

Nota sobre algunos aspectos de la tectónica del Carbonífero de las sierras de Prades (Prov. de Tarragona)

por LUIS SOLÉ SUGRAÑES *

RESUMEN

Se tratan algunos aspectos de la estratigrafía y tectónica hercyniana del sector de la Sierras de Prades, en la cordillera Prelitoral catalana (prov. de Tarragona). Se distingue una fase de plegamiento de edad carbonífera, con desarrollo de esquistosidad de fractura, seguida de una fase que da lugar a pliegues concéntricos más amplios y por último una intrusión granodiorítica con metamorfismo de contacto de facies corneana hornbléndica.

SUMMARY

Some features of the stratigraphy and hercynian tectonic of the Paleozoic rocks in the Sierra de Prades (prov. of Tarragona) are described. There is a first tectonic phase with development of fracture cleavage in the pelitic rocks; also a system of parallel folds is developed during a second tectonic phase. Afterwards an intrusive mass of Upper Carboniferous or Permian granite and diorite metamorphosed the Siluric and Carboniferous rocks causing about 1.000 m thickness hornfels facies rocks.

El conjunto de las sierras de Prades lo constituyen un sistema de mesas estructurales formadas por los estratos subhorizontales del Triásico y Jurásico, que descansan sobre un zócalo peniplanizado formado por sedimentos silúricos y carboníferos y rocas intrusivas.

En el borde septentrional de la sierra de Prades una compleja flexión-falla, orientada de Este a Oeste, constituye el límite entre estos materiales y los sedimentos paleógenos de la Depresión del Ebro.

Diversos autores han tratado de la estratigrafía y tectónica de estas unidades, sobre todo en lo referente a los materiales triásicos (VIRGILI, 1958) y a los eocénicos y oligocénicos de la Depresión del Ebro (FERRER, 1971; KROM, 1967; RIBA, 1967; VIRGILI y JULIVERT, 1954). Sin embargo, los trabajos más recientes referentes a los materiales eruptivos y paleozoicos datan del año 1935, en que los autores alemanes

ASHAUER y TECHMÜLLER publicaron su síntesis sobre las cordilleras variscas y alpílicas de Cataluña. En los trabajos posteriores sobre los catalánides (LLOPIS LLADÓ, 1947; SOLÉ SABARÍS, 1972) no se ha ampliado ni profundizado el trabajo de los autores alemanes sobre el Paleozoico de este sector.

ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

Los materiales préhercynianos del macizo de Prades están representados por un afloramiento de Silúrico, situado en el barranco de la Pena al S de Poblet, por una importante masa de carbonífero y por una intrusión tardía de rocas graníticas y dioríticas.

El Silúrico fue reconocido por ver primera por FONT y SAGUE (1909) y datado con mayor precisión por ASHAUER y TECHMÜLLER como perteneciente al límite Wenlock Taranon. El carbonífero fue identificado por vez primera por SCHRIEL (1929), quien lo sitúa en el Viseense, por similitud con la flora hallada por VILASECA (1917) en diversas localidades del Priorato. ASHAUER y TECHMÜLLER comparten el criterio de SCHRIEL en cuanto a la naturaleza carbonífera de la mayor parte de los sedimentos paleozoicos de la sierra de Prades y señalan las siguientes características.

- El Carbonífero descansa con una discordancia angular de unos 20° sobre el Silúrico.
- La serie carbonífera se inicia con niveles conglomeráticos de facies Culm que se vuelven más finos y pizarrosos hacia la parte superior.
- La parte superior de esta serie, por analogía con lo que sucede en el Pirineo podría ser de edad namuro-westfaliense.
- La existencia de una clara discordancia entre el Silúrico y el Carbonífero, indicaría la presencia de movimientos caledonianos correspondientes a la fase neobretónica.

También señalan estos autores la intrusión diorí-

* Departamento de Geomorfología y Tectónica. Universidad de Barcelona.

tica y granítica y la aureola de metamorfismo que acompaña a esta intrusión. Aunque según ellos, sólo se hallan afectados por este metamorfismo los niveles más inferiores de la serie.

