

PETROLOGIA DE LA AUREOLA METAMORFICA DE LA GRANODIORITA DE BARCELONA EN LA SIERRA DE COLL CEROLA (TIBIDABO)

J. I. Gil Ibaruchi* y M. Julivert**

RESUMEN

Los materiales Paleozoicos que afloran en la Sierra de Collcerola (Tibidabo) van desde términos altos del Ordovícico hasta el Carbonífero. Estos Materiales se disponen aproximadamente en una estructura sinclinal con pliegues menores vergentes al SE o SSE desarrollándose una esquistosidad de flujo muy marcada. Las estructuras de dirección WNW-ESE están cortadas en las proximidades de Barcelona por la intrusión de un cuerpo granodiorítico (granodiorita de Barcelona). Esta intrusión no muestra ningún signo de deformación y presenta un contacto oblicuo con respecto a las estructuras hercínicas del encajante, por lo que afecta a una considerable variedad de litologías, siendo las principales: 1) metapelitas y metapsamitas; 2) rocas calcáreas y calcosilicatadas, y 3) metabasitas (de origen probablemente ortoderivado); los materiales afectados por el metamorfismo de contacto corresponden al Silúrico y parte alta del Ordovícico. Previamente a la intrusión los materiales Paleozoicos habían sufrido un metamorfismo regional sincinemático con el desarrollo de la esquistosidad principal en condiciones no superiores a la de la facies de los esquistos verdes.

Como resultado de la intrusión de la granodiorita los materiales del encajante sufrieron una considerable reestructuración que afectó a rocas situadas hasta algo más de dos kilómetros de distancia del contacto. Las rocas calcáreas y calcosilicatadas son las que primero muestran las evidencias del metamorfismo de contacto, a continuación lo hacen las rocas básicas y, por último, las rocas pelíticas. Las rocas calcáreas y calcosilicatadas también son las más reactivas originando una gran variedad de minerales a lo largo de la aureola: clorita, biotita, actinolita, epidota, hornblenda, clinopiroxeno, idocrasa, grosularia/andradita y escapolita por este orden; en las rocas básicas tiene lugar una formación generalizada de hornblenda y localmente de piroxeno, mientras que en las rocas pelíticas y semipelíticas se forman cordierita y andalucita (esta última sólo en los niveles correspondientes a antiguas pizarras negras del Silúrico) de un modo general, y localmente corindón, espinela, sillimanita y escapolita. Un rasgo notable de muchas de las rocas estudiadas es la existencia en las mismas de equilibrios locales, resultado probablemente de variaciones a pequeña escala de la composición de la fase vapor y/o del sistema roca total. Las variaciones en la composición de los fluidos podrían ser debidas a la existencia de numerosas alternancias, de milimétricas a métricas, de litologías bastante contrastadas (e. g. pelitas-carbonatos o pelitas-rocas básicas), aunque también en gran parte podrían ser debidas al influjo de fluidos procedentes de la granodiorita durante el emplazamiento de la misma. En efecto, la mayor parte de la aureola presenta asociaciones de la facies de las corneanas anfibólicas, sin embargo, localmente, en puntos alejados unos 200 m. del contacto, se desarrollan asociaciones de la facies de las corneanas piroxénicas (corindón-espinela-sillimanita, etc.), lo que sugiere que además del calentamiento ordinario por conducción térmica, también debió existir un aporte de calor adicional que podría estar relacionado con fenómenos de convección de fluidos provocados por la intrusión de la granodiorita. Aunque en estas condiciones es difícil determinar con precisión las condiciones físicas del metamorfismo de contacto, en base a la composición de los minerales analizados y a las consideraciones estratigráficas sobre la situación previa al emplazamiento de la granodiorita, se puede asumir que las condiciones máximas del metamorfismo se situaron en torno a 1,5 kbar y unos 700°C.

Palabras clave: *Collcerola, Hercínico-Cataluña, Tibidabo, litologías, Paleozoico, estructura, metamorfismo, aureola, análisis metabasitas, análisis minerales.*

ABSTRACT

The Paleozoic materials outcropping in the Sierra de Collcerola area (Tibidabo) range from Upper Ordovician up to Carboniferous. These materials approximately define a syncline structure

* Departamento de Mineralogía-Petrología, Universidad del País Vasco, Apartado 644, 48080 Bilbao (España).

** Departamento de Geotectónica. Universidad Autónoma de Barcelona. 08193 Bellaterra. Barcelona (España).

wich minor folds facing to SE or SSE and show the development of a marked slaty cleavage. The structures of WNW-ESE direction are cut near Barcelona by a granodioritic intrusion (granodiorite of Barcelona). This intrusion does not show any evidence of regional deformation and presents an oblique contact to the Hercynian structures of the host rocks, affecting, therefore, a great variety of lithologies, the main ones being: 1) metapelites and metapsamites; 2) calcareous and calc-silicate rocks, and 3) metabasites (likely derived from igneous protoliths). The materials affected by the contact metamorphism belong to the Silurian and Upper Ordovician. Previously to the intrusion the Paleozoic materials were affected by a regional metamorphism, syn-kinematic with the development of the main schistosity, which did not surpass conditions of the greenschists facies.

As a result of the intrusion of the granodiorite, the host materials underwent a considerable recrystallization which affected rocks situated at even more than two km from the contact. The calcareous and calc-silicate rocks are the first to show the effects of contact metamorphism; metabasites go next, and finally metapelites and metapsamites show those effects too. Calcareous and calc-silicate rocks are the more reactive too during the metamorphic event giving rise to a great variety of minerals through the contact aureole: chlorite, biotite, actinolite, epidote, hornblende, clinopyroxene, idocrase, grossular/andradite and scapolite in this order; in the basic rocks a generalized development of hornblende and locally of pyroxene took place, while in the pelitic and semipelitic rocks cordierite and andalusite generally formed (the latter only in those levels corresponding to ancient black shales of the Silurian), and only locally corundum, spinel, sillimanite and scapolite were developed. An important feature of most of the studied rocks is the existence in them of local equilibria; this must be likely the result of minor variations in the composition of the vapor phase and/or bulk rock system. The changes in the chemical composition of the fluids could be due to the existence of numerous millimetric to metric alternances of contrasting lithologies (e. g. pelites-carbonates or pelites-basic rocks), although they could also greatly be due to the influx of fluids proceeding from the emplacement of the granodiorite. In effect, most rocks of the aureole present mineral associations of the hornblende-hornfels facies, nevertheless, locally, in places situated at 200 m of the contact, associations of the pyroxene-hornfels facies developed (corundum-spinel-sillimanite, etc.), which suggests that besides normal heating by thermal conduction, there must exist and additional heat supply, likely related to convecting fluids, induced by the intrusion of the granodiorite. Although under such circumstances estimation of P-T conditions of the contact metamorphism is very difficult, on the basis of the chemical composition of analyzed minerals, and taking into account stratigraphic considerations for the situation previous to the emplacement of the granodiorite, it may be suggested that the maximum P-T conditions reached during the contact metamorphism were around 1.5 kbar and 700°C.

Key words: *Collcerola, Hercynian-Cataluña, Tibidabo, Paleozoic lithologies, structure, metamorphism, aureole, metabasite analyses, mineral analyses.*

Introducción

Las Cadenas Costeras Catalanas forman dos alineaciones montañosas paralelas a la costa Mediterránea. A lo largo de ellas las rocas paleozoicas afloran más o menos extensamente; las áreas paleozoicas están formadas en buena parte por granitoides Hercínicos que, con pocas excepciones (algunos puntos de Les Guilleries, Julivert y Martínez, 1980; Durán, 1985) son muy tardíos y han ascendido hasta niveles corticales bastante elevados (Enrique, 1984). Estos granitoides inducen un metamorfismo de contacto en las rocas del encajante que, en general, presentan tan sólo un débil metamorfismo regional anterior (facies de los esquistos verdes). Entre las aureolas de metamorfismo de contacto, la de la Sierra de Collcerola (Tibidabo) junto a Barcelona, ofrece el interés de afectar a una serie bastante variada de rocas. Por este motivo y por su proximidad a Barcelona, se ha hecho referencia a ella ya en publicaciones bastante

antiguas (Almera, 1891; San Miguel de la Cámara, 1929); dos de los trabajos efectuados, uno de principios de siglo (Meier, 1908) y otro más reciente (Vaquer, 1973), están dedicados específicamente al estudio de la misma. El objetivo fundamental del estudio que aquí se presenta es la determinación de las características del metamorfismo de contacto inducido por la intrusión granodiorítica tardi-Hercínica de Barcelona en relación con las diferentes litologías presentes en el área. Para la realización del estudio, y a fin de que el mismo tuviese eventualmente una validez más general, aplicable en cuanto a modelo de evolución metamórfica, a otras áreas con metamorfismo de contacto de las Cadenas Costeras Catalanas o incluso de otras partes del Hercínico de la Península Ibérica, se ha efectuado previamente una cartografía de detalle de la zona del Tibidabo en las proximidades de la intrusión granodiorítica. Algunos de los resultados de tipo estratigráfico obtenidos durante este estudio ya han sido publicados (Julivert *et al.*, 1987), en el presente

trabajo se completan éstos y se presentan los principales resultados de tipo estructural y sobre todo de tipo petrológico.

Los materiales paleozoicos del encajante

Los materiales que afloran en el bloque Paleozoico del Tibidabo o Sierra de Collcerola corresponden a términos altos de la serie Ordovícica, al Silúrico, el Devónico y el Carbonífero, aunque los dos últimos sistemas están escasamente representados (fig. 1).

El Carbonífero, formado en su parte basal por unos metros de liditas y calizas a las que se superpone una sucesión terrígena de tipo culm, forma varios afloramientos de pequeñas dimensiones, ninguno de los cuales queda comprendido en la aureola de contacto objeto de estudio.

El Devónico, junto con la parte más alta del Silúrico (Ludlow final y Pridoliense) consiste en una sucesión esencialmente carbonatada, de unos 60-80 m. de espesor, que, al igual que el Carbonífero aflora por fuera de la aureola de metamorfismo de contacto.

Los materiales afectados por la aureola corresponden al Silúrico y parte alta del Ordovícico. El Silúrico (Julivert *et al.*, 1985) consiste en pizarras negras con

niveles de liditas, especialmente en la parte baja (Llandovery) e intercalaciones de capas finas de cuarcitas (Wenlock), existe además un nivel muy característico de pizarras muy negras con abundantes sulfuros (Wenlock probablemente). En la parte baja del Silúrico se encuentran además interestratificadas rocas volcánicas y/o subvolcánicas básicas. Estas rocas se encuentran también en la parte alta de la serie ordovícica subyacente.

Por debajo del Silúrico datado, el cual contiene faunas bastante abundantes de graptolites, se encuentran materiales con una litología bastante variada, si bien no existe ninguna localidad en la que pueda observarse bien la sucesión estratigráfica. Por este motivo, no es prudente intentar dar una sucesión estratigráfica demasiado detallada. Los tipos de rocas más importantes que se encuentran son: 1) pizarras; 2) calizas; 3) cuarcitas, y 4) rocas volcánicas básicas. El modo como estas rocas se agrupan, permite diferenciar varias unidades litoestratigráficas. Así, la presencia de calizas, permite diferenciar una unidad muy característica, constituida por calizas en capas desde 1 cm. hasta un máximo de 1-2 m., alternando con margas, pizarras y rocas volcánicas y/o volcanosedimentarias, en general en capas también de poco espesor. Esta unidad puede seguirse muy bien desde Vallvidrera hacia el SE,

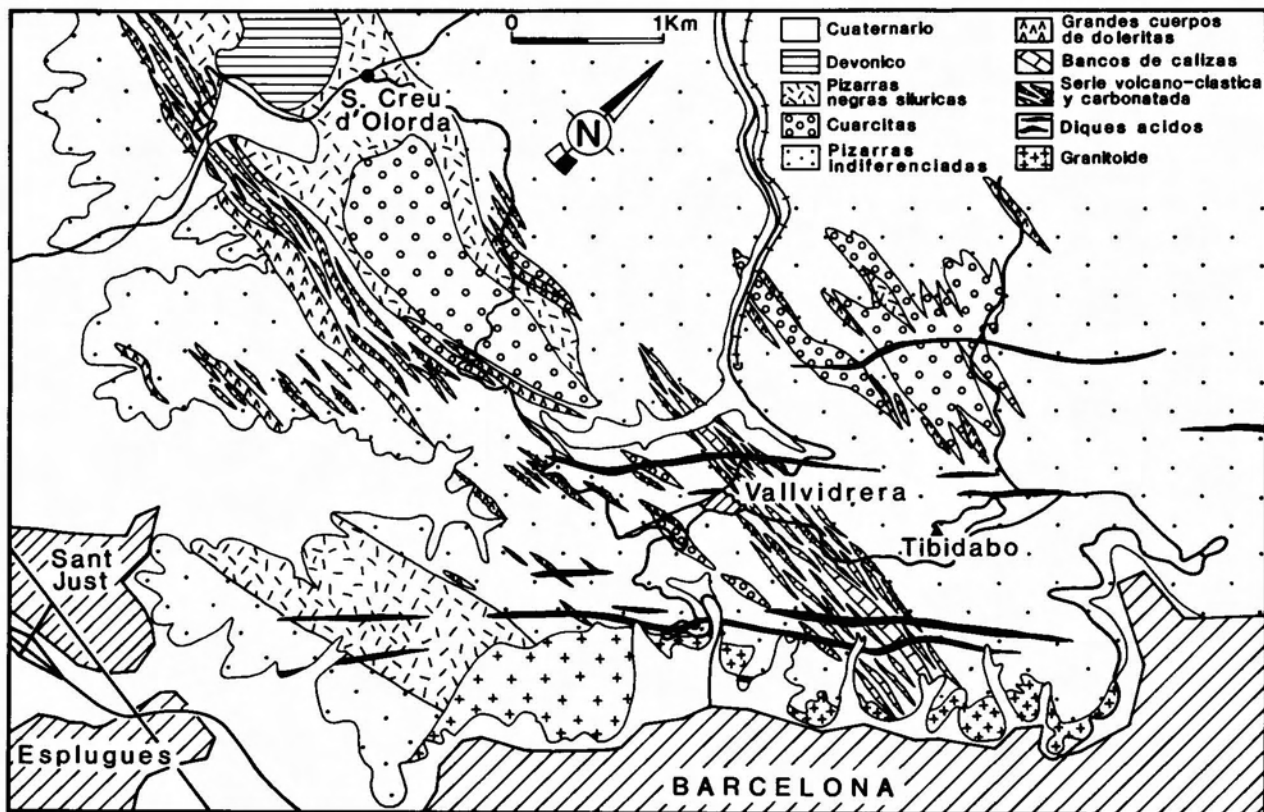


Fig. 1.—Esquema geológico de la Sierra de Collcerola en los alrededores de Barcelona.

hasta quedar cortada por la granodiorita en Barcelona, y también formando otra franja que desde Molins de Rei se dirige hacia el SE. Este nivel es un buen nivel guía en el Ordovícico Superior de las Cadenas Costeras Catalanas. Aunque en el área estudiada este nivel no ha proporcionado fósiles, su edad puede considerarse del Ashgill o del límite Caradoc-Ashgill, por comparación con la región del Montseny, donde existen capas de carbonatos inmediatamente por encima de faunas del Caradoc alto.

Las cuarcitas forman un nivel en el que aún siendo predominantes, alternan con pizarras y rocas básicas. Este nivel se encuentra inmediatamente por debajo de las pizarras con graptolites silúricos y podría ser el equivalente de la cuarcita de Bar del Pirineo (Silúrico basal o parte más alta del Ordovícico).

Las pizarras forman la mayor parte de la Sierra de Collcerola. En buena parte se trata de pizarras homogéneas, tan sólo con finas láminas de limos o arenas muy finas completamente transpuestas a causa de la esquistosidad de flujo que las afecta. La mayor parte de las pizarras pre-silúricas del área estudiada deben corresponder a un nivel situado estratigráficamente entre el nivel con calizas de edad probable Caradoc-Ashgill y las cuarcitas por debajo del Silúrico datado. Este nivel es comparable a la Formación Ansovell del Pirineo.

