

Geología de los materiales Paleozoicos del área de Capellades (Prov. de Barcelona)

M. SERRA

Dpt. de Geotectónica, Fac. de Ciencias, Univ. Autónoma de Barcelona. 08193 Bellaterra (Barcelona, España)

RESUMEN

A lo largo del borde SW de la cuenca del Ebro, entre los ríos Congost y Anoia, existe una estrecha faja de materiales paleozoicos, cabalgando a las capas paleógenas de la cuenca. En esta publicación se estudiará el afloramiento más meridional de esta faja, situado en los alrededores de Capellades. Los materiales presentes en el área son: 1) metapelitas, 2) grauvacas, 3) cuarcitas, 4) mármoles, y 5) rocas metavolcánicas básicas. Las metapelitas y las grauvacas son las rocas más frecuentes. Las cuarcitas forman delgadas capas intercaladas en pizarras. Finalmente, las rocas metabásicas y el mármol se encuentran en el ángulo suroeste de la zona. Debido a la falta de fósiles, las edades pueden ser solo tentativamente atribuidas, por comparación con otras áreas. De este modo, las pizarras y grauvacas que forman la mayor parte de la zona, pueden atribuirse al Llandeilo-Caradoc y la parte de la sucesión que contiene el mármol y las rocas metabásicas puede representar el Ashgill. Toda el área está afectada por un metamorfismo regional en la facies de los esquistos verdes, relacionado con la fase de deformación principal, que desarrolló una foliación (slaty cleavage) afectando a todo el área. Una deformación más tardía dió lugar a una foliación de crenulación, más irregularmente distribuida y a pliegues abiertos que dan lugar a cambios de inclinación en la foliación dominante. Un pequeño cuerpo granodiorítico se encuentra en la parte SW de la zona, induciendo un metamorfismo de contacto. Existen también algunos diques granodioríticos tardíos, orientados NW-SE relacionados con la granodiorita.

Palabras clave: Cordillera Hercínica. Cadenas Costeras Catalanas. Ordovícico.

ABSTRACT

Between the Congost and Anoia rivers there is a narrow belt of Paleozoic rocks overriding the Paleogene beds of the Ebro basin. The aim of this paper is to describe the geology of these rocks in the area near Capellades. The following rock types can be found in the area: 1) metapelites, 2) greywackes, 3) quartzites, 4) marbles, and 5) metavolcanic basic rocks. Metapelites and greywackes are the most widespread rock types and form most of the Paleozoic area. The quartzites are bounded to two localities, forming thin beds interlayered with slates. Finally, the metavolcanics and the only marble outcrop occur in the southwestern corner of the area. No fossils have been found, and consequently any age attribution can only be based on comparisons with other areas. From these comparisons, the greywackes and pelites forming most of the area can be tentatively attributed to the Llandeilo-Caradoc, and the part of the sequence containing basic metavolcanic rocks and the marble outcrop can represent the Ashgill. The whole area is affected by a regional metamorphism in the green-schist facies, related to the main deformation phase. Also, a slaty cleavage, widespread throughout the whole area, and with a general east-west trend was generated during this phase. A later deformation phase gave way to a crenulation cleavage and to open folds producing changes in the dip of the first cleavage. A small granodioritic body was intruded in the south-western part of the zone, inducing a contact metamorphism. Some pegmatite veins are also found, related to the granodiorite. Finally, several northeast-trending granodiorite dikes were intruded.

Key words: Hercynian Chain, Catalanian Coastal Ranges, Ordovician.

INTRODUCCION

Las Cadenas Costeras Catalanas forman dos alineaciones montañosas paralelas a la costa mediterránea, separadas por la Depresión Prelitoral. En la Sierra Prelitoral Catalana, entre los ríos Anoia y Congost, se encuentra una estrecha y discontinua franja constituida por rocas metasedimentarias e ígneas de edad paleozoica. Estos afloramientos se hallan limitados al N, generalmente, por cabalgamientos sobre materiales mesozoicos y terciarios del borde de la Depresión del Ebro, y al S por la falla normal que los separa del Terciario y Cuaternario de la Depresión del Vallés-Penedés.

Los primeros estudios de estas áreas fueron realizados a principios de siglo (Almera, 1891-1914), aunque el carácter cabalgante de estos afloramientos se puso de manifiesto más tarde (Elies, 1923; Palet, 1931; Almela y Llopis, 1947; Alvarado *et al.*, 1947; Llopis, 1945, 1947; Almela, 1953). No obstante, tanto estos trabajos antiguos como otros más recientes (Guigón *et al.*, 1973; Peón *et al.*, 1975) aportan pocos datos o de carácter muy general sobre los materiales paleozoicos. Solo, en los últimos años, se han realizado estudios que han permitido obtener una visión general más precisa del Paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas, así como de algunas áreas en detalle (Julivert y Martínez, 1980; Durán *et al.*, 1984; Durán, 1985; Julivert *et al.*, 1987).

El presente estudio se ha realizado sobre la porción más occidental de la Sierra Prelitoral (St. Quintí de Mediona-Riera de Can Aguilera), con el objetivo de aportar datos concretos sobre las características litológicas y estructurales de este área, a fin de integrar los resultados conseguidos con los que se han ido obteniendo en los últimos años en otras áreas próximas de características similares y, de esta manera, ir completando los datos ya conocidos de los materiales paleozoicos de las Cadenas Costeras Catalanas. Para ello se ha realizado una cartografía de detalle y un reconocimiento exhaustivo del terreno, recogiendo mediciones precisas de los rasgos estructurales.