ESTRATIGRAFÍA

El Silúrico sólo aflora en el núcleo de un anticlinal en el fondo del barranco de la Pena, al S de Poblet. Las condiciones de afloramiento son bastante des-

los que se ha podido determinar *Monograptus spiralis* GEINITZ, *M. priodon* BRONN, *M. vomerianus* NICH., *M. cfr. becki* BARRANDE, *Retiolites (Retiograptus)* BARRANDE, que caracterizan las zonas 20 a 30 de Elles-Wood, correspondientes al límite Llandovery-Wenlock.

El Carbonífero, probablemente de edad visense según la flora hallada por VILASECA (1917) en otras localidades del Priorato está formado por una serie detrítica, de tipo molásico, en la que el tamaño de

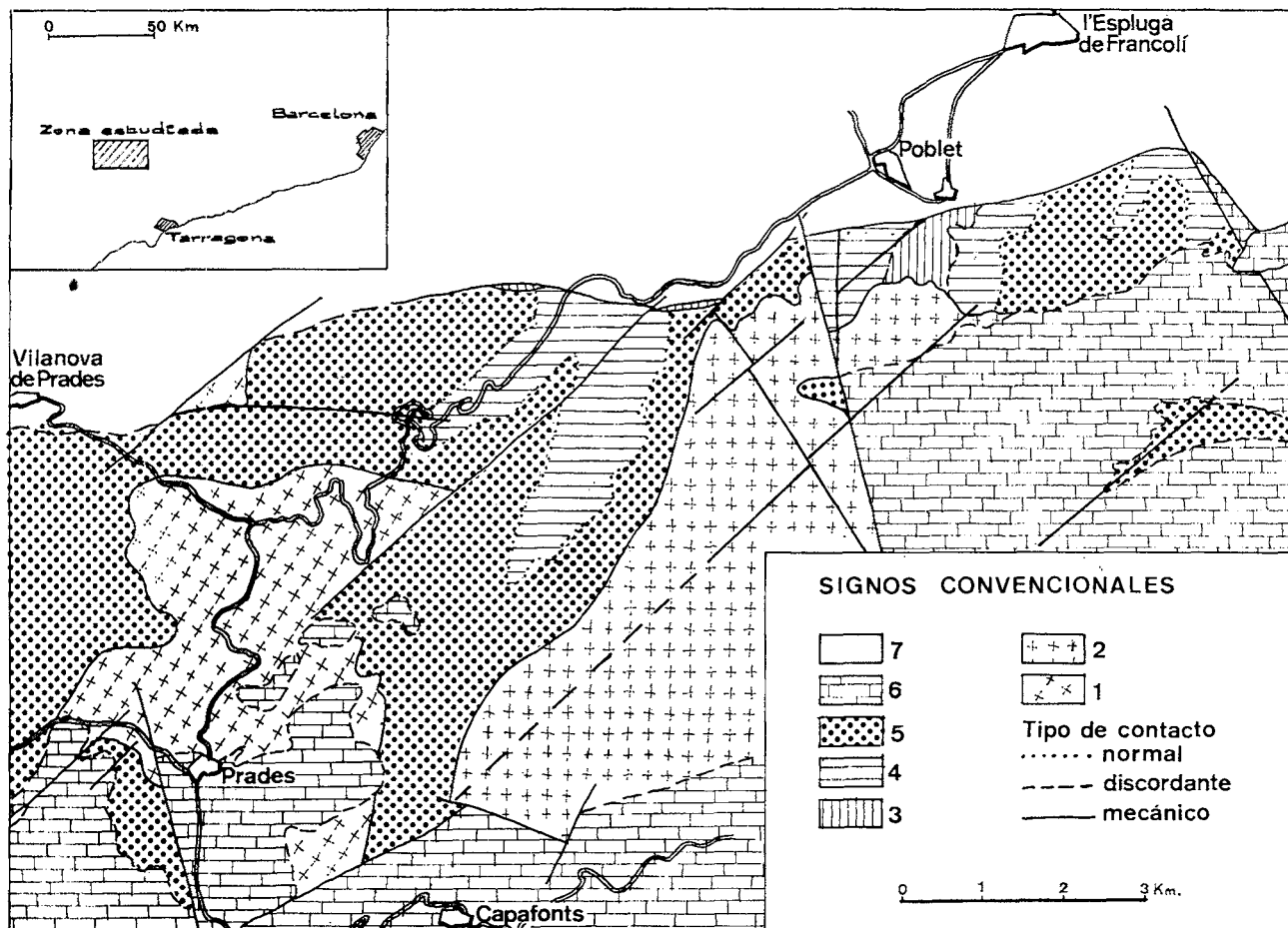


FIG. 1. — Esquema geológico de la zona estudiada; 1, granito; 2, diorita; 3, Silúrico; 4, Carbonífero (serie inferior arcillosa); 5, carbonífero (serie superior turbidítica y detrítica); 6, triásico; 7, Terciario. Todo el silúrico y carbonífero cartografiados se hallan afectados por el metamorfismo térmico en mayor o menor grado.

favorables y el metamorfismo de contacto dificulta el poder realizar un análisis estratigráfico detenido.

Se trata de una serie, de un centenar de metros de espesor, formada por pizarras arcillosas y pizarras finamente arenosas, que el metamorfismo ha transformado en cornubianitas y pizarras grafitosas con quiasolitita y pizarras sericíticas en los sectores más alejados de la intrusión.

Contienen abundantes restos de graptolites entre

grano aumenta hacia la parte superior, y que tiene un espesor del orden de los 600 m. En ella se distinguen tres tramos:

a) Un nivel inferior, de 150 a 200 m de potencia, formado por pizarras negruzcas, de grano fino, con crecimiento en los niveles más arcillosos, de pequeños cristales de biotita que presentan un inicio de orientación. Entre estas pizarras puede intercalarse algún nivel decimétrico finamente arenoso, con granulo-

clasificación y algunas hiladas de liditas cerca de la base.

El contacto con el Silúrico nunca es lo suficientemente claro para poder apreciar la existencia de una discordancia angular. En algunos puntos, este contacto está jalonado por una brecha, de unos 50 cm de espesor, formada por cantos angulosos de las pizarras subyacentes y granos de cuarzo.

b) Un nivel intermedio de 150 a 180 m de potencia, formado por alternancias de limolitas y areniscas de grano muy fino, dispuestas en capas de 15 a 25 cm de espesor. Las areniscas presentan granuloclasificación y estratificación cruzada a pequeña escala. En algunas secuencias rítmicas pueden distinguirse la siguiente sucesión: laminación cruzada en la base, debido a pequeños ripples truncados, con contacto inferior erosional; un pequeño nivel con convolutado; un nivel con laminación paralela y un nivel superior limolítico, sin estructura, de 5 a 8 cm de espesor. En la base de estos estratos pueden hallarse marcas de corrimiento, del tipo flute y crescent marks que indican una dirección de corriente de SE a NW. Esta secuencia demuestra que se trata de sedimentos depositados por corrientes de turbidez, aunque sea en un medio proximal o continental, como todo el resto de la serie carbonífera.

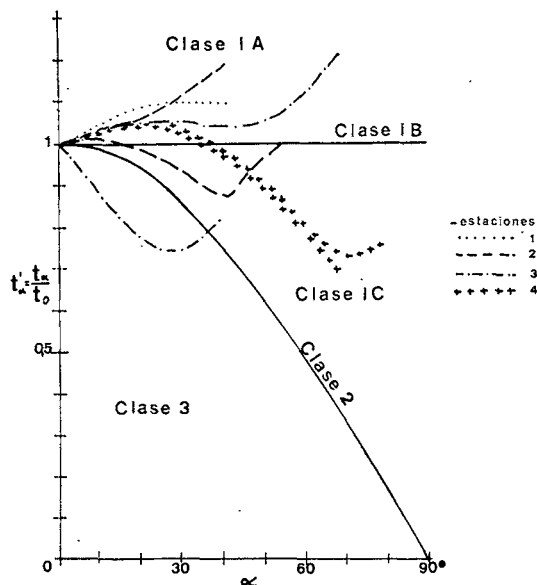


FIG. 2. — Variación de espesor según el buzamiento en distintos grupos de pliegues del Carbonífero y Silúrico, 1 y 2 estaciones medidas en el Silúrico de las canteras próximas a Poblet. 3 Carbonífero del barranco de la Trinidad y 4 Carbonífero de las proximidades de Prades.