Por debajo del nivel de carbonatos, tanto en las Cadenas Costeras Catalanas como en el Pirineo, se encuentran limos, pizarras y grauvacas. En el área de estudio, estos materiales no se han reconocido, de modo que parece que no llegan a aflorar niveles tan bajos. De todos modos, todas las pizarras ordovícicas se parecen mucho entre sí, incluidas las intercaladas en la serie con carbonatos y las intercaladas con las cuarcitas. Por este motivo, y debido a la intensa deformación existente, resulta a menudo difícil precisar la posición estratigráfica de muchos de los afloramientos de pizarras.

Finalmente, las rocas volcánicas se encuentran interstratificadas, tanto en el Silúrico como en la sucesión pre-silúrica. Se han encontrado: 1) dentro del Silúrico, asociadas a pizarras con faunas de Llandovery (Julivert *et al.*, 1985); 2) interstratificadas o adyacentes al nivel de cuarcitas que se encuentra por debajo del Silúrico datado; 3) en el nivel con carbonatos atribuido al límite Caradoc/Ashgill, y 4) dentro de las áreas homogéneamente pizarrosas, aunque en estas áreas son menos abundantes. Al parecer se trata de un episodio de duración relativamente corta que se iniciaría al final del Caradoc o principios del Ashgill y acaba antes de terminar el Silúrico. Buena parte de estas rocas son claramente rocas ígneas, con texturas de tipo diabásico, tal como se había ya reconocido a finales del siglo pasado (Almera, 1892; Yarza, 1898), pero existen también tobas con toda una gradación hasta sedimentos con una mayor o menor cantidad

de material volcánico incorporado (abundancia de feldespatos en determinados niveles de pizarras, por ejemplo). Los afloramientos más importantes de rocas básicas se encuentran alineados entre Molins de Rei y el cerro de Sant Pere Martir. En esta área las rocas básicas pueden formar afloramientos de considerables dimensiones como sucede en la cantera junto a Sant Just (muestra 422) donde estas rocas presentan una textura granuda de grano grueso.

Estructura

La estructura general de la zona consiste en una serie de pliegues vergentes al SE o al SSE, con una esquistosidad de flujo muy marcada. En las áreas pizarrosas la esquistosidad ha borrado la estratificación de modo que sólo donde existen láminas de limos, pueden verse restos de la estratificación, fuertemente transpuesta. La estratificación se reconoce bien tan sólo donde existen niveles más competentes como cuarcitas y calizas, aunque frecuentemente incluso éstas están fuertemente esquistosadas. De todos modos, donde existen capas de cuarcita o caliza, pueden reconocerse pliegues de órdenes de dimensiones entre decimétricas y métricas con un bajo ángulo entre flancos y un fuerte engrosamiento en la zona de charnela. Los pliegues de órdenes de dimensiones mayores se ponen de manifiesto por la distribución cartográfica de los diferentes niveles, principalmente por la presencia de afloramientos devónicos que ocupan en líneas generales una posición sinclinal. De todos modos, las dudas estratigráficas existentes dificultan el poder trazar de un modo completo las estructuras de orden mayor. La dirección de las estructuras es WNW-ESE, de modo que junto a Barcelona quedan cortadas por la granodiorita que en esa área se dispone de un modo completamente transversal a las mismas (fig. 1).

Las estructuras descritas fueron generadas durante la etapa de deformación principal que es la primera fase de deformación que se reconoce en el área. Esta deformación dio lugar a la generación de una esquistosidad (S1) de flujo («flow cleavage») en las rocas pelíticas, que están además afectadas por un metamorfismo regional epizonal. Los filosilicatos originados (moscovita, clorita y, a veces, pequeñas biotitas) definen los planos de la esquistosidad.

Con posterioridad, nuevas fases de deformación dieron lugar a crenulaciones, en general no muy intensas y a kink-bands. Las crenulaciones se manifiestan sólo en litologías favorables (pizarras) y tienen una distribución desigual en la zona. Existen también en el ámbito de las Cordilleras Costeras Catalanas algunos pliegues tardíos de órdenes de dimensiones mayores, responsables de la existencia de buzamientos opuestos de la esquistosidad de flujo. Pliegues de esta clase han sido observados en Les Guilleries (Durán,

1985), pero en el área que se estudia en este trabajo no se han reconocido, de modo que la esquistosidad de flujo (S1) tiene una orientación muy constante, y una inclinación en todo momento hacia el NNE.

Por lo que respecta a la edad de la deformación, el área estudiada no aporta ningún dato en concreto. Considerando la totalidad de las Cadenas Costeras Catalanas, en general el Carbonífero está representado tan solo hasta el Visense, el cual se encuentra afectado por la deformación hercínica. En el extremo Sur existen materiales namurienses y tal vez del Westfaliense Inferior (El Priorat), que se encuentran también plegados. Esto indicaría una deformación esencialmente intracarbonífera ya que el Estefaniense del Pirineo es discordante. No obstante, en la base del Carbonífero se encuentra una disconformidad (o tal vez una discordancia angular) cuya importancia no puede de momento evaluarse. Este hecho junto con la presencia de cantos de granito es un conglomerado carbonífero (Visense?) en Les Guilleries plantea la cuestión de si pudo haber alguna fase de deformación precoz (Julivert y Martínez, 1980).

Relaciones de la estructura con la intrusión

El granitoide que aflora en Barcelona, una granodiorita biotítica ácida según Vaquer (1973), forma el extremo SE de la gran área granítica de la Cadena Costera al NE de Barcelona (Montnegre) que ha sido recientemente estudiada por Enrique (1984). Se trata de granitoides de una serie calcoalcalina equiparables a los que en el Maciso Ibérico se han denominado granodioritas tardías (Capdevilla *et al.*, 1973). Las relaciones de esta granodiorita con el encajante demuestran que su intrusión es muy tardía. Por una parte, corta netamente a las estructuras y no presenta ningún signo de deformación y además los minerales de metamorfismo de contacto de su aureola engloban tanto a la esquistosidad de flujo como a las crenulaciones. Se observa, además, a menudo que las variaciones en contenido relativo en sílice en bandas alternantes en crenulaciones o incluso en kink-bands, debidas al desarrollo de un bandeado tectónico («tectonic banding»), han controlado la mayor o menor abundancia de minerales de contacto (biotita, cordierita) que se han formado a lo largo de las mismas.

Los detalles del contacto entre la granodiorita y el encajante muestran unas condiciones de comportamiento frágil del mismo, con apertura de grietas irregulares a través de las que el magma granodiorítico se inyecta formando diques. Así pues, las observaciones de campo indican que se trata de un granitoide intruido muy tardíamente en niveles corticales muy altos. Una datación radiométrica realizada recientemente en el área del Montnegre (Enrique y Debon, 1987) ha dado una edad pérmica.

Más tardíos aún que el granitoide existen en el área una serie de diques ácidos orientados NE-SW que cortan con un trazado muy rectilíneo tanto el granitoide como su encajante (fig. 1).

Petrografía

Metapelitas y metapsamitas: Fuera de la aureola metamórfica las rocas pelíticas y semipelíticas son filitas y esquistos con una textura esquistosa bien desarrollada definida por la alineación de clorita y moscovita y en algunos casos biotita (rocas más arenosas). Otros minerales presentes suelen ser cuarzo, albita, ilmenita, carbonato y grafito en algunos niveles de las metapelitas silíceas. El metamorfismo de contacto da lugar a la formación de profiroblastos no orientados de biotita, cordierita y andalucita, con un aumento progresivo del tamaño de grano al ir aproximándose al contacto con la granodiorita. Se pasa así de filitas o esquistos moteados a verdaderas corneanas de aspecto masivo y textura isotropa, que conservan a veces un bandeado composicional evidente. En algunos sitios los porfiroblastos de cordierita parecen ligeramente rodeados por la esquistosidad, lo que podría significar que el emplazamiento de la granodiorita tiene lugar al final del episodio de deformación denominado P3, o, lo que parece más probable teniendo en cuenta las relaciones del contacto de la granodiorita con la estructura del encajante, que existe una ligera deformación de éste como resultado del empuje lateral producido por la intrusión. A este respecto cabe señalar que en la parte más interna de la aureola, el corindón desarrolla en ocasiones porfiroblastos alargados alineados según los planos axiales de pliegues centimétricos de fase 3 (fig. 2A), lo que debe traducir un crecimiento mimético de este mineral.

Fuera de la zona representada en la fig. 1, al W del área estudiada y a unos 4,5 km., aproximadamente, del contacto con la granodiorita, se han localizado algunas muestras (e. g. 490) en las que se observan porfiroblastos transversales post-tectónicos de clorita, moscovita y carbonatos. Esta recrystalización debe estar relacionada con alguna pequeña masa ígnea no visible dado que la aureola de metamorfismo de contacto relacionada con la granodiorita se extiende únicamente hasta unos 2 km. del contacto.

Rocas calcáreas y calcosilicatadas: En las partes del área estudiada en las que no se observa ningún efecto del metamorfismo de contacto, existen dos tipos de rocas ricas en carbonatos: 1) bandas de calizas bastante homogéneas, de potencia variable, unos cm. a 1 m. (preferentemente en la zona W del área estudiada), y 2) niveles calcáreos de un espesor milimétrico a centimétrico alternando con capas de material pelítico o semipelítico o bien de naturaleza básica, que en ocasiones llegan a formar verdaderos niveles mixtos formados por material carbonatado junto con los otros componentes.

Las capas más homogéneas (tipo 1), dieron lugar durante el metamorfismo de contacto a diversos tipos de mármoles, mientras que las bandas de pequeño espesor o de composición mixta generaron rocas con paragénesis calcosilicatadas. En el caso de los niveles milimétricos a centimétricos son frecuentemente observables los fenómenos reaccionales con las capas adyacentes psamo-pelíticas o de naturaleza básica. En esos casos puede aparecer una disposición zonada simétrica de los minerales; e. g. anfíbol-clinopiroxeno-carbonato-clinopiroxeno-anfíbol entre rocas básicas o biotita-anfíbol-granate-epidota/plagioclasa/carbonato-granate-anfíbol-biotita entre rocas pelíticas (fig. 2C). Localmente pueden originarse capas monominerálicas (granatitas en particular) de espesor considerable análogas a las que se forman en los afloramientos de tipo skarn.

Metabasitas: También de metabasitas existen dos tipos: 1) las que forman niveles milimétricos a centimétricos alternando con rocas sedimentarias, y 2) las que forman niveles de hasta varias

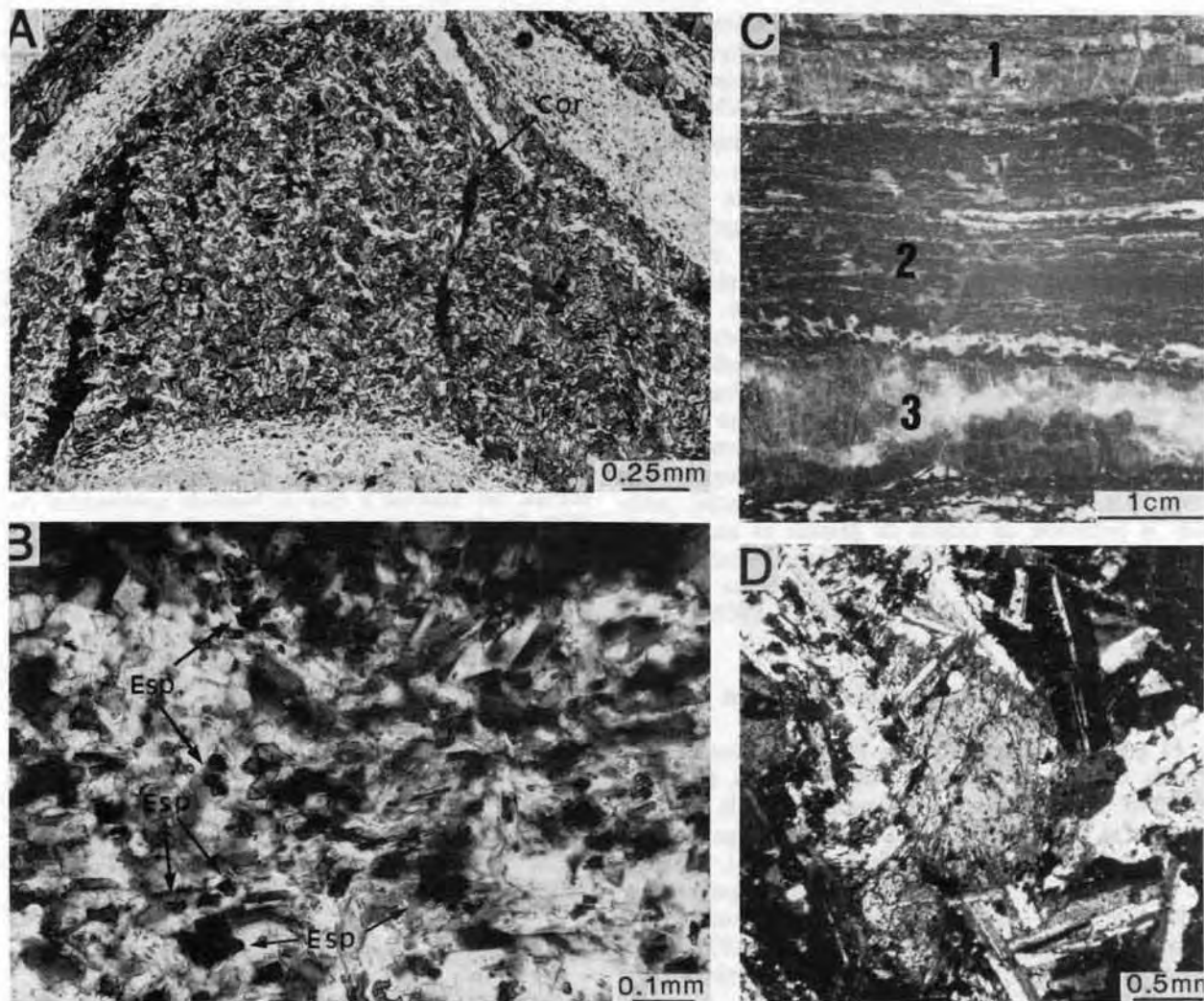


Fig. 2A.—Pliegue centimétrico post-esquistoso con corindón creciendo paralelamente al plano axial del pliegue nótese la disposición isótropa de las micas en los niveles pelíticos (muestra 90). 2B: Pequeños cristales de espinela en las metapelitas (muestra 88). 2C: Alternancia de niveles milimétricos a centimétricos de diferente composición: 1) niveles calcosilicatados; 2) niveles básicos (algunos con anfíboles radiales) y pelíticos (textura esquistosa de grano fino); 3) disposición zonada simétrica de los minerales en una capa calcosilicatada centimétrica (granate en los bordes, carbonatos-epidota-diópsido en el centro). 2D: Textura dolerítica no orientada en los niveles de metabasitas (tipo 2), en el centro se aprecia un cristal de actinolita formado a partir de piróxeno primario (muestra 422).

decenas de metros de espesor, intercaladas en un encajante meta-sedimentario.

Fuera de la aureola, los niveles tipo (1) poseen una textura grano-nematoblástica orientada, definida por la alineación de anfíbol actinolítico y plagioclasa, resultado de la recrystalización sintectónica durante el metamorfismo regional. Sólo se observa una esquistosidad, normalmente paralela al bandeo composicional. Estas rocas suelen ser de grano medio a fino y no se reconocen texturas ígneas heredadas, salvo quizás la presencia de fenocristales más o menos corroidos de plagioclasa. Además de anfíbol y plagioclasa, estas rocas poseen proporciones variables de clorita, epidota, biotita, carbonatos, ilmenita y apatito; este último mineral frecuentemente como cristales idiomórficos fracturados. En cuanto a los niveles de gran espesor tipo (2), se caracterizan por presentar normalmente una textura no orientada dolerítica o gabroica de grano fino a medio (fig. 2D) constituida por los mismos minerales que en el caso anterior (excepto los carbonatos que son mucho menos abundantes), resultado probablemente de procesos primarios

de alteración post-magmática y del metamorfismo regional de bajo grado que afectó estos materiales antes del emplazamiento de la granodiorita (muestra 422).