LOS MATERIALES METASEDIMENTARIOS

Los materiales sedimentarios que constituyen el afloramiento son, principalmente, pelitas y psamitas, abundan también las grauvacas y, solo localmente, afloran cuarcitas, rocas volcánicas y calizas. Todos estos materiales se encuentran esquistosados y metamorfizados en mayor o menor grado.

Pelitas

Las pelitas forman un conjunto litológico de características bastante homogéneas, en el que solo se pueden reconocer diferentes unidades litoestratigráficas según las relaciones cartográficas que muestran con otros materiales aflorantes en el área de estudio. De este modo, es posible señalar un primer conjunto litológico formado por pelitas gris-azuladas con capas de cuarcitas interestratificadas y delgados niveles de pelitas negras, aflorantes en el extremo NW de la zona (Fig. 1).

La mayor parte del área la forma una serie pelítica monótona que, ocasionalmente, contiene términos limosos y arenosos, frecuentemente relacionados con capas de grauvacas. Estos términos más groseros forman alternancias de escala muy variable y ciclos deposicionales positivos, observándose también estructuras sedimentarias (laminaciones «ripple»), aun reconocibles a pesar de la fuerte transposición que muestran estas rocas, debida al desarrollo de foliaciones tectónicas.

Un tercer grupo de pelitas grises y negras satinadas aflora en el extremo SW del área, relacionado con capas de cuarcita y rocas volcánicas interestratificadas.

Las pelitas se hallan transformadas en filitas y esquistos, al haber sido afectadas por diferentes fases de metamorfismo y el desarrollo de una esquistosidad de flujo (slaty cleavage). Los componentes minerales principales de estas pelitas son: moscovita, clorita, biotita, cuarzo y feldespatos, en granos muy finos y orientados según la esquistosidad de flujo. La textura es generalmente esquistosa, granoblástica en algunos casos, y con una foliación marcada por la alternancia de capas de filosilicatos (moscovita y biotita) y cuarzo-feldespáticas. Las rocas afectadas por el metamorfismo térmico, en la aureola de contacto contienen además andalucita, cordierita y granate, formando porfiroblastos desorientados respecto a la foliación definida por los minerales debidos al metamorfismo regional, y también bandeados composicionales, resultando de la superposición de los efectos del metamorfismo térmico sobre el regional.

Grauvacas

Las grauvacas tienen una distribución bastante amplia, aunque los niveles mayores se encuentran al NE del área (fig. 1). Forman capas de espesor muy variable entre unos pocos centímetros y varios metros, alternantes con pelitas con las que forman toda una serie de términos petrográficos intermedios en los que