Intercalados entre estos niveles de ritmitas pueden encontrarse bancos de ftanitas, formadas por una microcuarcita (granos de 1 a 0,1 mm de diámetro) con granuloclasificación y estratificación cruzada, que se presenta a modo de masas slumpizadas entre los

estratos subhorizontales supra e infrayacentes. La vergencia de los pliegues de estos niveles demuestra que el deslizamiento tuvo lugar de SE a NW. El más espectacular de estos slumpings es visible en la carretera de Espluga de Francolí a Prades, km 12,5, donde las capas replegadas tienen unos 15 m de espesor. Otro afloramiento semejante fue descrito por SCHRER (1969) cerca de Vilella Baja.

c) Un nivel superior de 300 a 350 m de potencia, formado por bancos masivos de areniscas silíceas entre los que se intercalan niveles de pizarras arenosas y bancos de conglomerados, formados predominantemente por granos de cuarzo, aunque también contienen fragmentos de rocas eruptivas y de pizarras. Los bancos de conglomerados predominan en la parte superior de la serie visible.

Entre estos bancos a veces se intercalan niveles lenticulares de liditas, formados por pequeños granos de cuarzo (aproximadamente de unas 10 micras) que recrystalizan en forma de nódulos por efecto del metamorfismo de contacto.

En líneas generales puede resumirse que el carbonífero de las sierras de Prades forma parte de una cuenca de colmatación molásica, transgresiva directamente sobre el silúrico, que se inicia con una sedimentación predominantemente arcillosa y que va pasando hacia la parte superior a términos cada vez más detríticos y de mayor tamaño de grano. Los aportes sedimentarios en esta cuenca tienen una componente principal aproximadamente de SE a NW.

TECTÓNICA

Los materiales paleozoicos del macizo de Prades han sido afectados por dos grandes ciclos orogénicos, las orogénesis herciniana y alpina, pero en la presente nota sólo se trata de las características de la primera de estas orogénesis.

En conjunto, la tectónica herciniana de este sector presenta los siguientes aspectos:

- La discordancia del carbonífero sobre el silúrico.
- Dos fases principales de plegamiento.
- La intrusión de las rocas eruptivas, con el consiguiente metamorfismo de contacto.

LA DISCORDANCIA DEL CARBONÍFERO SOBRE EL SILÚRICO

En la sierra de Prades, en el único afloramiento que hay de Silúrico, se observa que sobre el mismo descansa directamente el Carbonífero, probablemente el Viseense. ASHAUER y TEICHMÜLLER describen en este afloramiento del S de Poblet, que el contacto entre Silúrico y Carbonífero se realiza mediante una discordancia angular de unos 20°. Sin embargo, da-

das las condiciones de afloramiento, no ha sido posible poder confirmar tal hecho, observándose en algunos sectores una verdadera paraconformidad entre ambos.

Tampoco ha podido observarse que exista en el Silúrico alguna dirección de plegamiento distinta que

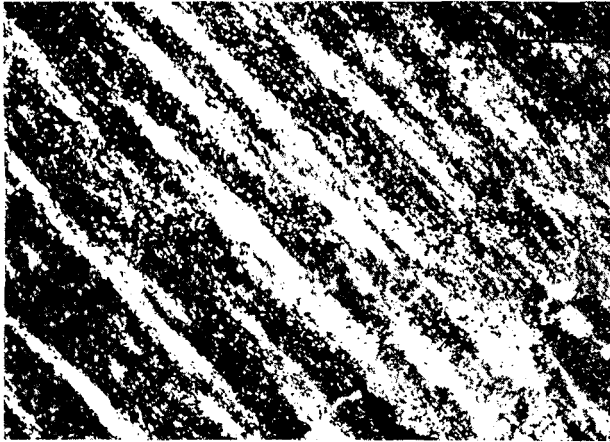


Fig. 1. — Aspecto de la esquistosidad en una muestra procedente de la parte alta del carbonífero (junto a Prades). Nicoles cruzados.

en el Carbonífero, ya que tanto en el uno como en el otro se observa una sola fase de esquistosidad común a ambos, y ciertos pliegues posteriores a esta fase esquistosa. El aspecto quizás algo más replegado de alguno de los niveles del Silúrico no se debe a un plegamiento distinto sino a la naturaleza más plástica de los materiales. Pero el mismo tipo de pequeños pliegues con esquistosidad de plano axial se encuentran también en los niveles menos competentes del carbonífero (fotos 3 y 4).