El metamorfismo de contacto da lugar a una fuerte reestructuración de las metabasitas que se inicia con la formación de agregados radiales milimétricos de anfíbol hornbléndico. Progresivamente va aumentando el tamaño de grano de los cristales hasta alcanzar los anfíboles, en las partes más internas de la aureola, un tamaño a veces superior a 1 cm. (fig. 3A y B). En esas partes, la roca posee una textura isótropa y puede presentar clinopiroxeno además de los minerales mencionados anteriormente.

Origen y geoquímica de las metabasitas

Los datos petrográficos expuestos apuntan hacia un origen ígneo para las metabasitas. Como material

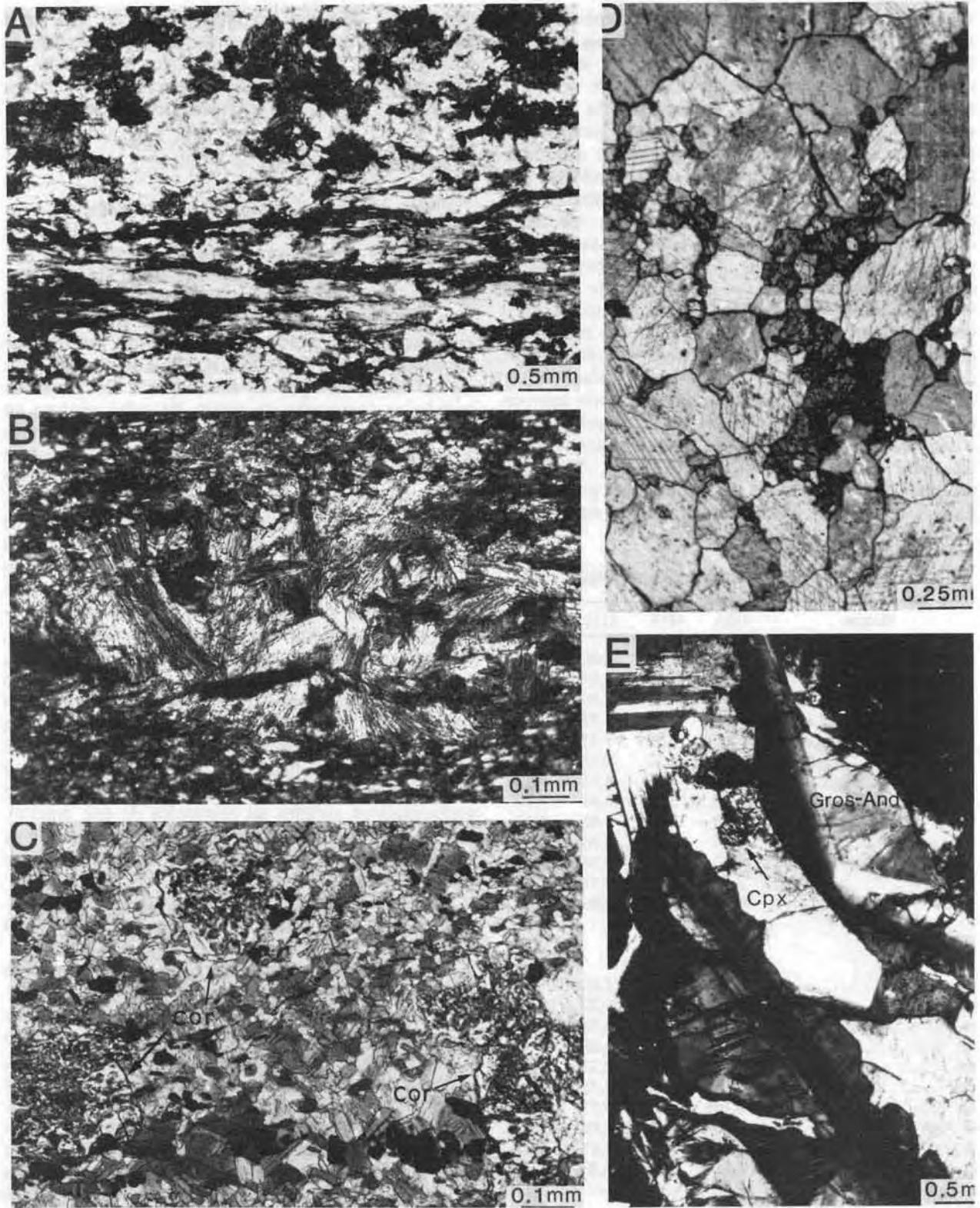


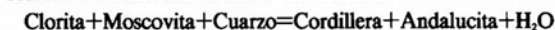
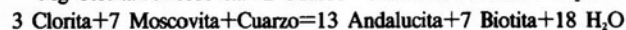
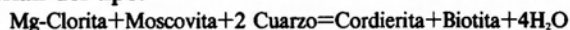
Fig. 3A.—Agregados radiales de anfíbol en los niveles finos de metabasitas (tipo 1), en el centro un nivel metapelítico sin indicios de recristalización por metamorfismo de contacto (cf. fig. 2C). 3B: Agregados radiales de anfíbol milimétricos en metabasitas tipo 1. 3C: Corindón en las metapelitas próximas al contacto con la granodiorita (muestra 89). 3D: Mármol con diópsido (muestra 100). 3E: Cristales anisótropos de grosularia/andradita; en el centro hay plagioclasa y algún clinopiroxeno de pequeño tamaño (muestra 94).

tobáceo o metavolcánico removilizado para las del tipo (1) y como coladas masivas o intrusiones tabulares tipo sill para las de tipo (2). Aunque sólo se dispone de un pequeño número de análisis químicos de elementos mayores de roca total, pertenecientes a la variedad masiva o tipo (2) (tabla 1), los datos geoquímicos parecen confirmar el origen ígneo de estos materiales (fig. 4). En cuanto al tipo de serie basáltica que representarían los protolitos de las metabasitas, es difícil hacer una evaluación precisa con los datos disponibles. De hecho, la petrografía de estas rocas ya permite suponer que su quimismo original puede estar fuertemente alterado por los procesos de alteración y/o recristalización que han sufrido, lo que parece deducirse también de la proyección de los análisis en el diagrama de Hughes (1973) (fig. 4C), donde tres de las cuatro muestras analizadas se sitúan en el campo de las espilitas, mientras que la cuarta aparece en el de los basaltos alcalinos. La proyección de los cuatro análisis en el campo de las series alcalinas del diagrama de Irvine y Baragar (1971) (fig. 4D) debe ser tomada en cuenta, por lo tanto, con precaución. Por el momento se puede sugerir que las metabasitas

representan diferenciados intermedios de una serie basáltica alcalina, teniendo en cuenta que magmatismos de este tipo han sido citados en el Silúrico de diversos puntos de la Cadena Hercínica en relación con procesos de distensión crustal durante ese período.

Evolución metamórfica

Rocas pelíticas y semipelíticas: Previamente a la intrusión de la granodiorita, las rocas pelíticas y semipelíticas poseían una asociación mineralógica formada por cuarzo-clorita-moscovita-albita±biotita. Como suele ser frecuente en estos casos, el último mineral solo aparece con cierta abundancia en las partes más arenosas de la roca. El primer indicio del metamorfismo de contacto lo constituye la aparición de pequeños «spots» formados por la acumulación de pequeños cristales no orientados de biotita de color verdoso en lo que podrían ser pseudomorfosis de cristales anteriores de biotita. La existencia de estructuras tipo sombras de presión en torno a estos agregados sugiere que posiblemente remplazan biotitas pre-tectónicas. No obstante, la estructura de agregados de biotita sólo aparece en una pequeña zona del área estudiada (fig. 5), antes de alcanzarse la isograda de la cordierita (+), siendo precisamente la aparición de porfiroblastos de este último mineral el primer cambio mineralógico y textural generalizado observable en estas rocas (fig. 5). De hecho, al mismo tiempo que aparece la cordierita, también se forma Andalucita (e. g. muestra 4), aunque este mineral solamente se observa en algunas rocas con una composición química particular: las pizarras negras Silúricas. Al mismo tiempo que se forman los anteriores minerales tiene lugar un aumento progresivo de la proporción y tamaño de las biotitas, formándose porfiroblastos aislados no orientados de este mineral. Las reacciones que tendrían lugar en esta parte de la aureola en estas rocas han sido descritas a menudo, y serían del tipo:



Todas ellas han sido identificadas, siendo la primera la más común y la tercera la menos frecuente.

En la parte W del área estudiada, las paragénisis con andalucita o cordierita llegan hasta el contacto con la granodiorita, sin embargo, en la parte oriental, y coincidiendo prácticamente con la zona en que se desarrollan granate y escapolita en las rocas carbonatadas, y muy cerca del área de formación de clinopiroxeno en las metabasitas (cf. más adelante), se ha observado la neoformación de una serie de minerales en las metapelitas que sugieren la existencia en ese punto de un importante máximo térmico. Los minerales neoformados aparecen en un área de reducidas dimensiones (dentro de la isograda del corindón de la fig. 5) y son los siguientes: corindón, espinela, escapolita

Tabla 1.—Análisis químicos de metabasitas.

| Muestra | 430A | 431A | 431B | 431C |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 49,07 | 47,81 | 45,00 | 48,36 |
| TiO ₂ | 1,70 | 1,55 | 1,44 | 1,98 |
| Al ₂ O ₃ | 16,69 | 16,63 | 15,45 | 15,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,39 | 2,60 | 1,53 | 2,88 |
| FeO | 7,67 | 6,35 | 7,37 | 7,74 |
| MnO | 0,14 | 0,12 | 0,11 | 0,15 |
| MgO | 6,47 | 5,36 | 6,55 | 4,21 |
| CaO | 6,62 | 10,58 | 8,44 | 7,10 |
| Na ₂ O | 4,68 | 2,86 | 3,60 | 4,82 |
| K ₂ O | 0,14 | 0,79 | 0,44 | 0,19 |
| P ₂ O ₅ | 0,32 | 0,22 | 0,24 | 0,35 |
| P.F. | 3,72 | 4,68 | 9,79 | 6,61 |
| Total | 99,61 | 99,55 | 99,96 | 99,60 |

Norma CIPW

| | | | | |
|---------|-------|-------|-------|-------|
| or | 0,83 | 4,67 | 2,60 | 1,12 |
| ab | 39,60 | 24,20 | 29,20 | 40,79 |
| an | 24,12 | 30,21 | 24,70 | 19,30 |
| ne | — | — | 0,68 | — |
| mt | 3,47 | 3,77 | 2,22 | 4,18 |
| ilm | 3,23 | 2,94 | 2,73 | 3,76 |
| ap | 0,76 | 0,52 | 0,57 | 0,83 |
| di (wo) | 2,86 | 8,76 | 6,58 | 5,79 |
| di (en) | 1,70 | 5,38 | 3,87 | 3,05 |
| di (fs) | 1,01 | 2,89 | 2,39 | 2,57 |
| en | 3,86 | 6,35 | — | 3,29 |
| fs | 2,29 | 3,41 | — | 2,78 |
| fo | 7,39 | 1,14 | 8,72 | 2,91 |
| fa | 4,84 | 0,68 | 5,95 | 2,70 |

430A, 431A, B y C: metabasitas tipo (2).

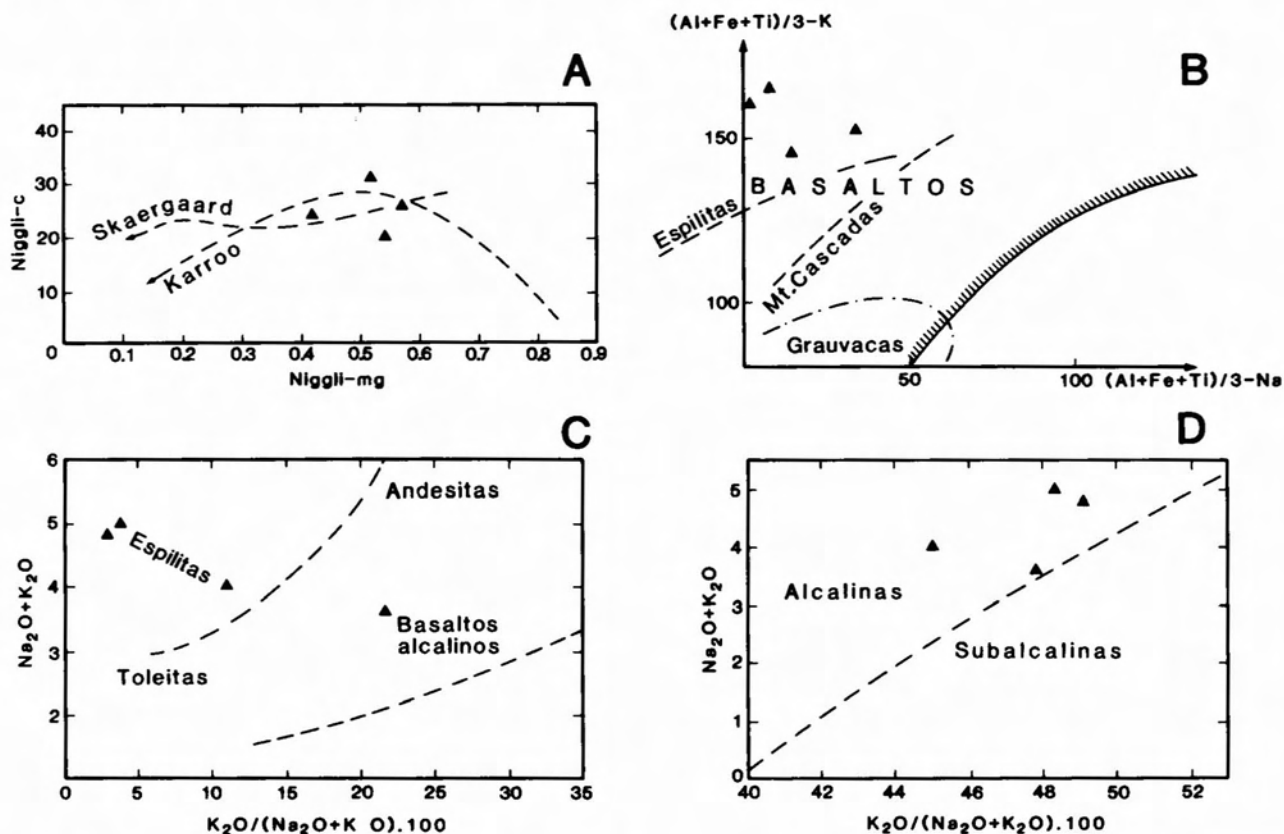


Fig. 4.—Proyección de la composición química de las metabasitas (tipo 2) de la Sierra de Collcerola en diversos diagramas discriminatorios. A) Parámetros mg y c de Niggli en el diagrama de Leake (1964); B) parámetros multicatiónicos de De la Roche (1968); C) diagrama de Hughes (1973); D) diagrama de Irvine y Baraggar (1971).