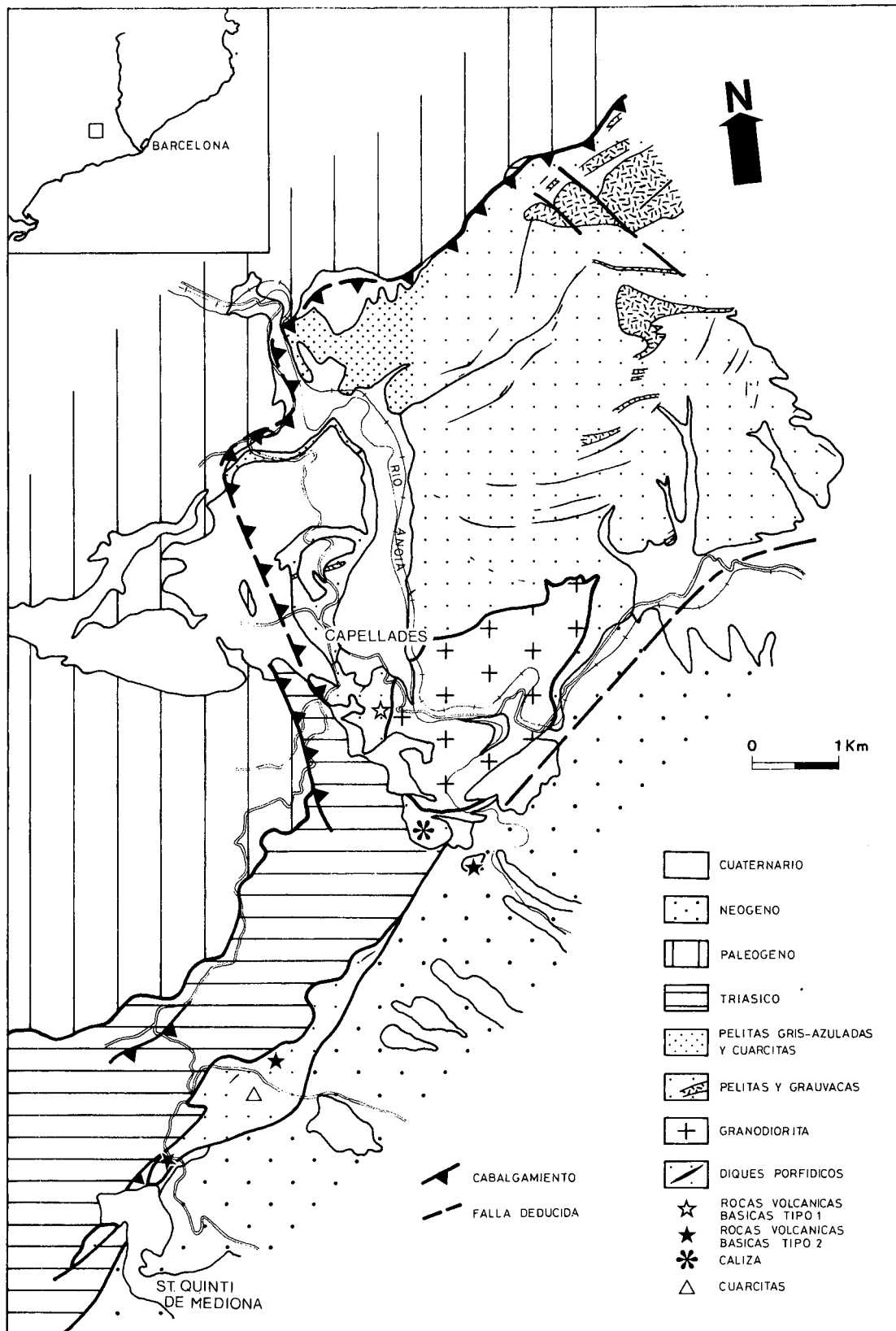


Figura 1.- Mapa geológico del área paleozoica próxima a Capellades.
 Figure 1.- Geological map of the Paleozoic area near Capellades.

se reconocen numerosas estructuras sedimentarias, como: granoclasificaciones, estratificaciones lenticulares y cruzadas, cantos blandos, depósitos en masa, etc.

La mineralogía de las grauvacas se compone esencialmente de cuarzo, feldespatos, fragmentos de rocas de origen sedimentario, biotita, moscovita y clorita, así como filosilicatos formados a partir de la recristalización de los componentes originales de la roca sedimentaria que han sido expuestos a los efectos del metamorfismo.

La textura de las rocas grauváquicas es brechoide y heterogranular. La distribución de los tamaños de grano es bimodal, de forma que los granos cuarzo-feldespáticos de mayor tamaño se incluyen en una matriz equigranular de grano fino, predominantemente formada por filosilicatos. En menor proporción pueden aparecer conglomerados de pequeños cristales cuarzo-feldespáticos que parecen productos piroclásticos de tamaño intermedio entre ceniza y lapilli.

La proporción relativa entre matriz pelítica y granos de minerales cuarzo-feldespáticos o relación arena/pelita es muy variable, aunque se pueden establecer dos tipos: las grauvacas con más componente pelítico poseen un tamaño de grano medio más pequeño, mientras que las grauvacas con menor contenido pelítico se caracterizan por tener fragmentos más grandes, poseer una matriz con un tamaño de grano medio mayor y por presentar una menor proporción de filosilicatos.

Las peculiares características texturales, anteriormente descritas, hacen que el desarrollo de las foliaciones tectónicas sea notablemente menor que en el caso de las pelitas, resultando por tanto menos penetrativas.

Cuarcitas

Las cuarcitas afloran en dos localidades: 1) en el extremo NW, cerca de la superficie de cabalgamiento, donde forman numerosas capas de 5-30 cm de espesor, fuertemente plegadas y alternando con pelitas gris-azuladas, y 2) en el extremo SW, donde aparecen solo unas pocas capas, en un afloramiento reducido, con una potencia variable entre 10-50 cm, poco afectadas por la esquistosidad (Fig. 1). Su mineralogía se compone de: cuarzo, feldespato, moscovita, biotita y clorita. La textura es de grano fino a medio, equigranular, en la que los granos de cuarzo y feldespatos aparecen escasamente deformados y los filosilicatos forman una matriz fina y bastante escasa.

Calizas

Las calizas están representadas en un solo afloramiento al S de Capellades (Fig. 1). Forman un aflora-

miento de unos 20 m de longitud y 10 m de espesor aproximado, rodeado de pelitas y próximo a la masa principal de rocas volcánicas básicas. Por hallarse dentro de la aureola térmica, se encuentran transformadas en un mármol bastante puro, formado por calcita y una pequeña cantidad de cuarzo, en granos situados en puntos triples rodeados de calcita, y también algo de moscovita.

Rocas volcánicas básicas

Las rocas volcánicas básicas se localizan al S de Capellades y también al N de St. Quintí de Mediona (Fig. 1). Se pueden diferenciar dos tipos: el tipo 1 corresponde a una sola capa de carácter tobáceo, y el tipo 2 está representado por distintas capas correspondientes a intrusiones tabulares.

El tipo 1 lo constituye una sola capa de unos 15 cm de espesor, interestratificada en material pelítico, que por su proximidad a la granodiorita se ha transformado en un esquisto tobáceo. Posee un marcado bandeo composicional, y una textura esquistosa y granomatoblástica en la que se combinan los efectos de los metamorfismos regional y de contacto, sin que se reconozcan texturas ígneas heredadas. En esta roca alternan bandas de anfíbol actinolítico y plagioclasa con epidota \pm granate, junto a minerales secundarios y de alteración (clorita y sericita). La actinolita se presenta en cristales aciculares y de hábito tabular hipidiomórficos, formando cúmulos de cristales desorientados debidos al metamorfismo de contacto.

El tipo 2 agrupa una colada o sill de más de 30 m de espesor y unas cuantas intrusiones centimétricas. En la colada masiva se reconoce una composición mineral parecida a la del tipo 1, con fenocristales milimétricos de plagioclasa, feldespato y actinolita, esta última formando agregados radiales, ya que la roca se halla dentro de la aureola de contacto. Sin embargo, la mineralogía no incluye granate y la textura general de la roca es dolerítica. El resto de capas, de pequeño espesor, se encuentran entre pelitas grises y negras, se presentan muy alteradas y solo se reconocen cristales de plagioclasa, en buena parte sustituida por sericita y también albitizada, así como cristales de clorita muy desordenados, formando una textura gabroica.