Sin embargo, la falta del Devónico y del Silúrico superior y la existencia de la brecha basal del carbonífero, ponen de manifiesto el carácter transgresivo de este último, que indica que los sedimentos continentales del Carbonífero se depositaron después de un largo período de emersión seguido probablemente de una fase erosiva. Sin embargo, ello no prueba que en este sector se registrara una verdadera fase de plegamiento neobretónica, ya que no se observa ningún tipo de estructura atribuible a esta fase.

LAS FASES DE PLEGAMIENTO

En este sector la fase principal de plegamiento herciniano se ha supuesto posterior a los sedimentos carboníferos que afloran en la región. Sin embargo, la presencia de slumpings de gran tamaño y el carácter molásico de la cuenca, con un progresivo aumento del tamaño de grano hacia la parte superior, permiten suponer que podría tratarse de sedi-

mentos sinorogénicos. Esta hipótesis nos lleva a aceptar o que bien se trata de una fase de plegamiento de edad viseense, poco probable por lo que se conoce en el resto de los Catalánides, o que por el contrario en la parte alta de este carbonífero están representados niveles más recientes que el Viseense.

Esta fase de plegamiento se caracteriza por el desarrollo de una esquistosidad de fractura bastante grosera en los niveles arenosos y limolíticos, con alternancias de pequeños lechos de distinta naturaleza petrográfica, puede verse como la esquistosidad de fractura es responsable de una cierta transposición de los estratos y de pliegues milimétricos (fotos 1 y 2).

Esta esquistosidad origina sobre los planos de estratificación una crenulación subhorizontal cuya dirección varía entre N 120 y N 145. Los planos de esquistosidad raramente son medibles, pero por lo general se mantienen subverticales o ligeramente buzando al S.

Existen pliegues de tamaño centimétrico a decimétrico, asociados a esta esquistosidad. Estos pliegues presentan un pequeño engrosamiento de la charnela, pero por lo general son de tipo bastante próximo a la clase 1B de RAMSAY (1967). Los ejes de estos pliegues son subhorizontales, excepto en las cerca-



Fig. 2. — Trasposición de la estratificación por una esquistosidad grosera de fractura. Arenisca de la parte superior del carbonífero. Nicoles paralelos.

nías de la flexión-falla que limita el macizo de Prades de la Depresión del Ebro, ya que junto a este

accidente se observa que el Carbonífero ha sido en parte fallado pero también en parte flexionado, lo que se traduce en direcciones muy variables de la lineación de crenulación y en acusadas inclinaciones de los ejes de los pliegues de esta primera fase.

Superpuestos a esta primera fase existen pliegues de gran radio de curvatura, muy laxos, orientados



For. 3. — Pliegue en las pizarras sericíticas del Silúrico (estac. n.º 1).

SE-NW, pero cuyos ejes forman un ángulo de 15 a 20° con los de la primera fase. El aspecto de estos pliegues varía bastante hacia el S, ya que en el Priorato se trata de pliegues más apretados, cuyos flancos presentan inclinaciones de más de 60° y con los ejes inclinados unos 50° hacia el NW. También el desarrollo de la esquistosidad es mucho más importante en el Priorato que en el macizo de Prades.

Este acentuamiento del estilo de plegamiento y el desarrollo de la esquistosidad hacia el S, parecen confirmar el carácter marginal de este sector respecto la cordillera hercínica. Este hecho explicaría el carác-

ter molásico de la sedimentación carbonífera y la debilidad con que ha sido afectado por las deformaciones hercínicas.