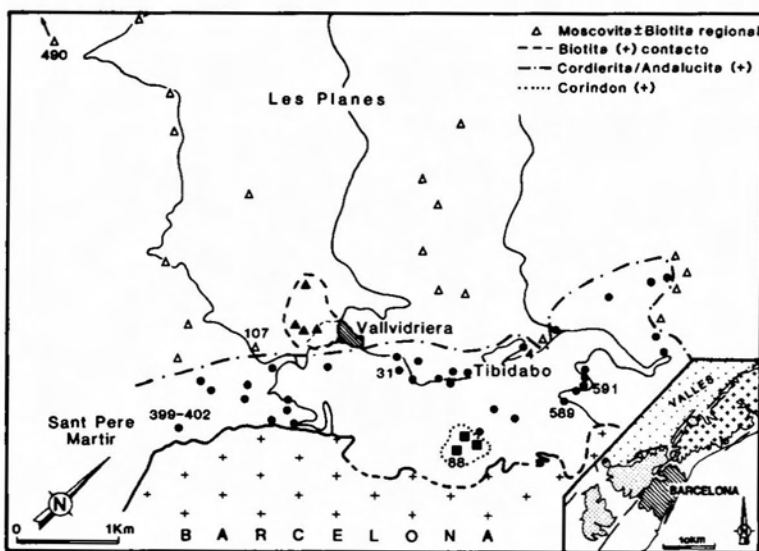


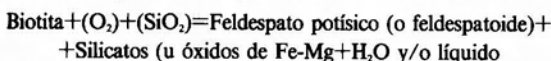
Fig. 5.—Isogradas y minerales metamórficos en las metapelitas/metapamites de los materiales encajantes de la granodiorita de Barcelona.

y sillimanita (fibrolita). La formación de corindón (figs. 2A y 3C) y silicato de aluminio estaría relacionada con la destrucción de moscovita primaria según las clásicas reacciones:

Moscovita+Cuarzo=Sillimanita+Feldespato potásico+H₂O
y en condiciones de T algo más elevada (o de p_{H₂O} algo más baja).



En cuanto a la espinela, la ausencia de minerales tales como cordierita, ortopiroxeno o granate, sugiere que su origen sería a partir de la biotita mediante reacciones análogas a la reacción general indicada por Wones y Eugster (1965):



o por Von Platen (1965):



Hay que hacer notar que en cualquier caso, el desarrollo de estas reacciones es bastante limitado, pues la espinela es una fase sumamente escasa (fig. 2B), y que tienen lugar sin que aparentemente se de fusión parcial de la roca.

La escapolita, se produciría mediante reacciones del tipo:



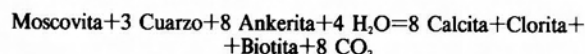
con destrucción simultánea también probablemente de cierta cantidad de molécula de albita para formar el componente sódico de las escapolitas (tabla 3). La existencia de grandes porfiroblastos de turmalina en los niveles con escapolita y la ausencia de porfiroblastos de plagioclasa cálcica en este tipo de rocas, así como la proximidad de dichos niveles a niveles carbonatados interstratificados, podría significar que la formación de este mineral en las metapelitas estaría relacionada también con procesos de difusión originados por la intrusión de la granodiorita.

Cabe señalar que en esta parte de la aureola se observa en algunas capas silíceas la formación de una anfíbol de aspecto primario tipo actinolita, lo que indica que localmente p_{H₂O} puede ser aún bastante elevada.

Rocas calcáreas y calcossilicatadas: Las rocas carbonatadas parecen haber desarrollado moscovita durante el metamorfismo regional, como se deduce de la frecuente existencia de este mineral orientado y definiendo una esquistosidad en muestras alejadas varios kilómetros del contacto con la granodiorita (muestras 459-460, fig. 6).

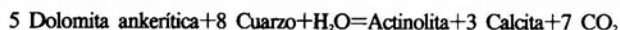
Las primeras evidencias del metamorfismo de contacto aparecen precisamente en las rocas calcáreas, siendo estas evidencias tanto de tipo textural como mineralógico. Así, antes de alcanzar la isograda biotita-clorita (+), es posible observar (muestra 421, fig. 6) que existe una importante recristalización del carbonato, originándose una textura con moscovita orientada y matriz recristalizada.

El siguiente paso en el incremento del metamorfismo viene definido por el primer cambio mineralógico observado en la aureola metamórfica, con la aparición de la asociación biotita-clorita-calcita (isograda biotita-clorita). Como puede apreciarse en la figura 6, la isograda biotita-clorita, aparece unos 200-500 m. antes y más o menos paralela a la primera isograda mineral, la de la hornblenda, en las metabasitas (fig. 7). La asociación biotita-clorita-calcita podría originarse mediante una reacción del tipo:



Esta reacción indicaría, como señala Ferry (1976) que el exceso de Al liberado por la destrucción de moscovita es acomodado por la clorita, y así debe ser efectivamente en este caso, dado que la epidota se forma en estas rocas en condiciones de P y T más elevadas (aparece por primera vez a unos 500 m. de la isograda biotita-clorita en dirección al contacto con la granodiorita).

La elevación de X_{CO₂} en la fase fluida intersticial, que debe tener lugar como resultado de la reacción anterior sería responsable de la ausencia de desarrollo de talco en estas rocas (cf. Winkler, 1979), siendo actinolita el siguiente mineral que aparece con el incremento del metamorfismo. La formación de actinolita también conllevaría destrucción del componente ankerítico del carbonato y aumento de su contenido en calcita según una reacción tal como:



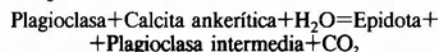
No obstante, la disminución, e incluso ausencia en algunos casos, de la cantidad de clorita, sugiere que también tiene lugar una reacción del tipo:



Aunque no se dispone de datos sobre la composición de la plagioclasa, es posible que esta fase participe en la reacción anterior (cf. Ferry, 1976) haciéndose algo más cálcica. La formación del anfíbol también es posible a partir de biotita+calcita (Hoschek, 1973), sin embargo, esta reacción daría lugar a la formación de feldespato potásico en la roca, que no ha sido observado en este caso, por lo que aquí se considera poco probable dicha reacción.

El incremento de temperatura se traduce a continuación por la aparición prácticamente simultánea (a la escala estudiada), de tres nuevas fases minerales: epidota, anfíbol rico en Al y clinopiroxeno (cf. fig. 3D e isograda correspondiente, fig. 6). Las reacciones de formación de estos minerales implican descarbonatización y deshidratación de la roca y esquemáticamente serían como sigue:

Para la epidota:



La aparición del anfíbol rico en Al coincide prácticamente con la desaparición de clorita y actinolita, a

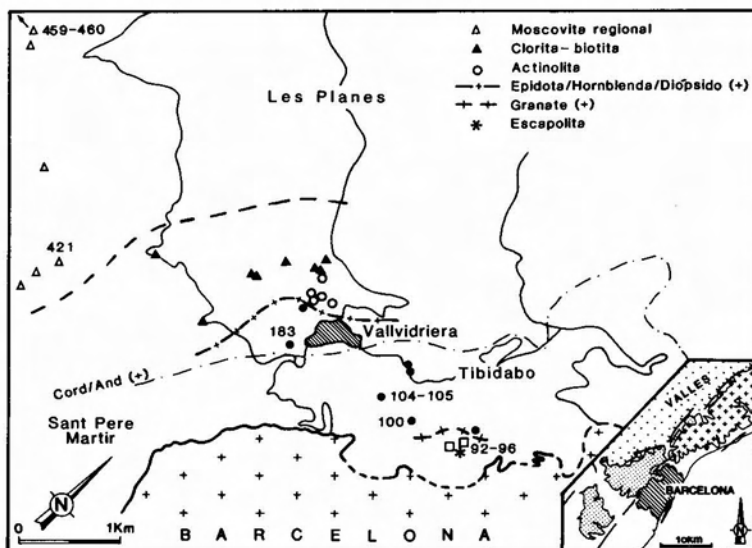
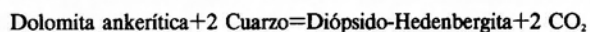


Fig. 6.—Isogradas y minerales metamórficos en las rocas calcáreas y calcosilicadas de los materiales encajantes de la granodiorita de Barcelona.

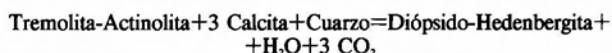
diferencia de lo que sucede en las metabasitas donde ambos anfíboles coexisten a través de un gran volumen de terreno. Acoplada a la reacción anterior, tendríamos pues una del tipo:



En cuanto al clinopiroxeno, se forma según las reacciones:



o bien



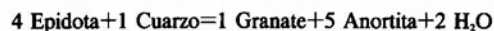
En algunas rocas de esta zona se observa la formación de venas centimétricas de prehnita que dan a la roca un aspecto brechoide. La ausencia de actividad hidrotermal importante (existen algunos filones de aplitas y pegmatitas en el encajante de la granodiorita, pero por lo general aparecen más cerca del contacto) sugiere un origen de este mineral, más bien en relación con un aumento local de $X_{\text{H}_2\text{O}}$ como resultado de las reacciones de deshidratación en las rocas pelíticas o metabásicas adyacentes.

Las siguientes reacciones químicas producidas al ir disminuyendo la distancia al contacto son las que dan lugar a la formación de idocrasa, grosularia-andradita y escapolita, por este orden. La idocrasa aparece por primera vez en una muestra (183, fig. 6) próxima aún a la isograda anfíbol rico en Al-clinopiroxeno; sin embargo, se trata de una aparición puntual y no vuelve a encontrarse, ya de forma generalizada, hasta que se alcanza la isograda grosularia-andradita, a unos 500 m. del contacto.

El granate se formaría mediante reacciones del tipo:



o bien, a una temperatura más elevada:



Ambas reacciones son más coherentes con las texturas generalmente observadas en estas rocas, en las que los granates aparecen rodeando a la epidota. No obstante, otras reacciones que aparecen a veces citadas en la literatura (cf. Deer *et al.*, 1982) en las que intervienen plagioclasa y hematites, por ejemplo, también debieron tener lugar, a juzgar por algunas texturas observadas, en las que este mineral rodea a los cristales de plagioclasa (fig. 3E).

La idocrasa podría formarse en principio mediante una reacción análoga a las de formación del granate, sin embargo, la particular composición de la idocrasa (cf. tabla 5), mucho más rica en Ti que los granates coexistentes, sugiere un origen algo más complejo para dicho mineral. De hecho, la participación de componentes de las partes pelíticas estaría confirmada por la formación en los niveles pelíticos adyacentes de dos tipos de biotita: una marrón normal y otra verdosa más pobre en Ti y Mg (tabla 4, 95-I y 95-II). Esta participación de los componentes pelíticos en la formación de la idocrasa en la parte interna de la aureola (muestras 94, 95, 96, fig. 6), así como su aparición precoz en una muestra rica en filosilicatos de una zona bastante más alejada del contacto, son coherentes con las observaciones efectuadas por diversos autores que sugieren un aumento de la estabilidad de este mineral al aumentar el contenido en H_2O de la

roca y una disminución con el aumento de la actividad del CO_2 (Ito y Arem, 1970; Vallance, 1974).

La escapolita es el último mineral de neoformación detectado antes de llegar al contacto. Aparece prácticamente al mismo tiempo en los niveles carbonatados que en los niveles pelíticos (muestras 93B y 92, respectivamente, fig. 6) y su origen debe estar relacionado con reacciones de destrucción de plagioclasa igual que ocurría en el caso de los niveles pelíticos.

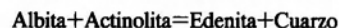
Rocas básicas: Las evidencias texturales y mineralógicas sugieren que las rocas básicas habrían sufrido anteriormente el emplazamiento de la granodiorita un metamorfismo regional acompañado de deformación, que originó una esquistosidad y una asociación mineralógica, típica de la facies de los esquistos verdes, constituida por clorita-albita-epidota±actinolita±biotita±carbonatos±esfena. Durante el metamorfismo de contacto, el número de reacciones químicas con formación de nuevos minerales observado en las rocas básicas es muy inferior al que se aprecia en las rocas carbonatadas. No obstante, las evidencias del metamorfismo de contacto son visibles en estas rocas básicas mucho antes que en las rocas pelíticas y semipelíticas en las cuales aparecen intercaladas (aunque no antes que en las rocas carbonatadas como se ha señalado anteriormente). El primer indicio del metamorfismo de contacto en las rocas básicas lo constituye la aparición de agregados de anfíbol no orientado, de aspecto más o menos radial, mientras que los niveles pelíticos y semipelíticos conservan en el mismo lugar una textura orientada sin que tenga lugar aparentemente ninguna transformación textural ni mineralógica (fig. 3A).

La transformación textural va acompañada de un

cambio mineralógico importante que se traduce en la formación de hornblenda (s.l.), resultado de una reacción del tipo:



con o sin participación de epidota; o bien a partir del anfíbol primitivo mediante reacciones como:

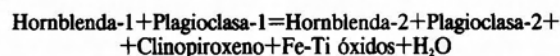


En el mapa de la fig. 7 se ha indicado este proceso mediante la isograda de la hornblenda (+). A partir de ese punto es frecuente la presencia de los dos tipos de anfíbol en la misma lámina, dando lugar a una gran variedad de composiciones del anfíbol (figs. 8 y 9, y tabla 7). Este hecho, que traduce probablemente la existencia de dominios equilibrados localmente, implicaría que la composición del anfíbol debe ser en gran medida función de la composición química de la roca y sobre todo de la fase fluida además de las condiciones de P y T.

La siguiente reacción, indicada mediante la isograda clinopiroxeno (+) en el mapa de la fig. 7, es la que origina un mineral de este tipo de la serie diópsido-hedenbergita. Dicho mineral se formaría según la clásica reacción:



o bien según la reacción propuesta por Spear (1981 a):



En realidad ambas reacciones deben tener lugar como se deduce de dos hechos: I) la disminución modal de la cantidad de anfíbol actinolítico a partir de la isograda clinopiroxeno (+); II) la variación de

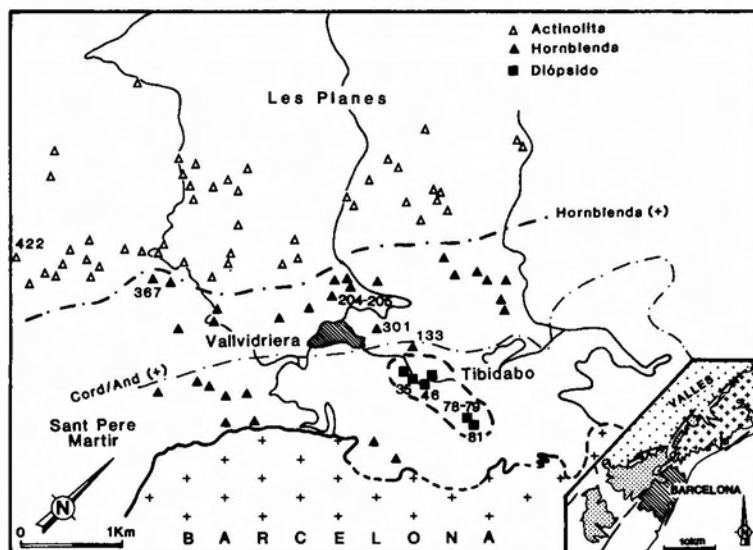


Fig. 7.—Isogras y minerales metamórficos en las metabasitas de los materiales encajantes de la granodiorita de Barcelona.

la composición de los anfíboles (más pargasíticos y ricos en Ti, tabla 8) y de las plagioclasas (más ricas en anortita, tabla 8) a partir de dicha isograda. De hecho, la segunda reacción no difiere en gran medida de la primera, pues como ya indicó Spear (1981 a), representaría esencialmente la destrucción del contenido tremolítico-actinolítico de la hornblenda.

Como se observa en la fig. 7, el anfíbol sigue siendo estable hasta las zonas más próximas a la intrusión, mientras que el clinopiroxeno solo se encuentra en un área de extensión limitada, y a cierta distancia del contacto (en algunas muestras se observa la formación de anfíbol secundario de tipo tremolita a partir del clinopiroxeno). Esta área se sitúa próxima a la de formación de corindón, espinela, sillimanita y escapolita en las metapelitas y de granate y escapolita en las rocas carbonatadas, por lo que el origen del clinopiroxeno podría deberse a la existencia de un máximo térmico en esa zona. Alternativamente, este mineral podría formarse localmente, lo mismo que sucede en el caso de la hornblenda, teniendo en cuenta que las reacciones de formación del mismo, son también reacciones continuas que dependen no solo de la variación de P o T sino de la composición química de la roca y de la fO₂. Aunque no se

dispone de un gran número de datos sobre la composición química de roca total, y que los existentes sugieren más bien una composición homogénea, resulta evidente que deben existir variaciones locales en la fO₂ debido, por ejemplo, a la intercalación de capas sedimentarias ricas en grafito o en carbonatos, así como importantes gradientes de composición química debido a la alternancia de niveles de rocas básicas, pelíticas y carbonatadas a pequeña escala.