GRANODIORITA Y ROCAS HIPOABISALES ASOCIADAS

La masa ígnea más importante está representada por un plutón granodiorítico, que aflora en la parte S

del área (Fig. 1). Relacionados con este existen numerosos diques porfídicos, que se distribuyen a lo largo de todo el afloramiento.

La granodiorita posee aspectos comunes con otras de las Cadenas Costeras Catalanas, que intruyen materiales con bajo grado de metamorfismo (Enrique, 1979, 1984). La intrusión induce una aureola de metamorfismo en el encajante, del que contiene xenolitos y también enclaves melanocráticos de composición algo más básica que la propia granodiorita. Los contactos con el encajante son netos y ligeramente oblicuos a la orientación de la foliación principal.

La mineralogía de la granodiorita está formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato (microclina) y biotita, junto con clorita, sericita y minerales opacos ferromagnesianos. La textura es equigranular. El cuarzo aparece en pequeños cristales alotriomórficos, algunos de ellos con extinciones ondulantes. La plagioclasa es bastante abundante y forma maclas polisintéticas. La microclina está presente en menor proporción, en cristales alotriomórficos. La biotita forma pequeños cristales hipidiomórficos e idiomórficos.

Los diques de pórfido granodiorítico se disponen a lo largo del área, fuera de los límites de la granodiorita, con orientación NE-SW oblicua a la foliación principal. Pueden alcanzar varios kilómetros de longitud y superar la decena de metros de espesor. Su mineralogía consiste en: cuarzo, plagioclasa, feldespatos y biotita, conteniendo como secundarios clorita y sericita y minerales opacos ferromagnesianos, como accesorios. La textura es microporfírica.

Otros diques pegmatíticos se localizan preferentemente en la zona de contacto, sin llegar a sobrepasar los límites de la granodiorita. Estos diques están orientados NW-SE y están compuestos de cuarzo y feldespato, alcanzando algunas decenas de metros de longitud y 1-3 m de espesor.

ESTRATIGRAFIA

El estudio estratigráfico de los materiales precarboníferos de las Cadenas Costeras Catalanas no ha sido nunca definitivamente abordado debido a las dificultades que comúnmente se encuentran. Una columna general sintética ha sido publicada por Julivert *et al.* (1987). A la fuerte deformación hercínica y consiguiente desarrollo de metamorfismo, que afecta a los materiales, se

suman en el área estudiada los efectos de la orogenia alpina, responsable de las actuales condiciones de emplazamiento de dichos materiales precarboníferos. La ausencia de niveles guía y de criterios útiles para delimitar conjuntos litológicos con características poco diferenciadas, unido a la ausencia de restos fósiles, dificulta enormemente la observación de las relaciones estratigráficas entre los diferentes conjuntos litológicos e impide determinar la potencia de los mismos. Por todo ello, el método utilizado para intentar alcanzar el fin propuesto, ha consistido en tratar de establecer comparaciones entre las características litológicas de los materiales estudiados y los reconocidos en otras áreas, de características parecidas, del Paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas.

Los afloramientos de grauvacas se encuentran ampliamente representados a lo largo de la Sierra Prelitoral. En la mayor parte de los casos forman diversos niveles de espesor variable incluidos en series pelíticas. En las áreas de Les Guilleries (Durán, 1985) y Les Gavarres (Barnolas *et al.*, 1980) aparecen grauvacas junto a rocas volcánicas ácidas que, en el caso de Les Guilleries, han podido ser datados como de edad Llandeilo-Caradoc (Durán *et al.*, 1984). Estos conjuntos litológicos, aunque muy parecidos a los observados en el área de estudio, se diferencian por la presencia de conglomerados, que forman la base del Caradoc en Les Guilleries (Durán, 1985), y de material volcánico ácido, si bien, en el área de Les Pedritxes, situada más al E, se desarrolla un importante vulcanismo ácido (riolitas), relacionado con grauvacas (Durán *et al.*, 1984). De modo general, parece que las áreas en que afloran ampliamente grauvacas son asimilables al Llandeilo-Caradoc.

Por otro lado, la presencia en el área de estudio de rocas volcánicas básicas y calizas, en una serie pelítica que incluye también cuarcitas, guarda cierta semejanza con el conjunto litológico descrito en el área de Collcerola (Julivert y Durán, 1981), conjunto que no ha podido ser datado, pero que se asemeja en gran medida a los niveles de edad Ashgill del Pirineo y del Montseny. De este modo, este conjunto litológico se situaría estratigráficamente sobre la serie formada por pelitas y grauvacas, conjunto que no llega a aflorar en Collcerola.

De lo dicho anteriormente se deduce la existencia de dos conjuntos litológicos bien diferenciados: el primero formado por la alternancia de pelitas y grauvacas, de posible edad Llandeilo-Caradoc (relacionado en otras áreas con vulcanismo ácido), y el segundo, constituido por rocas volcánicas básicas y pelitas, que incluyen calizas y cuarcitas, de hipotética edad Caradoc-Ashgill. Ambos conjuntos constituyen, según se ha descrito, una serie estratigráfica de edad Ordovícico Superior.

METAMORFISMO

Las características del metamorfismo hercínico desarrollado en las Cadenas Costeras Catalanas ya han sido suficientemente descritas (Julivert y Martínez, 1980; Gil-Ibarguchi y Julivert, 1988). Se trata de un metamorfismo regional de bajo grado en facies de los esquistos verdes al que se superpone el metamorfismo térmico inducido por la intrusión de la granodiorita tardihercínica, que afecta solo a la aureola de contacto, donde se alcanza la zona de más alto grado metamórfico (facies de las corneanas anfibólicas). Un tercer estadio metamórfico retrogradante afecta a una parte de las rocas.