LA INTRUSIÓN DE LAS ROCAS ERUPTIVAS Y EL METAMORFISMO DE CONTACTO

Existen en el macizo de Prades dos importantes intrusiones, posiblemente contemporáneas, una de diorita y granodiorita y otra de granito, circundadas ambas por una aureola de metamorfismo de contacto de unos mil metros de espesor.

La más importante de ellas es la intrusión granítica, que aflora sobre unos 15 km² (ver fig. 1) y que corresponde a un granito biotítico, de grano grueso, en el que entre los feldespatos predominan las pla-



For. 4. — Pliegue en las pizarras arenosas del Carbonífero (estación n.º 4).

gioclasas de tipo oligoclasa. Entre los minerales melálicos sólo existe biotita. En su margen oriental, el aumento de la proporción de oligoclasa y la disminución de cuarzo señalan un paso hacia una granodiorita.

Al Este, la intrusión granítica aparece flanqueada por una intrusión, de menor extensión, de diorita. Se trata de una diorita con estructura porfídica formada principalmente por plagioclasas del tipo labrador y biotita. En una proporción inferior al 10 % existen cristales de ortosa y de hornblenda. La mayor parte de los fenocristales de plagioclasa presentan estructura zonar. La estructura porfídica es más acusada en los bordes del batolito que en la zona central.

Todas estas características parecen indicar que se trata de una intrusión única y que la diorita representa una zona de diferenciación marginal del mismo magma granítico. Asociados a esta intrusión existen algunos diques de estructura porfídica en los que la pasta está formada principalmente por cuarzo

y los fenocristales son de biotita y plagioclasas ácidas. La ortosa está muy alterada y a menudo resulta inidentificable.

Ambas intrusiones aparecen rodeadas por una aureola de metamorfismo de contacto, de unos mil metros de espesor que afecta tanto los sedimentos silúricos como los del Carbonífero.

Junto al contacto, y en un espesor de unas pocas decenas de metros, los sedimentos arcillosos se transforman en corneanas silíceas, de estructura granoblástica poligonal con paragénesis de cuarzo, biotita, plagioclasas y cordierita, lo que permite clasificarlas como pertenecientes a la facies corneana hornbléndica.

La mayor parte de las rocas afectadas por este metamorfismo presentan una estructura moteada con nódulos poiquiloblásticos de cordierita, biotita o moscovita. La paragénesis que se observa más frecuentemente comprende cuarzo, cordierita, biotita y moscovita, acompañada frecuentemente de plagioclasa.

En las zonas más externas se observa en los materiales arcillosos paragénesis de cuarzo y clorita. La clorita frecuentemente subsiste en la facies de corneana hornbléndica.

En los niveles de pizarras bituminosas del Silúrico el metamorfismo de contacto se traduce por la conversión en una pizarra grafitosa, con grandes cristales de andalucita, frecuentemente transformada en quiaistolita.

En las cuarcitas este proceso metamórfico se traduce por la recrystalización total del cuarzo y crecimiento de nódulos milimétricos de este mineral.

Los nódulos correspondientes al crecimiento de estos minerales metamórficos son netamente posteriores a la fase de esquistosidad y desorganizan totalmente el crecimiento orientado de los cristales de biotita formados durante el desarrollo de la esquistosidad.

En algunos casos estos nódulos pueden crecer preferentemente sobre los planos de esquistosidad, dando una apariencia de orientación, sin embargo, puede observarse que la estructura del nódulo carece totalmente de tal orientación.

Tanto en sus paragénesis como en sus relaciones con la tectónica, este metamorfismo de contacto es idéntico al descrito por VAQUER (1973) en el Tibidabo (Barcelona), pudiendo considerarse como un típico metamorfismo de alta temperatura y baja presión, netamente posterior a la fase tectónica que produjo el desarrollo de la esquistosidad.

Los contactos primitivos entre la roca intrusiva y los materiales sedimentarios son de tipo subhorizontal, sin que éstos se presenten fuertemente distorsionados debido a la intrusión. Sin embargo, la mayoría de los contactos visibles corresponden a fracturas más recientes, que afectan a las rocas triásicas y eocénicas y en las que, en la proximidad del granito,

han existido mineralizaciones más o menos importantes que pueden penetrar hasta las calizas del Muschelkalk.