Mineralogía

Muestreo y métodos analíticos: En las figuras 5, 6 y 7 se ha representado la situación de las muestras estudiadas de las diferentes litologías. Se ha indicado con el correspondiente número aquellas muestras que son citadas en el texto o que figuran en las tablas de análisis. La composición química de los minerales ha sido determinada en el Centre de Mésures Physiques (Clermont-Ferrand, Francia) mediante una microsonda CAMEBAX por el método de dispersión de longitud de onda. Las condiciones de trabajo han sido: tiempo de integración, 10 s; corriente de imagen, 10 nA, y tensión de aceleración, 15 kV; los patrones utilizados han sido óxidos y silicatos suministrados por el B.R.G.M. El error analítico del instrumento es generalmente <2% para la mayoría de los elementos mayores; en las condiciones de análisis, los valores absolutos de los elementos poco abundantes como Cr, Mn y Ni deben ser erróneos en la mayoría de los casos y de hecho muestran una importante dispersión por lo que deben ser utilizados

Tabla 2.—Análisis químicos de moscovita, corindón y espinela.

| Muestra | 88 Ms | 107 Ms | 490-I Ms | 490-II Ms | 79 ms | 95 Ms | 89 Cor | 88 Esp |
|--------------------------------|----------|-----------|-------------|--------------|----------|----------|-----------|-------------|
| K ₂ O | 8,42 | 9,66 | 9,47 | 9,58 | 10,96 | 10,80 | 0,03 | 0,09 |
| CaO | — | 0,03 | 0,01 | — | 0,25 | — | — | 0,02 |
| TiO ₂ | 0,47 | 0,11 | 0,20 | 0,21 | 0,05 | — | 0,45 | 0,01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,08 | 0,08 | 0,09 | — | — | — | 0,08 | 0,17 |
| MnO | 0,32 | 0,02 | 0,04 | 0,07 | 0,25 | 0,10 | 0,06 | 0,12 |
| FeO(*) | 1,06 | 1,14 | 0,67 | — | 0,24 | 0,87 | 0,04 | (39,48-0,3) |
| Na ₂ O | 1,46 | 0,97 | 1,10 | 0,88 | 0,08 | 0,18 | 0,50 | — |
| SiO ₂ | 44,41 | 46,33 | 46,72 | 46,79 | 46,98 | 46,78 | 2,48 | — |
| Al ₂ O ₃ | 39,18 | 37,94 | 37,34 | 38,21 | 38,15 | 37,40 | 96,45 | 58,03 |
| MgO | 0,07 | 0,37 | 0,86 | 0,62 | 0,10 | 0,18 | 0,04 | 0,80 |
| Total | 95,47 | 96,65 | 96,50 | 96,36 | 97,05 | 96,31 | 100,13 | 99,19 |

Número de cationes para O=22 (moscovitas), O=3 (coridón), O=32 (espinela).

| | | | | | | | | |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------|
| Si | 5,852 | 6,043 | 6,087 | 6,074 | 6,101 | 6,132 | 0,042 | 0,039 |
| Al(IV) | 2,148 | 1,957 | 1,913 | 1,926 | 1,899 | 1,868 | — | — |
| Al(VI) | 3,939 | 3,877 | 3,822 | 3,920 | 3,942 | 3,911 | 1,928 | 15,875 |
| Ti | 0,047 | 0,011 | 0,020 | 0,020 | 0,005 | — | 0,006 | 0,002 |
| Cr | 0,008 | 0,008 | 0,009 | — | — | — | 0,001 | 0,031 |
| Mn | 0,036 | 0,002 | 0,004 | 0,008 | 0,027 | 0,011 | 0,001 | 0,024 |
| Fe(*) | 0,117 | 0,124 | 0,073 | — | 0,010 | 0,095 | 0,001 | (7,662-0,052) |
| Mg | 0,014 | 0,072 | 0,167 | 0,121 | 0,019 | 0,035 | 0,001 | 0,277 |
| Ca | — | 0,004 | 0,001 | — | 0,035 | — | — | 0,005 |
| Na | 0,373 | 0,245 | 0,278 | 0,221 | 0,020 | 0,046 | 0,016 | — |
| K | 1,416 | 1,608 | 1,574 | 1,587 | 1,816 | 1,806 | 0,001 | 0,027 |

Moscovitas y corindón: (*) FeO y Fe como hierro total; espinela: entre paréntesis FeO-Fe₂O₃ y Fe(2+)-Fe(3+), respectivamente.

88: metapelita; 90: metapelita con corindón; 79: metabasita con intercalaciones calcosilicatadas; 95-I y 95-II: metapelita con intercalaciones calcosilicatadas y básicas; 107: metapelita inicio del metamorfismo; 490-I y II: moscovitas alineadas y transversales respectivamente en el área de metamorfismo de contacto puntual (cf. texto).

con precaución. En las tablas 2 a 8 se muestran los resultados representativos de los minerales analizados. Los contenidos en Fe³⁺ de piroxenos, anfíboles, granates y biotitas han sido calculados mediante balance de cargas y asumiendo estequiometría de los minerales, se han utilizado diferentes modelos: Ham y Vieten (1971), Cawthorn y Collerson (1974) y Papike *et al.* (1974) para los piroxenos, Papike *et al.* (1974) y Leake (1978) para los anfíboles, Ryburn *et al.* (1975) para los granates y Laird y Albee (1981) para las biotitas.

Moscovita: Es un componente esencial de las metapelitas fuera de la aureola, haciéndose progresivamente más raro al ir acercándose al contacto con la granodiorita. Son pobres en componente fengítico y la única variación composicional sistemática observada a través de la aureola es la del contenido en componente paragonítico (tabla 2). Así, fuera de la aureola, las moscovitas alineadas definiendo la esquistosidad (muestras 490-I y 107) poseen contenidos en dicho componente de 0,132 a 0,150 f.u., mientras que para las de las metapelitas dentro de la aureola es de 0,011 a 0,056 f.u. Una excepción a esta norma la constituyen las moscovitas secundarias de la muestra 88 de la parte interna de la aureola, con corindón (y espinela), que presentan contenidos de hasta 0,208 f.u., de acuerdo con su origen retrógrado. Por otra parte, cabe señalar que las moscovitas idiomórficas transversales (490-II) de la muestra 490 desarrolladas lejos de la aureola principal (metamorfismo de contacto local relacionado con alguna masa ígnea de pequeño tamaño no visible), poseen contenidos en componente paragonítico análogo a los de las moscovitas alineadas que definen la esquistosidad.

Clorita: Es un mineral frecuente en las metapelitas y metabasitas fuera de la aureola. En las últimas persiste aún durante cierto tiempo dentro de la aureola, observándose un aumento del contenido en Si con el incremento del grado de metamorfismo (tabla 3); desde 5,55 f.u. para las cloritas de la muestra 422, fuera de la aureola (ripidolitas), hasta más de 7,4 f.u. para las de la muestra 204 en la zona de la hornblenda (diabantitas). Por otra parte, es de señalar que al igual que sucedía en el caso de las moscovitas, las cloritas transversales idiomórficas post-tectónicas (490-II) de la muestra 490 poseen la misma composición que las cloritas alineadas de la matriz esquistosa (490-I, ripidolitas en ambos casos, tabla 3), lo que indicaría en ambos casos, o bien una rehomogeneización composicional o, lo que parece más probable, dado que la composición de los minerales de la matriz es análoga en muestras próximas sin evidencias de recristalización post-tectónica, que en ese punto las condiciones del metamorfismo de contacto local no fueron muy diferentes de las alcanzadas durante el metamorfismo regional.

Biotita: Es un mineral común en las metapelitas dentro de la aureola y bastante más raro en los demás tipos de rocas. Se trata en todos los casos de biotitas s. str., generalmente más próximas al polo siderofilita que al polo annita (tabla 4). El cálculo del contenido en Fe³⁺ según el método de Laird y Albee (1981) indica cantidades nulas o muy bajas de dicho elemento. Se ha observado una variación composicional sistemática con un aumento del contenido en Ti al aumentar el grado de metamorfismo a través de la aureola en todos los tipos de rocas.

Otras variaciones tales como X_M o el contenido en Si, parecen

Tabla 3.—Análisis químicos de cloritas, escapolita y opacos.

| Muestra | 490-I Cl | 490-II Cl | 422 Cl | 204 Cl | 92 Esc | 93B Esc | 78 Ilm | 35 Ilm | 92 Ilm |
|--------------------------------|-------------|--------------|-----------|-----------|-----------|------------|-----------|-----------|-----------|
| K ₂ O | — | — | 0,01 | 0,09 | 0,28 | 0,26 | — | — | — |
| CaO | 0,01 | — | 0,02 | 0,07 | 16,51 | 16,47 | 0,25 | 0,33 | 0,15 |
| TiO ₂ | 0,03 | 0,14 | 0,04 | 0,08 | 0,07 | 0,18 | 53,57 | 52,54 | 53,31 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,10 | 0,08 | 0,26 | 0,30 | — | 0,59 | — | 0,01 | 0,03 |
| MnO | 0,14 | 0,07 | 0,39 | 0,34 | 0,20 | 0,04 | 14,61 | 4,71 | 0,62 |
| FeO(*) | 18,82 | 17,57 | 22,43 | 16,18 | — | 0,11 | 32,70 | 42,06 | 45,20 |
| NiO | 0,14 | 0,12 | 0,04 | — | — | — | — | — | — |
| Na ₂ O | 0,03 | — | — | 0,06 | 3,88 | 3,31 | — | — | — |
| SiO ₂ | 26,56 | 26,24 | 26,54 | 32,76 | 47,14 | 46,69 | 0,06 | 0,04 | 0,02 |
| Al ₂ O ₃ | 23,27 | 23,01 | 20,23 | 22,06 | 27,77 | 28,75 | — | — | — |
| MaO | 19,23 | 19,19 | 17,21 | 14,09 | 0,35 | 0,04 | — | — | 0,06 |
| Total | 88,34 | 86,44 | 87,18 | 86,02 | 96,21 | 96,45 | 101,23 | 99,27 | 99,39 |

Número de cationes para O=28 (cloritas), Si+Al+12 (escapolita), O=6 (ilmenita)

| | | | | | | | | | |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 5,344 | 5,367 | 5,547 | 6,557 | 7,082 | 6,981 | 0,003 | 0,002 | 0,001 |
| Al(IV) | 2,656 | 2,633 | 2,453 | 1,443 | 3,918 | 5,019 | — | — | — |
| Al(VI) | 2,865 | 2,910 | 2,525 | 3,762 | — | — | — | — | — |
| Ti | 0,006 | 0,025 | 0,13 | 0,12 | 0,008 | 0,020 | 2,003 | 1,992 | 2,024 |
| Cr | 0,016 | 0,016 | 0,042 | 0,032 | — | 0,069 | — | — | 0,001 |
| Mn | 0,024 | 0,012 | 0,063 | 0,058 | 0,025 | 0,005 | 0,615 | 0,201 | 0,027 |
| Fe(*) | 3,168 | 3,009 | 3,016 | 2,708 | — | 0,014 | 1,360 | 1,744 | 1,908 |
| Ni | 0,024 | 0,025 | 0,013 | — | — | — | — | — | — |
| Mg | 5,767 | 5,846 | 5,359 | 4,203 | 0,078 | 0,009 | — | 0,018 | 0,005 |
| Ca | 0,002 | — | 0,005 | 0,015 | 2,658 | 2,613 | 0,013 | 0,018 | 0,008 |
| Na | 0,012 | — | — | 0,023 | 1,130 | 0,950 | — | — | — |
| K | — | — | 0,03 | 0,023 | 0,054 | 0,049 | — | — | — |

(*) FeO y Fe como hierro total; Al total en escapolitas.

490-I y II: clorita alineada y transversal, respectivamente, en el área de metamorfismo de contacto puntual (cf. texto); 422, 204, 78, 35: metabasitas; 92, 93B: escapolitas de roca pelítica con intercalaciones calcosilicatadas y de rocas carbonatadas, respectivamente.

Tabla 4.—Análisis químicos de biotitas.

| Muestra | 31 | 89 | 92-I | 92-II | 107 | 35 | 81 | 95-I | 95-II |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na ₂ O | 0,55 | 0,45 | 0,16 | 0,13 | 0,09 | 0,15 | 0,14 | 0,16 | 0,25 |
| K ₂ O | 9,51 | 9,67 | 9,85 | 10,07 | 9,21 | 8,60 | 8,69 | 10,13 | 10,00 |
| CaO | — | — | — | — | 0,14 | 0,19 | 0,22 | — | — |
| TiO ₂ | 1,43 | 2,73 | 3,03 | 3,33 | 1,08 | 1,85 | 2,80 | 2,35 | 1,43 |
| MnO | 0,17 | 0,05 | 0,03 | 0,07 | 0,09 | 0,18 | 0,66 | 0,09 | 0,50 |
| FeO | 23,98 | 23,06 | 26,99 | 24,00 | 23,50 | 24,59 | 22,83 | 22,38 | 22,94 |
| Fe ₂ O ₃ | — | — | — | — | 2,90 | — | — | — | — |
| SiO ₂ | 34,71 | 33,12 | 31,39 | 34,45 | 31,82 | 32,28 | 34,53 | 33,70 | 34,69 |
| Al ₂ O ₃ | 21,16 | 23,04 | 22,41 | 17,05 | 20,18 | 20,46 | 17,54 | 20,31 | 16,84 |
| MgO | 5,61 | 5,44 | 2,93 | 7,27 | 8,59 | 8,30 | 8,69 | 7,22 | 9,59 |
| Total | 97,12 | 97,56 | 96,79 | 96,37 | 97,60 | 96,60 | 96,10 | 96,34 | 96,30 |
| Número de cationes para O=22 | | | | | | | | | |
| Si | 5,295 | 5,018 | 4,918 | 5,350 | 4,902 | 4,989 | 5,324 | 5,181 | 5,375 |
| Al(IV) | 2,705 | 2,982 | 3,082 | 2,650 | 3,098 | 3,011 | 2,676 | 2,189 | 2,625 |
| Al(VI) | 1,101 | 1,134 | 1,058 | 0,472 | 0,566 | 0,717 | 0,513 | 0,862 | 0,451 |
| Ti | 0,164 | 0,311 | 0,357 | 0,389 | 0,125 | 0,215 | 0,325 | 0,272 | 0,167 |
| Fe(3+) | — | — | — | — | 0,336 | — | — | — | — |
| Fe(2+) | 3,059 | 2,922 | 3,537 | 3,117 | 3,027 | 3,179 | 2,944 | 2,877 | 2,973 |
| Mg | 1,275 | 1,228 | 0,684 | 1,683 | 1,972 | 1,912 | 1,997 | 1,654 | 2,214 |
| Mn | 0,022 | 0,006 | 0,004 | 0,009 | 0,012 | 0,024 | 0,086 | 0,012 | 0,066 |
| Ca | — | — | — | — | 0,023 | 0,031 | 0,036 | — | — |
| Na | 0,163 | 0,132 | 0,049 | 0,039 | 0,027 | 0,045 | 0,042 | 0,048 | 0,075 |
| K | 1,851 | 1,869 | 1,969 | 1,995 | 1,810 | 1,696 | 1,710 | 1,987 | 1,989 |
| mg | 0,29 | 0,30 | 0,16 | 0,35 | 0,39 | 0,38 | 0,40 | 0,37 | 0,43 |

Fe(3+) calculado.

31: metapelita con cordierita; 81: intercalación pelítica en metabasita; 89: metapelita con corindón; 92-I y 92-II: Id con intercalaciones calcosilicatadas; 95-I y 95-II: metapelita con intercalaciones calcosilicatadas y básicas; 107: metapelita inicio del metamorfismo.

estar controladas más bien por la composición química del sistema roca total que por el gradiente de temperatura. Así, por ejemplo, dentro de una misma lámina las biotitas, generalmente de color verdoso, de los niveles carbonatados intercalados entre las metapelitas (muestras 95-I y 92-I) son más ricas en Mg y Si (tendencia flogopítica) que las de los niveles pelíticos adyacentes. Estas últimas (muestras 95-II y 92-II), suelen ser de color marrón y generalmente más ricas en Al y Ti que las anteriores, estando en algunos casos muy próximas al polo siderofolita. De hecho, la composición de las biotitas puede variar considerablemente de una lámina a otra, para el mismo tipo de litología considerado, en distancias sumamente pequeñas (cf. contenido en Ti de las biotitas de los niveles carbonatados o el X_{Mg} de las de los niveles pelíticos en las muestras 92 y 95 separadas apenas 100 m. en el campo), lo que sugiere que el equilibrio en el seno de la aureola debió efectuarse en muchos casos a escala de nivel litológico o incluso de grano mineral.

