univ. de Zaragoza publicada por la Universidad de Granada, 101 pp.
- REILLE, J. L. (1967). — Subdivisions stratigraphiques et phases de plissement dans le Paléogène sud-pyrénéen (Region de Barbastro, province de Huesca). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 265: 852-854.
- REILLE, J. L. (1971). — *Les relations entre tectonogénese et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales d'après l'étude de formations tertiaires essentiellement continentales*. Thèse Montpellier, 330 pp.
- ROSELL, J., O. RIBA (1966). — Nota sobre la disposición Sedimentaria de los conglomerados de Pobla de Segur (provincia de Lérida). Actas del V Congr. Intern. Est. Pir. Jaca, Pamplona, 1966. *Pirineos*, 81-82: 61-74.
- RUHLAND, M. (1973) — Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associé à divers modèles structuraux. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg* 26 (2-3): 91-113.
- SEGURET, M. (1972). — *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Pub. USTELA, 153 pp., Montpellier.
- SOUQUET, P. (1967). — *Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*, Thèse. Toulouse. E. Privat Edt. 529 pp. Toulouse.

Recibido enero 1976.

Aceptado para publicación 15 octubre 1976.