Las zonas de metamorfismo que se pueden distinguir vienen marcadas por la aparición o desaparición de ciertos minerales índice. En el metamorfismo regional cabe señalar la existencia de las zonas de la clorita y de la biotita, separadas por la isograda de la biotita (Fig.2). La mayor parte de las rocas afectadas por el metamorfismo regional se encuentran por encima de la isograda biotita, existiendo solo una pequeña área al SE dentro del dominio de la clorita. La zona del metamorfismo de contacto se distingue por la presencia de asociaciones minerales características, con andalucita, cordierita, granate y biotita en los materiales pelíticos, y con actinolita, plagioclasa, granate y epidota, en las rocas volcánicas básicas.

El metamorfismo retrogradante parece posterior al metamorfismo de contacto, ya que afecta a algunos porfiroblastos, y se manifiesta por la formación de fases minerales de bajo grado a partir de la desestabilización y reemplazamiento de minerales de más alto grado.

ESTRUCTURA

El Paleozoico de la Sierra Prelitoral Catalana, así como el resto del Paleozoico de Cataluña, ha sido afectado por una deformación polifásica hercínica (Julivert y Martínez, 1980) y localmente por otras deformaciones posteriores relacionadas con la orogénesis alpina.

Deformaciones hercínicas

La primera fase hercínica de plegamiento es la fase principal y la mejor desarrollada. Genera una foliación (slaty cleavage, S1) de plano axial o bien ligeramente convergente hacia el núcleo de los pliegues. Esta foliación está definida por la orientación de los filosilicatos,

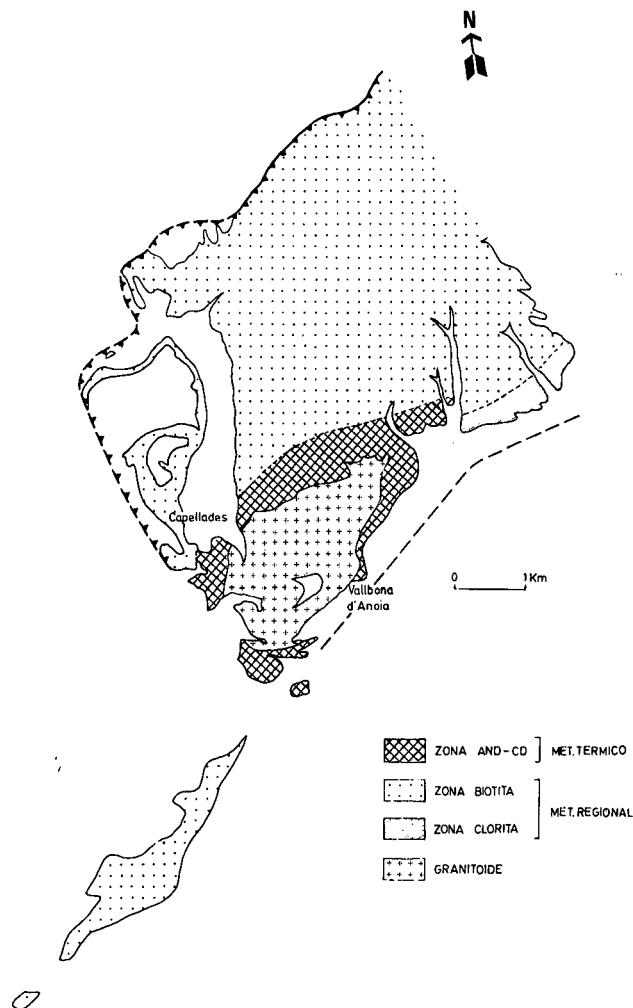


Figura 2.- Zonación metamórfica del área paleozoica próxima a Capellades.

Figure 2.- Metamorphism map of the Paleozoic near Capellades

y está bien desarrollada en todos los materiales. La deformación producida puede llegar a borrar la estratificación por transposición, excepto cuando afecta a materiales competentes.