Granate e idocrasa: El granate aparece en las rocas calcosilicatadas de la parte más interna de la aureola. Excepto en las muestras 78 y 79, se trata de granates ricos en grosularia y andradita (tabla 5), frecuentemente birrefringentes mostrando zonación y maclas. La zonación conlleva generalmente un aumento del contenido en andradita hacia los bordes, e.g. en la muestra 94 de $Gros_{78}And_{22}$ a $Gros_{100}And_{0}$. La muestra 79 corresponde a una roca con una parte básica rica en anfíbol y otra parte constituida por venas de forma irregular de composición calcosilicatadas, ricas en clinopiroxeno, granate y carbonatos. La mayoría de los minerales de esta muestra (así como los de la 78, adyacentes a la 79) se caracterizan por sus contenidos excepcionalmente altos en Mn, siendo la composición de los granates $Alm_{77}Gros_{23}Esp_{30}Pir_{1}$. La

idocrasa posee una composición bastante similar a la de los granates ricos en grosularia, aunque mucho más rica en Ti (y fluidos), lo que podría estar relacionado con la participación de la biotita en las reacciones de formación de este mineral (cf. evolución metamórfica). Se trata de idocrasas muy pobres en Mg y ricas en Na y Ti (tabla 5). La fórmula estructural se ha calculado en base a 50 oxígenos de acuerdo con el modelo propuesto por Valley *et al.* (1985).

Clinopiroxeno: El clinopiroxeno es un componente importante de gran parte de las rocas carbonatadas, mientras que solo aparece en algunas de las metabasitas en la parte más interna de la aureola, siendo la composición de este mineral bastante similar para ambos tipos de rocas (tabla 6). Los contenidos en Fe^{3+} (obtenidos mediante ajuste de cargas) pueden ser bastante variables, incluso para una misma muestra (e.g. muestra 35), lo que indicaría variaciones a pequeña escala de fO_2 . Aunque las variaciones de la relación Fe^{2+}/Fe^{3+} pueden ser en parte un artificio del cálculo debido a errores en la determinación de algunos elementos, sobre todo del Si, se ha preferido no calcular todo el hierro como FeO dado que esta asunción da un valor demasiado alto del componente de wollastonita calculado. El cálculo de los componentes según el método de Cawthorn y Collerson (1974) revela que en general pertenecen a la serie diópsido-hedenbergita, aunque en algunos casos pueden apartarse considerablemente de la composición entre estos dos polos poseyendo proporciones considerables de ferri-molécula de Tschermak. En un caso (roca carbonatada muestra 100), se ha observado una espectacular zonación con aumento del contenido en FeO de centro a borde, pasando de una composición $Di_{10}Hd_{10}$ a $Di_{10}Hd_{0}$. Al igual que los otros minerales, los piroxenos de la muestra 79 poseen contenidos particularmente elevados en MnO (3,68%).

Tabla 5.—Análisis químicos de granates e idocrasa.

| Muestra | 79 Gt | 92 Gt | 94-I Gt | 94-II Gt | 95-I Gt | 95-II Gt | 96 Gt | 95 Id | 94 Id |
|--------------------------------------|----------|----------|------------|-------------|------------|-------------|----------|----------|----------|
| CaO | 13,75 | 35,30 | 34,71 | 34,78 | 33,30 | 34,36 | 33,77 | 34,39 | 35,21 |
| TiO ₂ | 0,08 | 0,41 | 2,88 | 1,18 | 0,73 | 1,60 | 0,59 | 4,79 | 2,97 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,42 | — | 0,19 | — | 0,03 | 0,04 | 0,14 | 0,04 | 0,03 |
| MnO | 13,58 | 0,01 | 0,22 | 0,23 | 0,31 | 0,43 | 0,42 | 0,01 | 0,10 |
| FeO | 12,38 | 1,33 | 1,68 | 0,93 | 3,29 | 1,41 | 2,50 | — | — |
| Fe ₂ O ₃ | 0,23 | 4,96 | 7,06 | 15,44 | 7,83 | 15,01 | 9,43 | 5,71 | 4,22 |
| SiO ₂ | 37,71 | 39,18 | 37,92 | 37,16 | 38,00 | 36,91 | 39,28 | 35,89 | 37,15 |
| Al ₂ O ₃ | 20,89 | 18,77 | 15,04 | 10,61 | 16,25 | 10,57 | 15,01 | 14,44 | 16,72 |
| MgO | 1,05 | 0,14 | 0,27 | 0,02 | 0,11 | 0,10 | 0,12 | 1,07 | 1,33 |
| Total | 100,18 | 100,25 | 99,97 | 100,35 | 99,85 | 100,43 | 101,26 | 96,34 | 97,73 |

| Número de cationes para O=12 (granates), O=50 (idocrasas) | | | | | | | | | |
|-----------------------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| Si | 2,986 | 2,994 | 2,952 | 2,962 | 2,969 | 2,945 | 3,029 | 11,976 | 12,119 |
| Al(IV) | 0,014 | 0,006 | 0,048 | 0,038 | 0,031 | 0,055 | — | — | — |
| Al (idocrasas) | — | — | — | — | — | — | — | 5,681 | 6,431 |
| Al(VI) | 1,943 | 1,685 | 1,332 | 0,959 | 1,466 | 0,939 | 1,365 | — | — |
| Fe(3+) | 0,014 | 0,285 | 0,414 | 0,926 | 0,461 | 0,901 | 0,547 | 1,434 | 1,036 |
| Ti | 0,005 | 0,024 | 0,169 | 0,071 | 0,043 | 0,096 | 0,034 | 1,202 | 0,729 |
| Cr | 0,026 | — | 0,012 | — | 0,002 | 0,003 | 0,009 | 0,011 | 0,008 |
| Ca | 1,166 | 2,890 | 2,895 | 2,970 | 2,788 | 2,937 | 2,790 | 12,296 | 12,308 |
| Fe(2+) | 0,820 | 0,085 | 0,109 | 0,062 | 0,215 | 0,094 | 0,162 | — | — |
| Mg | 0,124 | 0,016 | 0,031 | 0,002 | 0,013 | 0,029 | 0,014 | 0,532 | 0,647 |
| Mn | 0,912 | 0,001 | 0,015 | 0,016 | 0,020 | 0,012 | 0,027 | 0,003 | 0,028 |

Granates: Fe(3+) calculado; idocrasas: todo el Fe como Fe(3+).

79: metabasita con intercalaciones calcosilicatadas; 92: intercalaciones calcosilicatadas en metapelitas con corindón; 94 a 96: metapelitas con intercalaciones calcosilicatadas y básicas.

Anfibol: Fuera de la aureola las metabasitas contienen únicamente actinolita, lo mismo que algunas rocas carbonatadas de la zona más externa de la aureola. El desarrollo de anfíbol rico en Al tiene lugar bastante antes en las metabasitas que en las rocas carbonatadas, pero mientras que en las primeras coexisten Al-anfibol y actinolita a través de gran parte de la aureola [de hecho no ha sido posible cartografiar una isograda actinolita (—)], en las rocas carbonatadas la aparición del anfíbol rico en Al coincide prácticamente con la desaparición de la actinolita. Estos hechos permiten suponer que las reacciones de formación del Al-anfibol, así como la evolución de su composición van a ser diferentes en ambos tipos de rocas.

Efectivamente, en la figura 8 se han representado las composiciones de los anfíboles (tabla 7) hallados en metabasitas y rocas carbonatadas a partir de la aparición del anfíbol aluminico (i.e. no se incluyen las actinolitas de fuera de la aureola o de la zona más externa de la misma en el caso de las rocas carbonatadas, ni las actinolitas de las capas silíceas de las metapelitas en la zona interna de la aureola, así como tampoco los anfíboles secundarios a partir de clinopiroxeno). Como puede observarse, los anfíboles de las metabasitas muestran un espectro composicional considerable, desde actinolitas a ferroan-pargasitas, siendo generalmente pobres en álcalis, mientras que los de las rocas carbonatadas poseen una gama de composiciones mucho más limitada, ferroan-pargasita a hastingsita, siendo mucho más ricos en Al, Na y en algunos casos Fe²⁺.

Estas diferencias traducen los diferentes mecanismos de sustitución que operan en ambos grupos de anfíboles y que se ponen en evidencia en la figura 9. Esta figura muestra que la principal sustitución en los anfíboles de las rocas básicas es de tipo pargasítico, mientras que en las rocas carbonatadas es de tipo pargasítico y edenítico: m. de las rectas de regresión 0,489 y 2,006, respectivamente. Además, ambos poseen importantes substi-

tuciones tschermakíticas (ordenada en el origen 0,698 y 1,6, respectivamente). En el caso de las rocas carbonatadas es especialmente importante la sustitución Ti-tschermakítica (fig. 9).

De un modo general los anfíboles aluminicos de las rocas carbonatadas son más alcalinos que los de las metabasitas, lo que debe estar relacionado con una mayor saturación en sílice de las primeras y el enriquecimiento en álcalis según reacciones del tipo: Tremolita+Albita=Edenita+4SiO₂, capaces de liberar cuarzo, el cual intervendría en otras reacciones, por ejemplo, para formar clinopiroxeno. Dichas reacciones operarían de un modo más gradual en el caso de las metabasitas que en el caso de las rocas carbonatadas, provocando la gama composicional de anfíbol y plagioclasa observada en el primer tipo de rocas frente a la homogeneidad de las segundas. Un argumento en favor de esta hipótesis viene dado por la proyección de las composiciones en el diagrama Al(VI)+Fe³⁺+Ti+Cr/Al(IV) (fig. 10A). La tendencia general en dicho diagrama es hacia el aumento del contenido en Al(IV) con la disminución de la presión (Laird y Albee, 1981). Como puede observarse, parte de los anfíboles de las metabasitas se sitúan en el área del metamorfismo de presión intermedia, lo que podría reflejar la herencia del metamorfismo regional sufrido por estas rocas antes de la intrusión de la granodiorita y una mayor inercia composicional frente a las nuevas condiciones P-T del metamorfismo de contacto. Algo similar puede deducirse de la proyección de las composiciones de los anfíboles en el diagrama Al(VI)/Si de Raase (1974), donde como se observa (fig. 10B) muchos anfíboles de las metabasitas se proyectan en el campo del metamorfismo por encima de 5 kbar mientras que la totalidad de los de las rocas calcosilicatadas lo hacen en el de presiones inferiores a 5 kbar.

Plagioclasa: La plagioclasa aparece prácticamente en todos los tipos de rocas. Fuera de la aureola suele ser albita. Dentro de

Tabla 6.—Análisis químicos de piroxenos.

| Muestra | 35 | 79 | 92 | 93B | 96 | 100C | 100B | 104 | 105 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 51,28 | 51,84 | 51,31 | 51,06 | 53,69 | 54,69 | 51,96 | 52,91 | 52,03 |
| Al ₂ O ₃ | 0,49 | 0,39 | 0,18 | 0,03 | 0,23 | 0,07 | 0,25 | 0,16 | 0,35 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,31 | 4,82 | 3,35 | — | — | 0,65 | 0,05 | — | 2,84 |
| FeO | 15,00 | 4,44 | 13,76 | 22,20 | 9,95 | 5,61 | 18,17 | 11,17 | 10,21 |
| MgO | 8,02 | 11,44 | 8,12 | 4,5 | 12,04 | 14,75 | 6,83 | 11,38 | 10,65 |
| CaO | 23,60 | 23,08 | 21,68 | 22,46 | 23,21 | 24,47 | 21,19 | 22,92 | 23,62 |
| Na ₂ O | 0,16 | 0,71 | 1,16 | 0,31 | 0,22 | 0,34 | 0,81 | 0,15 | 0,51 |
| K ₂ O | — | 0,20 | — | 0,04 | 0,11 | — | 0,01 | — | — |
| TiO ₂ | 0,05 | 0,04 | 0,13 | 0,07 | 0,01 | — | 0,24 | 0,06 | 0,07 |
| MnO | 1,08 | 3,68 | 0,08 | 0,39 | 0,38 | 0,56 | 1,06 | 0,26 | 0,39 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,03 | — | — | — | 0,01 | 0,04 | 0,25 | 0,08 | 0,07 |
| Total | 100,02 | 100,63 | 99,78 | 101,06 | 99,85 | 101,19 | 100,81 | 99,09 | 100,73 |

Número de cationes para O=6

| | | | | | | | | | |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 1,988 | 1,953 | 1,987 | 2,012 | 2,019 | 2,001 | 2,013 | 2,015 | 1,968 |
| Ti | 0,001 | 0,001 | 0,004 | 0,002 | 0,001 | — | 0,007 | 0,002 | 0,002 |
| Al | 0,022 | 0,017 | 0,008 | 0,001 | 0,010 | 0,003 | 0,011 | 0,007 | 0,016 |
| Fe(3+) | 0,009 | 0,137 | 0,098 | — | 8 | 0,018 | 0,001 | — | 0,081 |
| Cr | 0,001 | — | — | — | 0,001 | 0,001 | 0,008 | 0,002 | 0,002 |
| Fe(2+) | 0,486 | 0,140 | 0,446 | 0,732 | 0,313 | 0,172 | 0,589 | 0,356 | 0,323 |
| Mn | 0,035 | 0,117 | 0,003 | 0,013 | 0,012 | 0,017 | 0,035 | 0,008 | 0,012 |
| Mg | 0,464 | 0,642 | 0,469 | 0,264 | 0,675 | 0,804 | 0,394 | 0,646 | 0,600 |
| Ca | 0,980 | 0,931 | 0,899 | 0,948 | 0,935 | 0,959 | 0,880 | 0,935 | 0,957 |
| Na | 0,012 | 0,052 | 0,087 | 0,024 | 0,016 | 0,024 | 0,061 | 0,011 | 0,037 |
| K | — | 0,010 | — | 0,002 | 0,005 | — | 0,001 | — | — |

Fe (3+) calculado.

35, 104: metabasitas; 79: metabasita con intercalaciones calcosilicatadas; 100, 105: mármoles (calcáreas tipo 1); 92, 93B, 96: calcosilicatadas intercaladas en metapelitas (calcáreas tipo 2).