CONCLUSIONES

Sobre la tectónica herciniana que afecta al Carbonífero de la sierra de Prades puede concluirse.

— Los materiales carboníferos, probablemente de edad viense en sus niveles más inferiores, corresponden a una serie molásica, transgresiva sobre el Silúrico, cuyo tamaño de grano aumenta hacia la parte superior y que en su tramo medio presenta niveles turbidíticos finos, con corrientes de aporte y slumpings de dirección SE a NW.

— Esta serie se halla afectada, al igual que el Silúrico, por una primera fase tectónica, que origina una esquistosidad incipiente, de dirección aproximada SE-NW, a la que se asocia un inicio de recrystalización de biotita orientada en los niveles más arcillosos y pequeños pliegues con esquistosidad de plano axial.

— Una segunda fase de plegamiento está representado por el desarrollo de pliegues laxos, paralelos, sin desarrollo de esquistosidad y cuyos ejes forman un pequeño ángulo con los de la primera fase.

— La última manifestación tectónica herciniana corresponde a una intrusión granítica, con diferenciación diorítica en su flanco oriental, que provoca una aureola de metamorfismo de contacto, de baja presión y elevada temperatura, de unos mil metros de espesor.

Las paragénesis observadas corresponden en el sector más próximo al granito a cuarzo, cordierita, biotita, moscovita y plagioclasa, presentando estructura granoblástica poligonal en el contacto y nódulos poiquiloblásticos de cordierita, moscovita o biotita en el resto de la aureola. En los niveles más externos la paragénesis es de cuarzo y clorita y en las pizarras bituminosas del Silúrico son frecuentes los cristales de quiaistolita.

BIBLIOGRAFÍA

- ASHAUER, H. y TEICHMÜLLER, R. (1935): Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. (Traducido por J. M. Ríos en *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*, t. III (1946), pp. 7-102.)
- FERRER, J. (1971): El Paleoceno y Eoceno del borde sur oriental de la depresión del Ebro (Cataluña). *Mem. Suisses Paléont.* V. 90: 70 pp.
- FONT y SAGUE, N. (1909): Sobre la presencia del Siluric superior a l'Espluga de Francolí. *Butll. Inst. Hist. Nat.*, 9: 76-77.
- KROMM, F. (1967): Stratigraphie de l'Eocène entre Montblanch et Igualada. *Acta Soc. Linnéenne de Bordeaux*, 104 (11): 1-7.

- LLOPIS LLADÓ, N. (1947): Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. *C. S. I. C. Instituto Lucas Mallada*, 372 pp.
- RIBA, O. (1967): Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte Este de la depresión central catalana. *Acta Geol. Hisp.*, 2 (1): 1-6.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. Mc. Graw Hill, 568 pp.
- SCHERER, N. (1969): Zur Faltung von Lyditen am Beispiel des Unterkarbons in Sudostkatalonien (Spanien). *Geologie*, 18: 1190-1199.
- SCHRIEL, W. (1929): Der geologische Bau der Katalonischen Küstengebirge Zwischen Ebromündung und Ampurdan. (Traducido por San Miguel de La Cámara en *Publ. Extr. Geol. España*, t. I (1942), pp. 103-168.)
- SOLÉ SABARÍS, L. (1972): Mapa Geológico de España. Esc. 1:200.000. Hoja núm. 34, Hospitalet. 38 pp., 1 mapa.
- VAQUER, R. (1973): El metamorfismo y las rocas plutónicas y filonianas de la sierra de Collcerola (Tibidabo), Barcelona. Tesis doctoral universidad de Barcelona.
- VILASECA, S. (1917): Els terrenys paleozoics del Camp de Tarragona. *Bull. Agrup. Excurs.*, 3: 38-64.
- VIRGILI, C. (1958): El Triásico de los Catalánides. *Bol. IGME*, t. 69, 580 pp.
- VIRGILI, C., y M. JULIVERT (1954): El Triásico de la Sierra de Prades. *Est. Geol.*, 10 (22): 215-242.