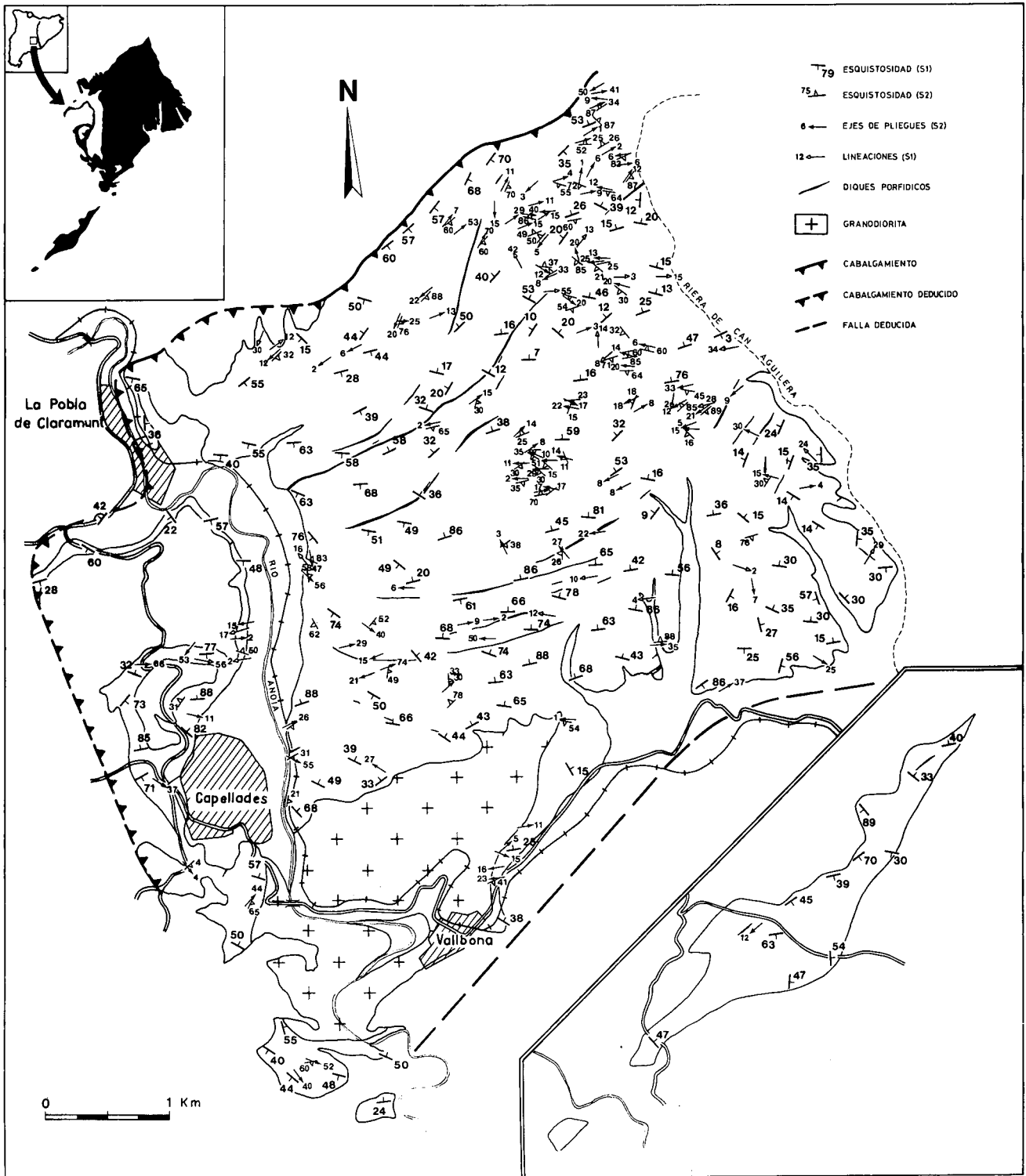
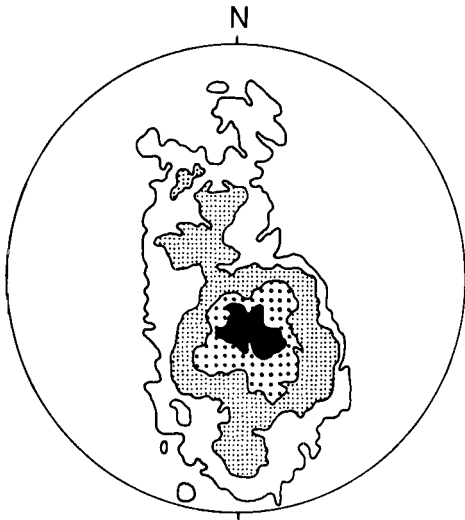
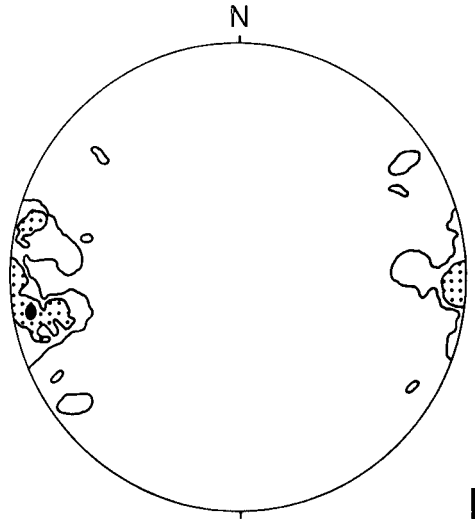


Figura 3.- Mapa de las principales direcciones estructurales hercínicas del área de Capellades.

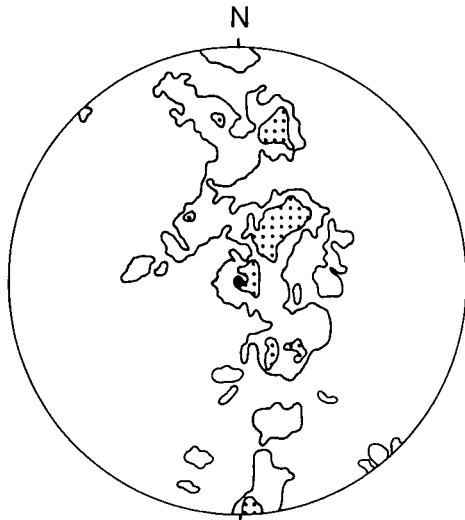
Figure 3.- Foliations and lineations in the Paleozoic area near Capellades