Tabla 7.—Análisis químicos de anfíboles.

| Si | Al | Cr | Fe(3) | Fe(2) | Mn | Mg | Ti | Ca | Na | K | Σóxidos | Muestra |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|---------|---------|
| 6,031 | 2,610 | 0,005 | 0,384 | 2,383 | 0,080 | 1,493 | 0,014 | 1,952 | 0,900 | 0,107 | 99,18 | 35 |
| 6,684 | 1,747 | 0,004 | 0,779 | 1,831 | 0,029 | 1,894 | 0,031 | 1,804 | 0,395 | 0,037 | 97,00 | 46 |
| 6,668 | 1,831 | 0,001 | 0,539 | 0,823 | 0,165 | 2,923 | 0,050 | 1,833 | 0,501 | 0,026 | 97,90 | 78 |
| 6,210 | 2,350 | — | 0,579 | 1,650 | 0,191 | 1,926 | 0,094 | 1,888 | 0,489 | 0,198 | 98,90 | 79 |
| 6,271 | 2,343 | — | 0,790 | 1,840 | 0,232 | 1,458 | 0,066 | 1,858 | 0,348 | 0,128 | 97,71 | 81 |
| 7,114 | 1,048 | 0,003 | 0,800 | 1,630 | 0,240 | 2,111 | 0,053 | 1,811 | 0,134 | 0,056 | 98,94 | 81 |
| 6,178 | 2,404 | — | 0,366 | 2,360 | 0,046 | 1,545 | 0,1011 | 1,793 | 1,002 | 0,085 | 98,75 | 104 |
| 7,324 | 1,032 | 0,006 | 0,243 | 1,490 | 0,041 | 2,839 | 0,026 | 1,942 | 0,119 | 0,017 | 97,35 | 204 |
| 7,357 | 1,068 | — | 0,439 | 1,842 | 0,076 | 2,160 | 0,057 | 1,773 | 0,109 | 0,009 | 97,17 | 205 |
| 6,931 | 2,553 | — | 1,007 | 0,642 | 0,041 | 1,794 | 0,033 | 1,159 | 0,137 | 0,058 | 96,63 | 205 |
| 7,532 | 0,636 | — | 0,686 | 1,100 | 0,033 | 2,968 | 0,046 | 1,682 | 0,146 | 0,013 | 98,60 | 301 |
| 6,132 | 2,589 | — | 0,493 | 1,870 | 0,024 | 1,810 | 0,082 | 1,883 | 0,650 | 0,073 | 98,32 | 301 |
| 6,927 | 1,492 | — | 0,333 | 1,598 | 0,036 | 2,579 | 0,027 | 1,928 | 0,382 | 0,028 | 98,49 | 367 |
| 6,718 | 1,926 | 0,005 | 0,214 | 1,904 | 0,031 | 2,131 | 0,071 | 1,886 | 0,464 | 0,041 | 98,84 | 367 |
| 6,862 | 1,462 | — | 0,962 | 1,222 | 0,037 | 2,450 | 0,004 | 1,678 | 0,450 | 0,037 | 97,85 | 367 |
| 6,322 | 2,323 | 0,004 | 0,773 | 1,752 | 0,028 | 1,774 | 0,024 | 1,794 | 0,519 | 0,102 | 97,78 | 367 |
| 7,145 | 1,200 | — | 0,242 | 1,878 | 0,035 | 2,494 | 0,006 | 1,974 | 0,276 | 0,034 | 97,60 | 422 |
| 5,863 | 2,643 | — | 0,522 | 2,763 | 0,040 | 1,051 | 0,109 | 1,900 | 0,689 | 0,402 | 99,02 | 92 |
| 5,947 | 2,620 | — | 0,249 | 3,166 | 0,063 | 0,808 | 0,148 | 1,959 | 0,624 | 0,400 | 98,22 | 93B |
| 5,790 | 3,013 | — | 0,346 | 2,640 | 0,033 | 1,040 | 0,138 | 1,831 | 0,634 | 0,489 | 98,24 | 95 |

Fe(3+) calculado.

35, 46, 78, 79, 81, 104, 204, 205, 301, 367, 422: metabasitas; 92, 93B, 95: calcosilicatadas (calcáreas tipo 2).

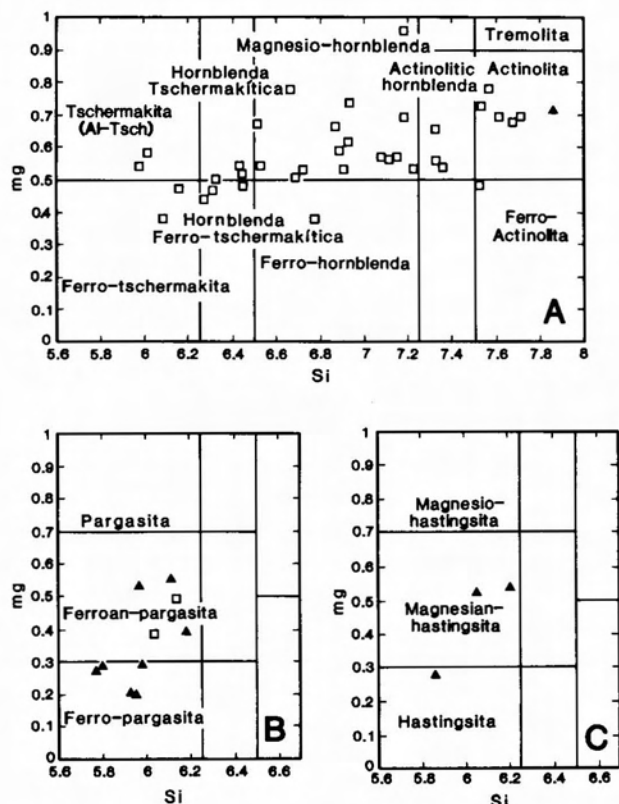


Fig. 8.—Composición y caracterización de los anfíboles de las metabasitas (círculos) y rocas calcosilicatadas (triángulos) según la clasificación de Leake (1978).

la aureola, en las metabasitas y rocas carbonatadas se produce en general un aumento del contenido en anortita al aproximarse al contacto (tabla 8) que va acompañado de un cambio recíproco en la composición de los anfíboles, los cuales aumentan su contenido en Na. Hay que hacer notar que el cambio composicional de las plagioclasas se produce primero en las metabasitas que en las rocas carbonatadas y que en ambos tipos de rocas coexisten durante algún tiempo albita y hornblenda (e.g. muestras 104 y 105 de rocas carbonatadas y 35 y 367 de metabasitas).

Tabla 8.—Análisis químicos de plagioclasas.

| Si | Al | Fe | Ca | Na | K | Óxidos | Muestra |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|---------|
| 2,972 | 1,039 | 0,007 | 0,003 | 0,969 | 0,004 | 99,10 | 35 |
| 2,564 | 1,460 | — | 0,392 | 0,580 | — | 100,47 | 46 |
| 2,607 | 1,404 | 0,001 | 0,376 | 0,600 | 0,002 | 100,48 | 78 |
| 2,536 | 1,474 | 0,002 | 0,449 | 0,515 | 0,009 | 99,90 | 79 |
| 2,437 | 1,590 | 0,004 | 0,532 | 0,407 | 0,005 | 100,09 | 81 |
| 3,002 | 1,038 | — | 0,006 | 0,869 | 0,002 | 100,51 | 104 |
| 2,993 | 1,042 | 0,003 | 0,006 | 0,879 | 0,003 | 101,13 | 205 |
| 3,008 | 1,032 | 0,003 | 0,006 | 0,847 | 0,006 | 100,47 | 367 |
| 2,976 | 1,029 | 0,005 | 0,016 | 0,967 | 0,005 | 99,29 | 422 |
| 2,598 | 1,415 | 0,008 | 0,372 | 0,599 | 0,006 | 100,47 | 92 |
| 2,853 | 1,193 | 0,013 | 0,056 | 0,754 | 0,117 | 99,92 | 92 |
| 2,846 | 1,174 | 0,003 | 0,143 | 0,794 | 0,009 | 99,68 | 93B |
| 2,814 | 1,181 | 0,057 | 0,119 | 0,827 | 0,022 | 98,67 | 95 |

35, 46, 78, 81, 104, 205, 301, 367, 422: metabasitas; 79: metabasita con intercalaciones calcosilicatadas; 92, 93B, 95: calcosilicatadas intercaladas en metapelitas (calcáreas tipo 2).

Escapolita: La escapolita aparece en la parte más interna de la aureola bajo dos formas muy diferentes: como pequeños porfiroblastos subcirculares (1 mm. de diámetro) de contornos irregulares y conteniendo numerosas inclusiones de micas, en algunos niveles pelíticos; o bien como cristales xenoblásticos más o menos intersticiales de hasta más de 5 mm. de longitud, en los niveles carbonatados intercalados entre las mismas metapelitas. En ambos casos se trata de escapolitas calco-sódicas o mizononitas con un elevado contenido en componente meionítico (Ca/Ca+Na+K, 64-69%, tabla 3). Hietanen (1967) y Kwak (1977) han mostrado que el valor de este componente va aumentando con el grado del metamorfismo. Las escapolitas aquí estudiadas corresponderían a las que dichos autores encuentran en las partes de más alta temperatura del metamorfismo regional en facies de las anfibolitas, lo cual es coherente con la aparición de este mineral en el área estudiada en la zona próxima al contacto con la intrusión.

Corindón, espinela y óxidos de Fe-Ti: El corindón sólo aparece en algunas metapelitas de la parte más interna de la aureola. Este mineral posee una cantidad apreciable de TiO₂ (tabla 2), lo que puede estar relacionado con los tonos azules del pleocroísmo mostrado por dicho mineral. Otros cationes que aparecen en proporción considerable, además del Al por supuesto, son el Na y, sobre todo, el Si que posee un valor bastante más alto (2,48%)

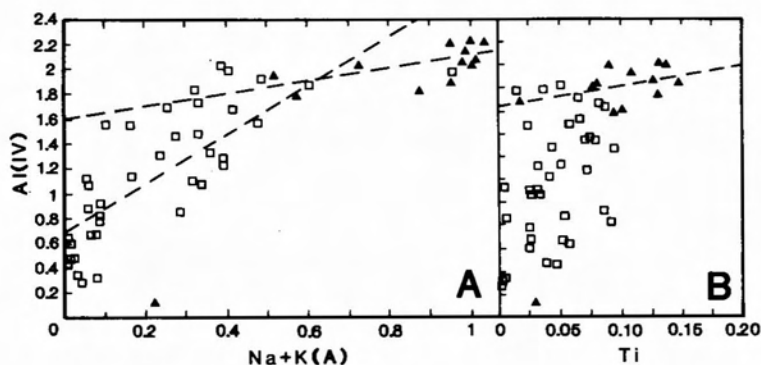


Fig. 9.—Relaciones Al(IV) frente a Na+K(A) y a Ti de los anfíboles de las metabasitas (círculos) y rocas calcosilicatadas (triángulos).

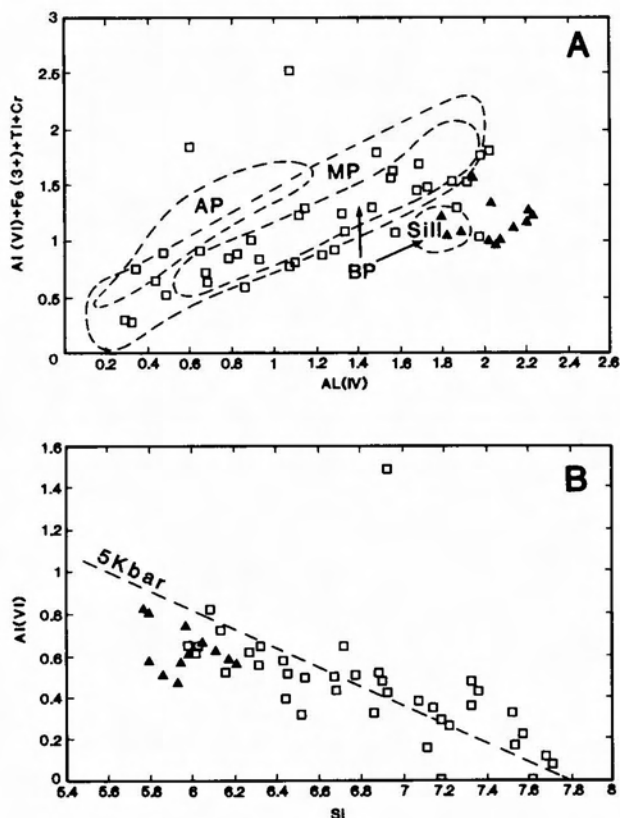


Fig. 10.—Situación de los anfíboles de las rocas estudiadas (metabasitas-círculos y calcosilicatadas-triángulos) con respecto a los campos correspondientes a distintos tipos de metamorfismo definidos por Laird y Albee (1981) (A) y Raasee (1974) (B) (cf. texto).

que el generalmente observado para este mineral (Deer *et al.*, 1966). La espinela sólo aparece como pequeños cristales (<0,2 mm.) en algunos niveles algo más cuarcíticos de metapelitas próximas al contacto (88). Se trata de hercinitas prácticamente puras, i.e. ricas en Al y Fe²⁺ (tabla 2), muy pobres en componentes magnetita u otros, lo que indicaría condiciones de fO₂ bastante bajas. El análisis de opacos de los tres tipos de rocas revela que en todos los casos se trata de ilmenitas (tabla 3). Las de las metapelitas constituidas casi exclusivamente por Fe²⁺ y Ti, y las de los otros tipos de rocas con una participación importante de MnO (más de 4% normalmente). Lo mismo que en el caso de los granates, anfíboles y piroxenos, los opacos de las muestras 78 y 79 presentan contenidos excepcionalmente altos en MnO (hasta 16,72 % en 79).

Condiciones físico químicas del metamorfismo

La geometría de la estructura del encajante y la estratigrafía del mismo permiten estimar, aproximadamente el espesor de roca situado por encima de la granodiorita en el momento del emplazamiento de la misma en no más de unos 4 km. Esto equivale a una presión litostática de 1-1,5 kbar en las partes más internas de la aureola. Este dato es comparable al suministrado por la consideración de las curvas experimentales que limitarían las asociaciones minerales

observadas en dicha zona de la aureola, i.e. las de fusión mínima del granito, equilibrio andalucita-sillimanita y de desestabilización de biotita y moscovita (fig. 11). La temperatura mínima deducida a partir de las mismas curvas para dicha zona sería de unos 675°C, o algo menos si consideramos, como es lo más probable que ocurriese (cf. más adelante), condiciones de P_{H2O}<P. La temperatura máxima es más difícil de precisar. La ausencia de fusión parcial en las metapelitas indicaría T_{máx}<700°C, sin embargo, en las condiciones ya señaladas de P_{H2O}<P, esta temperatura podría haber sido algo más alta. La ausencia de wollastonita no es un buen indicador de la temperatura máxima alcanzada dado que las condiciones de formación de este mineral dependen en gran medida de la existencia o no de cuarzo en la zona.

La cuantificación de las condiciones P-T en base a otros geotermo/barómetros calibrados experimentalmente, como por ejemplo, aquéllos en los que se tiene en cuenta la composición del granate (e.g. granate-biotita, granate-hornblenda, granate-clinopiroxeno, etc.), plantea en este caso bastantes dificultades debido a la riqueza en Mn, Ca o Fe³⁺ de este mineral en las rocas estudiadas. Los cálculos dan, en general, presiones y temperaturas excesivamente altas, y únicamente las muestras 78 y 79 cuyos granates son más pobres en Ca (aunque muy ricos en Mn) dan T próximas a los 700°C coherentes con los resultados mencionados anteriormente. La geotermometría basada en los equilibrios anfíbol-plagioclasa (Spear 1980, 1981b), independiente, por tanto, de la composición de los granates, da temperaturas algo por encima de los 700°C para las muestras de la parte más interna de la aureola, coherentes también, por tanto, con los resultados anteriores.

El conjunto de valores deducidos para la temperatura del metamorfismo en las partes más internas de la

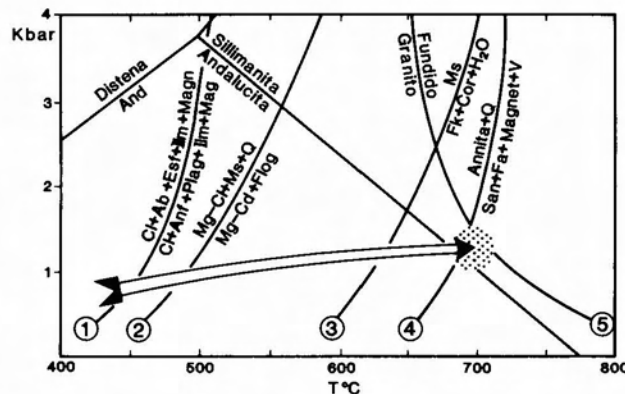
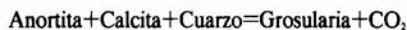


Fig. 11.—Condiciones máximas del metamorfismo de contacto en la Sierra de Collcerola y gradiente aproximado del mismo. Equilibrios: punto triple de los silicatos de Al: Holdaway (1971) (1); Moody *et al.*, (1983), (2); Seifert (1970) (3); Chatterjee y Johannes, (4); Wones y Eugster (1965), (5); Luth *et al.* (1964).

aureola indica que, en todo caso, la temperatura alcanzada tuvo que ser una fracción importante de la temperatura del solidus de la granodiorita. Por otra parte, asumiendo una temperatura entre 400 y 450°C para el inicio de la formación de la cordierita en las metapelitas (Seifert, 1970) o de unos 400°C para la primera aparición de la hornblenda en las metabasitas (Moody *et al.*, 1983), esto significa un gradiente geotérmico de unos 80-100°C/km. Dadas las dimensiones de la aureola, estos valores apuntan hacia un proceso de calentamiento en el que el calor aportado por la intrusión debió efectuarse en mucha mayor proporción por medios convectivos que por conducción. En estas condiciones cabe suponer que la composición de la fase fluida de rocas pelíticas, carbonatadas y básicas debería sufrir procesos tendentes a la rehomogeneización.