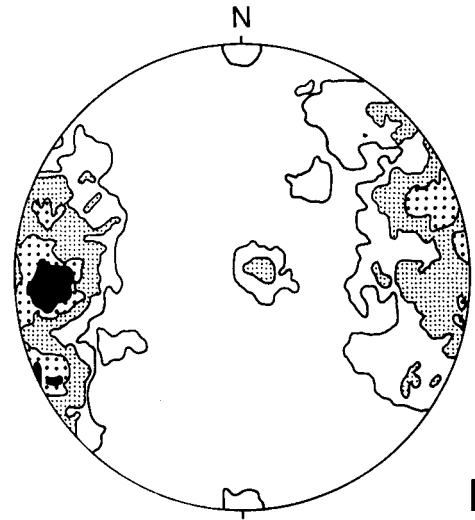
A



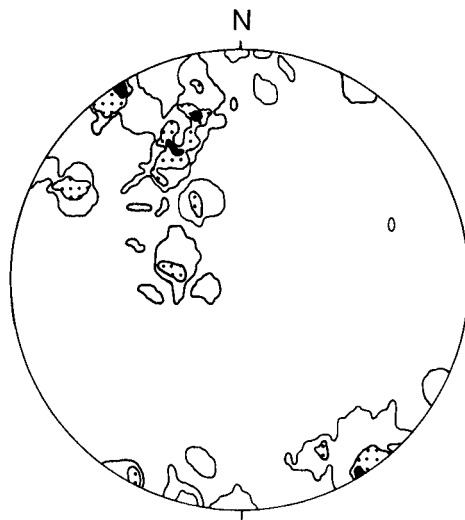
B



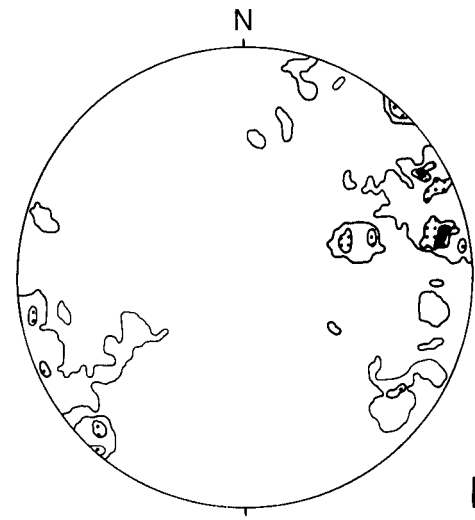
C



D



E



F

La orientación general de esta foliación (S1) es E-W, con buzamientos tanto al N como al S (Figs. 3 y 4A). En relación con esta fase, solo se observan pequeñas estructuras o pliegues menores, que aparecen en las zonas de charnela de grandes estructuras. La geometría de estos pliegues varía desde el tipo paralelo a casi el tipo similar, en los pliegues más aplastados. Los pliegues son generalmente asimétricos y con planos axiales subhorizontales.

La segunda fase de deformación se caracteriza por generar una foliación de crenulación (S2) definida por el microplegamiento de los filosilicatos que definen los planos de la foliación principal (S1). Su desarrollo, distribución y penetratividad son muy variables, aunque siempre menores que los de S1 (Fig. 3).

La foliación de crenulación (S2) suele intersectar los planos de la foliación dominante (S1) formando ángulos bastante grandes y su orientación es bastante más dispersa que la de esta última, marcando una geometría de pliegue cilíndrico (Fig. 4C y D).

Las estructuras relacionadas con S2 son pliegues menores, de plano axial subvertical, más abiertos y de flancos más cortos que los de la primera fase, de tipo cilíndrico y paralelo. Relacionados con las fases más tardías hercínicas, existen una serie de pliegues tipo «chevron» y «kink» de pequeña escala, localmente bien desarrollados, que presentan una orientación de sus ejes ligeramente oblicua respecto de los de S2 (Figs. 4E y 4F).

Deformaciones alpinas

Aunque no se han estudiado con el mismo detalle que las estructuras hercínicas, es necesario hacer algunas consideraciones generales sobre las estructuras de origen alpino.

El desarrollo de la orogenia Alpina produce una serie de pliegues y cabalgamientos que afectan tanto a los materiales paleozoicos como a los de la cobertera.

La mayor parte del afloramiento está constituido por una escama, en la que la foliación principal (S1) sigue, por regla general, el trazado del frente de cabalgamiento, lo cual indicaría una modificación, por efecto del propio cabalgamiento, de la disposición original de S1. Otro efecto del cabalgamiento es el plegamiento de S1 que, buzando generalmente al N, cambia hacia el S en las proximidades del frente de cabalgamiento. Otras modificaciones similares de S1, que se observan localmente fuera de estas áreas podrían tener también origen alpino, aunque es difícil determinarlo, dado el paralelismo que parece haberse producido entre las estructuras hercínicas y alpinas en estas escamas de cabalgamiento.

CONCLUSIONES

En el área estudiada se han reconocido dos unidades litoestratigráficas, formadas por materiales metasedimentarios paleozoicos, de posible edad Llandeilo-Caradoc (metapelitas y grauvacas) y Caradoc-Ashgill (metapelitas, metavolcanitas básicas, mármoles y cuarcitas). Estos conjuntos litológicos son comparables, en alguna medida, a las series descritas en Collcerola (Julivert y Durán, 1981), Les Guilleries (Durán, 1985) y Les Pedritxes (Durán *et al.*, 1984).

El metamorfismo sincinemático desarrollado en el área es de bajo grado y corresponde a la facies de los esquistos verdes. La mayor parte del área se encuentra por encima de la isograda de la biotita+. El más alto grado de metamorfismo se encuentra en la aureola inducida por el emplazamiento de una granodiorita que se encuentra al Sur del área estudiada, donde se alcanza la facies de las corneanas anfibólicas.