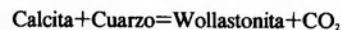
Efectivamente, además de la presión y la temperatura, parece evidente teniendo en cuenta los datos petrográficos y mineralógicos expuestos, que otras variables tales como X_n y la composición química de la roca han jugado un papel fundamental en el desarrollo de numerosas asociaciones minerales observadas. Estas observaciones muestran que aún existiendo una tendencia general, tanto en el espacio T- X_{CO_2} como T- X_{H_2O} (reacciones de descarbonatización y de deshidratación con el aumento de temperatura), en detalle la evolución difiere normalmente entre afloramientos próximos e incluso de capa a capa y hasta en el seno de una misma lámina delgada. Estas diferencias, obviamente no pueden deberse a variaciones de P-T en volúmenes tan pequeños, por lo que deberían estar relacionadas con la permeabilidad de la roca que se metamorfiza, función a su vez de las características litológicas y probablemente del reparto de la deformación durante el metamorfismo regional previo que en algunos casos dio lugar a la formación de un bandeo tectónico.

La cuantificación de las condiciones P-T- X_{CO_2} - X_{H_2O} mediante la comparación de las asociaciones observadas con resultados experimentales resulta, pues, bastante difícil y los resultados obtenidos deben considerarse únicamente a título de indicación general sobre las condiciones físico-químicas del metamorfismo. Así, por ejemplo, la estabilidad de la grosularia en las rocas carbonatadas, limitada por la reacción:



indicaría condiciones de X_{H_2O} elevadas incluso en las partes más internas de la aureola ($X_{CO_2} < 0,3$ a T=650°C; Kerrick, 1977), lo mismo que la presencia frecuente de epidota en dichas rocas (en realidad ese hecho podría ser una constante a lo largo del metamorfismo de las rocas carbonatadas si se tiene en cuenta la frecuente aparición de filosilicatos, epidota y prehnita en dichas rocas). En cualquier caso, el límite

inferior de X_{CO_2} vendría dado por la ausencia de Wollastonita en las mismas rocas; según la reacción:



dicho límite se situaría a X_{CO_2} ca. 0,35 para una temperatura de unos 600°C y $P_n = 2$ kbar (Storre y Nitsch, 1972), y X_{CO_2} ca. 0,25 a la misma temperatura si se considera la reacción:



En realidad X_{CO_2} estaría probablemente más próximo del primer valor dado que la adición de Fe^{3+} expande el campo de estabilidad del granate hacia valores mayores de X_{CO_2} (Kerrick, 1977; Taylor y Liou, 1978).

La composición de la fase fluida en metapelitas y metabasitas también debió ser una mezcla de CO_2 - H_2O y quizás otros componentes (existencia, por ejemplo, de escapolita y turmalina en las metapelitas), resultado de la presencia en ocasiones de materia orgánica en las primeras y de carbonatos en ambas. Sin embargo, no es posible determinar de un modo preciso la composición de dicha fase fluida a partir de las asociaciones mineralógicas observadas. En cuanto a la fO_2 no debió ser muy elevada según se deduce de la existencia generalizada de ilmenita sin Fe^{3+} y de hercinita prácticamente pura.

Conclusiones

El estudio efectuado de la aureola metamórfica de la Sierra de Collcerola permite completar y precisar considerablemente los datos obtenidos en trabajos anteriores sobre este sector de Paleozoico de Cataluña. A continuación se exponen de forma sucinta las principales conclusiones del estudio efectuado.

La granodiorita de Barcelona constituye una intrusión post-tectónica con respecto a las deformaciones hercínicas que afectan a los materiales paleozoicos de las Cadenas Costeras Catalanas. La intrusión debió realizarse en condiciones bastante superficiales del encajante, el cual muestra un comportamiento frágil con inyección de magma a lo largo de grietas del mismo. El contacto de la granodiorita con los materiales encajantes en el sector de la Sierra de Collcerola (Tibidabo) es oblicuo con respecto a las estructuras hercínicas, por lo que afecta a una considerable variedad de litologías. Las litologías más importantes que muestran los efectos de la aureola de metamorfismo de contacto son: 1) metapelitas y metapsamitas; 2) rocas calcáreas y calcolsilicatadas; 3) metabasitas probablemente de origen ortoderivado. Los materiales del encajante poseían un metamorfismo regional de grado bajo sincinemático con el desarrollo de la esquistosidad regional (esquistosidad de flujo) y anterior a las etapas tardías que dieron lugar a las crenulaciones. Los minerales desarrollados en el encajante como resultado de este

metamorfismo fueron esencialmente, clorita, moscovita, biotita, actinolita, epidota, etc., es decir, no se superaron las condiciones de la facies de los esquistos verdes. Algunos datos, tales como la composición de los anfíboles de las metabasitas parecen indicar que el gradiente del metamorfismo regional pudo ser de presión intermedia.

Como resultado de la intrusión de la granodiorita los materiales del encajante sufrieron una considerable reestructuración que afectó a rocas situadas hasta algo más de dos kilómetros de distancia del contacto. Se trata de una reestructuración relativamente compleja en la que juegan un papel fundamental las variaciones composicionales en el encajante. Los procesos de recristalización debido al metamorfismo de contacto inicialmente producen únicamente cambios texturales y posteriormente (i.e. más cerca del contacto) tiene lugar la neoformación de minerales. Estos procesos se observan en primer lugar en las rocas calcáreas/calcosilicatadas, posteriormente en las rocas básicas y, por último, en las metapelitas/metapsamitas. Las rocas calcáreas/calcosilicatadas son también las que dan lugar a un mayor número de reacciones durante el metamorfismo de contacto, originando progresivamente clorita, biotita, actinolita, epidota, hornblenda, clinopiroxeno, idocrasa, grosularia/andradita y escapolita. Las metabasitas sufren un proceso de recristalización generalizado, con formación de hornblenda, algo posterior al de las rocas calcáreas/calcosilicatadas, pero siempre antes que las metapelitas/metapsamitas; estas últimas sólo desarrollan claramente texturas de recristalización a partir de la isograda cordierita/andalucita (+).

Las condiciones máximas del metamorfismo de contacto, ca. 1,5 kbar-700°C, se observan en un punto (SE del Tibidabo, muestras 78 a 96) situado a unos 200 m. del contacto con la granodiorita, donde aparecen, por ejemplo, asociaciones de la facies de las corneanas piroxénicas, con corindón, espinela y sillimanita en las metapelitas, análogas a las que se observan en ocasiones en los xenolitos englobados en las rocas ígneas. En el resto del área estudiada los materiales próximos al contacto desarrollan asociaciones de la facies de las corneanas anfibólicas, con cordierita/andalucita en las metapelitas/metapsamitas o bien con hornblenda en las metabasitas, lo que sugiere que además del calentamiento ordinario por conducción térmica, localmente debió tener lugar un aporte adicional de calor que, en principio, debería relacionarse con procesos de tipo convectivo en relación con la intrusión de la granodiorita. Otro dato que apoya la existencia de estos procesos de convección está relacionado con la mineralogía de las rocas estudiadas. En efecto, uno de los rasgos más notables de muchas de las rocas del área estudiada es la coexistencia, a escala de lámina delgada, de variedades de un mismo mineral con diferente composición (e.g. biotitas verdosas flogopíticas y marrones siderofílicas, o bien anfíbol

actinolítico y hornblenda). En la mayoría de los casos este hecho no parece ser debido a los procesos de retromorfosis, sino a la existencia de dominios con un equilibrio local condicionado por variaciones en la composición de la fase fluida y/o del sistema roca total. Estos hechos sugieren que el equilibrio en gran parte de la aureola debió efectuarse en muchos casos a escala de nivel litológico o incluso de grano mineral, lo cual podría estar relacionado no sólo con las variaciones litológicas pre-existentes (de origen estratigráfico y/o tectonometamórfico), sino también con los procesos de difusión y homogeneización de la fase fluida inducidos por los cambios litológicos y por los fenómenos convectivos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a H. Durán de la Universidad Autónoma de Barcelona, quien participó de forma muy activa en los trabajos de cartografía efectuados para realizar el presente trabajo.

Referencias

- Almera, J. (1891): Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región primera o de contornos de la capital. E. 1=40.000. *Dip. Prov. de Barcelona*.
- Almera, J. (1892): Continuación de las rocas eruptivas de los alrededores de Barcelona. *Crónica Científica*, 15, 1-5, 25-28, 49-56.
- Capdevila, R.; Corretgé, G.; Floor, P. (1973): Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 80, 209-228.
- Cawthorn, R. G.; Collerson, K. D. (1974): The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *Amer. Miner.*, 59, 1203-1208.
- Chatterjee, N. D.; Johannes, W. (1974): Thermal stability and standard thermodynamic properties of 2M₁-muscovite, KAl₂[AlSi₃O₁₀(OH)₂]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48, 89-114.
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. (1966): *An introduction to the rock forming minerals*. Longman Ltd., England, 528 pp.
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. (1982): *Rock forming minerals. Vol. IA, orthosilicates*, 2nd edition. Longman Ltd. England, 919 pp.
- Durán, H. (1985): *El Paleozoico de Les Guilleries*. Tesis Univ. Autónoma de Barcelona, 243 pp.
- Enrique, P. (1984): The Hercynian post-tectonic plutonic and hypabyssal rocks of the Montnegre Massif, Catalanian coastal ranges (NE Spain). *Newsletter*, 6, 45-56.
- Enrique, P.; Debon, F. (1987): Le pluton permien calco-alcalin de Montnegre (Chaînes Cotières Catalanes, Espagne): étude isotopique Rb-Sr et comparaison avec les granites Hercyniens des Pyrénées, Sardaigne et Corse. *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, 13, 1157-1162.
- Ferry, J. M. (1976): Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, South-Central Maine: mineral reactions and graphical analysis. *Amer. J. Sc.*, 276, 841-882.
- Ham, H. M.; Vieten, K. (1971): Zur berechnung der kristalchemischen formel und des Fe²⁺ gehalt von klinkopyroxenen aus elektronenstrahl-mikroanalysen. *N. Jahrb. Min. Mh.*, 7, 310-314.

- Hietanen, A. (1967): Scapolite in the Belt Series in the St. Joe-Clearwater County, Idaho. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 344-D.
- Holdaway, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, 271, 91-131.
- Hoschek, G. (1973): Die reaktion phlogopite+calcit+quartz=tremolit+kalifeldspat+H₂O+CO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 39, 231-237.
- Hughes, C. H. (1973): Spilites, keratophides and the igneous spectrum. *Geol. Mag.*, 109, 513-527.
- Irvine, T. N.; Baragar, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Ito, J.; Arem, J. E. (1970): Idocrase: synthesis, phase relations and crystal chemistry. *Amer. Miner.*, 55, 880-912.
- Julivert, M.; Martínez, F. J. (1980): The Paleozoic of the Catalanian Coastal Ranges (Northwestern Mediterranean). *Newsletter*, 2, 124-128.
- Julivert, M.; Durán, H.; Rickards, R. B.; Chapman, A. J. (1985): Siluro-Devonian graptolite stratigraphy of the Catalanian Coastal Ranges. *Acta Geol. Hispanica*, 20, 199-207.
- Julivert, M.; Durán, H.; García López, S.; Gil Ibarguchi, J. I.; Truyols Massoni, M.; Villas, E. (1987): Pre-carboniferous rocks in the Catalanian coastal ranges: volcanism, stratigraphic sequence and fossil content. In: *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts (Flügel Sassi and Grecula, edit.)*. Mineralia Slovaca-Monography, pp. 313-322.
- Kwak, T. A. P. (1977): Scapolite compositional change in a metamorphic gradient and its bearing on the identification of meta-evaporite sequences. *Geol. Mag.*, 114, 343-354.
- Kerrick, D. M. (1977): The genesis of zoned skarns in the Sierra Nevada, California. *J. Petrol.*, 18, 144-181.
- Laird, J.; Albee, A. (1981): Pressure, temperature and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. J. Sci.*, 281, 127-175.
- Leake, B. E. (1964): The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. *J. Petrol.*, 5, 238-253.
- Leake, B. E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Min. Magaz.*, 42, 533-563.
- Luth, W. C.; Jahns, R. H.; Tuttle, O. F. (1964): The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, 69, 759-773.
- Meier (1908): Die kontakzone des Mt. Tibidabo bei Barcelona. *Berichte Manuf. Ges. Freiburg. i Br.*, 17, 61-126.
- Moody, J. B.; Meyer, D.; Jenkins, J. E. (1983): Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. *Am. Jour. Sci.*, 283, 48-92.
- Papike, J. J.; Cameron, K. L.; Baldwin, K. (1974): Amphiboles and pyroxenes: characterization of 'other' than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Amer. abst. prog.*, 67, 1053-1054.
- Platen, H. von (1965): Experimental anatexis and genesis of migmatites. In: *Controls of Metamorphism* (Pitcher and Flinn, eds.), Wiley, New York, 203-216.
- Raase, P. (1974): Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.*, 45, 231-236.
- Ryburn, R. J.; Råheim, A.; Green, D. H. (1975): Determination of the P, T paths of natural eclogites during metamorphism-record of subduction. *Lithos*, 9, 161-164.
- San Miguel de la Cámara, M. (1929): Las pizarras cristalinas de silicato cálcico de la zona metamórfica del Tibidabo. *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona*, 31, nº 21, 513-530.
- Seifert, F. (1970): Low temperature compatibility relations of cordierite in haplopelites of the system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *J. Petrol.*, 11, 73-99.
- Spear, F. S. (1980): NaSi=CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. An empirical model. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 33-41.
- Spear, F. S. (1981a): An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Amer. J. Sci.*, 281, 697-734.
- Spear, F. S. (1981b): Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the relation albite+tremolite+edenite+quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 355-364.
- Storre, B.; Nitsch, K. H. (1972): Die reaktion 2 Zoisit+1 CO₂=3 Anorthit+1 Calcit+1 H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35, 1-10.
- Taylor, B. E.; Liou, J. G. (1978): The low-temperature stability of andradite in C-O-H fluids. *Amer. Miner.*, 63, 378-393.
- Vallance, T. G. (1974): Vesuvianite hornfels at Queanbeyan, N.S.W.; the nature and status of a so-called periclase rock. *J. Proc. Roy. Soc. New South Wales*, 107, 31-34.
- Valley, J. W.; Peacor, D. R.; Bowman, J. R.; Essene, E. J.; Allard, M. J. (1985): Crystal chemistry of a Mg-vesuvianite and implications of phase equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂. *J. Metam. Geol.*, 3, 2, 137-154.
- Vaquer, R. (1973): *El metamorfismo y las rocas plutónicas y filonianas de la Sierra de Collcerola (Tibidabo)*, Barcelona. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona (Resumen), 13 pp.
- Winkler, H. G. F. (1979): *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 5th edition. Springer Verlag, Berlin, 348 pp.
- Wones, D. R.; Eugster, H. P. (1965): Stability of biotite: experiments, theory and application. *Amer. Miner.*, 50, 1227-1272.
- Yarza, A. de (1898): Rocas eruptivas de la provincia de Barcelona. *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona*, 2, 359-369.

Recibido el 19 de julio de 1988
 Aceptado el 20 de septiembre de 1988



Contribución al Proyecto
 IGCP Nº 276
 Paleozoic Geodynamic
 Domains and Their
 Alpidic Evolution in the
 Tethys