La deformación hercínica tiene lugar en dos fases. La fase principal, origina una foliación de dirección E-W, bien desarrollada en todo el área. La segunda fase, de menor intensidad y de desarrollo variable, origina una foliación de crenulación de direcciones bastante

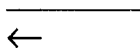


Figura 4.-Diagramas de distribución de las direcciones estructurales hercínicas. A) Foliación dominante (S1), contornos del 1, 2, 4 y 6%; 835 polos. B) Lineaciones de primera fase (L1), contornos del 4, 8 y 12%; 43 polos. C) Foliaciones de crenulación (S2), contornos del 2, 4 y 6%; 121 polos. D) Lineaciones de crenulación y ejes de pliegues (L2), contornos del 1, 2, 4 y 6%; 290 polos. E) Planos axiales de pliegues tardíos (tipo «chevron» y «kink»), contornos del 2, 4 y 6%; 180 polos. F) Ejes de pliegues de tipo «chevron» y kink», contornos del 2, 4 y 5%; 106 polos. Proyección equiareal, hemisferio inferior.

Figure 4.- Stereoplots of Hercynian minor structures. A) Dominant cleavage (slaty cleavage, S1), contours at 1, 2, 4 and 6%; 835 poles. B) Intersection lineations (L1), contours at 4, 8 and 12%; 43 poles. C) Crenulation foliation (S2), contours at 2, 4 and 6%; 121 poles. D) Crenulation lineations and minor folds (phase 2), contours at 1, 2, 4 and 6%; 290 poles. E) Axial planes of late chevrons and kinks, contours at 2, 4 and 6%; 180 poles. F) Chevron and kink axis, contours at 2, 4 and 5%; 106 poles. Equal area, lower hemisphere projection.

dispersas y puede modificar la inclinación de la foliación principal.

Las deformaciones alpidicas han condicionado en cierta medida la actual disposición de las estructuras hercinianas, reorientándolas según el trazado de los frentes de cabalgamiento de las escamas de dicha edad.

BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A., 1953: Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 419 (Villafranca del Panadés). IGME. Mem. Expl.: 62 p.
- ALMELA, A. y LLOPIS, N., 1947: Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 392 (Sabadell). IGME, Mem. Expl.: 107 p.
- ALMERA, J., 1891-1914: Mapa Geológico-Topográfico de la prov. de Barcelona. E. 1:40.000 Hojas nº I-IV-V. Dip. Prov. Barcelona.
- ALVARADO, A., SANMIGUEL DELA CAMARA, M., y BATALLER, R.J., 1947: Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 391 (Igalada). IGME.
- BARNOLAS, A., GARCIA VELEZ, A. y SOUBRIER, J., 1980: Sobre la presencia del Caradoc en Les Gavarres. *Acta Geol. Hispánica*, 15 (1): 1-13.
- DURAN, H., 1985: *El Paleozoico de Les Guilleries*. Tesis Doctoral. Univ. Autònoma de Barcelona. 243 pp. Barcelona.
- DURAN, H., GIL IBARGUCHI, J.I., JULIVERT, M. y UBACH, J., 1984: Early Paleozoic acid volcanism in the Catalanian Coastal Ranges (North Western Mediterranean). In: F.P. Sassi y M. Julivert Eds. *IGCP 5 Newsletter*, 6: 33-43.
- ELIES, J., 1923: Fenomens de corriments del Vallés. *Butll. Inst. Cat. Hist Nat*, 3 (8): 138-148.
- ENRIQUE, P., 1979: Las rocas graníticas de la Cordillera Litoral entre Mataró y Barcelona. *Acta Geol. Hispánica*, 13 (3): 81-85.
- ENRIQUE, P., 1984: The Herynian post-tectonic plutonic and hypabissal rocks of the Montnegre massif, Catalanian Coastal Ranges (NE Spain). In: F.P. Sassi y M. Julivert Eds., *IGCP 5, Newsletter* 6: 45-56.
- GIL IBARGUCHI, J.I. y JULIVERT, M., 1988: Petrologia de la Aureola metamórfica de la granodiorita de Barcelona en la Sierra de Collcerola (Tibidabo). *Estudios geol.*, 44: 353-374.
- GUIGON, I., BENZANQUEN, M., MARTINEZ, W., NUÑEZ, A. y CABAÑAS, I., 1973: Mapa geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 419 (Villafranca del Penedés). IGME, Mem. Expl.: 48 p.
- JULIVERT, M. y MARTINEZ, F.J., 1980: The Paleozoic of the Catalanian Coastal Ranges, (Northwestern mediterranean). In F.P. Sassi Ed. *IGCP 5 Newsletter*, 2: 124-128.
- JULIVERT, M. y DURAN, H., 1981: The Tibidabo area. In Julivert, ed., *Guide to the field trips in the Catalanian Coastal Ranges*. *IGCP Project nº 5*, Univ. Auto. Barcelona: 53-57.
- JULIVERT, M., DURAN, H., GARCIA LOPEZ, S., GIL IBARGUCHI, I., TRUYOLS MASSONI, M. y VILLAS, E. 1987: Pre-Carboniferous rocks in the Catalanian Coastal Ranges: volcanism, stratigraphic sequence and fossil content. In: W.H. Flügel, F.P. Sassi y P. Greclau Eds., *Prevariscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts*. Mineralia Slovaca, Monography: 313-322.
- LLOPIS, N., 1945: La estructura de la Sierra de Les Pedritxes. *Estudios Geol.*, 1: 169-238.
- LLOPIS, N., 1947: *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides*. C.S.I.C. Inst. «Lucas Mallada»: 372 pp.
- PALET, D., 1931: Los corrimientos de la Cordillera Media Catalana. *Geol. Mediterranée Occ.* 2 (4): 1-11.
- PEON, A., ALONSO, F. y RAMIREZ DEL POZO, J. 1975: Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 391 (Igalada). IGME. 31 p.