

ESTRUCTURA, PETROLOGIA Y EVOLUCION DE LA REGION DE SOBRADO DE LOS MONJES (LA CORUÑA).

J. G. DE PABLO MACIA* y J. R. MARTINEZ CATALAN**

*GEOPRIN, S. A.

**Depto. de Geotectónica, Universidad de Salamanca.

Resumen

La región de Sobrado, que forma parte del Complejo de Ordenes, se caracteriza por la existencia de una anti-forma que pliega a dos unidades alóctonas superpuestas. La Unidad Inferior, constituida por rocas ultramáficas, máficas y félsicas, ha sufrido un metamorfismo de alto grado en facies granulita, mientras que la superior, compuesta por granitoides prehercínicos y gabros, intruidos en esquistos micáceos, no ha superado la facies anfíbolita en el área que nos ocupa.

En la Unidad Inferior se ha establecido una sucesión que consta, de abajo arriba, de rocas ultramáficas, un paquete de espesor constante de eclogitas y pirigarnitas y una alternancia de gneises félsicos y metabasitas heterogéneas. Las metabasitas heterogéneas derivan en su mayoría de gabros, los cuales han sido parcialmente preservados de la deformación y afloran en cuerpos subredondeados de hasta 2 km. de longitud.

Se describen las características petrológicas y las relaciones mutuas de las rocas, así como su evolución en el curso de la deformación, que va acompañada frecuentemente por una milonitización intensa.

Abstract

The Sobrado area, which belongs to the Ordenes Complex, is characterized by the presence of an antiform affecting two superposed allochthonous units. The lower one, made up of ultramafic, mafic and felsic rocks, suffered high grade metamorphism in the granulite facies, while the grade of metamorphism in the Upper Unit, composed of prehercynian granitoids and gabbros intruded in micaschists, not reached beyond that of the amphibolite facies in the area under consideration.

In the Lower Unit a succession could be established, which consists, from bottom to top, of ultramafics, a serie of constant width composed of eclogites and pyrigarnites, and an alternation of felsic gneisses with inhomogeneous metabasic rocks. The latter derive mainly from gabbros, which have been partially preserved and which outcrop in subrounded bodies of up to 2 km. length.

A description is given of the petrological features

of and the mutual relations between the different rock types, as well as a model of their evolution during the deformation they underwent, which was frequently accompanied by strong milonitization.

INTRODUCCION

La región de Sobrado de los Monjes (Fig. 1) se sitúa en la parte oriental de la provincia de La Coruña, próxima al límite con la de Lugo. Pertenece a la Zona Centro-Ibérica (1), ocupando parte del sector oriental del Complejo de Ordenes. Este es el de mayor extensión de los cinco complejos alóctonos cazonales que se localizan en Galicia y el N de Portugal. En este área afloran ampliamente dos de las cinco unidades que componen el citado complejo (2): la Unidad de Betanzos-Arzúa, representada por la Granodiorita prehercínica de Corredoiras y la Unidad de Sobrado-Mellid que es la mejor representada en este área y en la cual se encuentran relictos metamórficos de facies granulita de presión media-alta, hecho que no se observa en el macizo de Corredoiras.

Entre los autores que han trabajado en la región hay que citar especialmente a KUIJPER (3), (4), (5), RISSSEN (6), OVERMEEREN (7) y HUBREGTSE (8), todos ellos de la Universidad de Leiden. Más recientemente destacan los trabajos llevados a cabo por el Instituto Geológico y Minero de España para la confección de las Hojas Geológicas a escala 1:50.000 y 1:200.000 (9), (10).

ESTRUCTURA

La peculiaridad estructural más evidente de la región de Sobrado es la existencia de una antiforma (Fig. 2) que, por sus características, es asimilable a las estructuras de la 3ª fase hercínica ampliamente reconocida en Galicia. La traza axial de la antiforma se incurva ligeramente, comenzando al N con una dirección de N 10-15°E y pasando a N 30-35° E en la zona S de la región. Su charnela es también curva y, aparte del cambio en dirección ligado al de la superficie axial, pasa de cabecear al S hasta 55° en su parte meridional, a ser subhorizontal en la parte septentrional. La geometría es más apretada al N, donde el flanco oriental llega a aparecer invertido (Fig. 2). Las estructuras menores asociadas, micropliegues (LAM. II A) y esquistoidad de crenulación, se desarrollan sobre todo en la zona de charnela.

La antiforma descrita, afecta a una alternancia de rocas pertenecientes a dos unidades diferentes, que denominamos Superior e Inferior. Estas dos unida

des, que forman parte de las que, a escala de todo el Complejo de Ordenes, hemos denominado de Betanzos-Arzúa y de Sobrado-Mellid respectivamente (2), están separadas por un cabalgamiento, lo que hace que la Unidad Inferior aflore como una ventana tectónica. En el terreno, el contacto tectónico se identifica por la presencia de una banda de rocas blastomiloníticas de anchura variable (Fig. 1), que suele oscilar entre 0,2 y 1 km., que derivan, en su mayor parte, de la Unidad Superior. En la Unidad Inferior las blastomilonitas son frecuentísimas, pero no se aprecia en ella una mayor abundancia de rocas de este tipo en las proximidades del cabalgamiento, al contrario, de lo que sucede en la Unidad Superior.

La anisotropía principal que hoy muestran la mayoría de las rocas de la Unidad Inferior (hay que exceptuar los gabros no deformados y las pirigarnitas y eclogitas que presentan un bandeo anterior) se originó en relación con un proceso de deformación que fue acompañado de un retrometamorfismo acusado desde la facies granulita hasta la facies esquistos verdes. Es un bandeo gneísico o una foliación blastomilonítica, con frecuencia ambos casos, que están afectados por pliegues isoclinales (LAM. I A y B), a menudo asimétricos, generados también en el curso del proceso. Esta anisotropía comenzó a desarrollarse en condiciones de facies granulita, subfacies hbl-cpx-alm y, en lo esencial, se completó en condiciones de facies anfibolita. Los "boudins" de tipo lenticular, (LAM. I C) se desarrollaron con frecuencia durante la deformación.

El proceso puede incluir uno o varios episodios de deformación pero, a partir de los datos con que contamos, resulta difícil efectuar una individualización de los mismos. Parte del proceso, la desarrollada en condiciones catazanas, sería probablemente prehercínica (Silúrico-Devónico, según las dataciones radiométricas), mientras que la desarrollada en facies anfibolita y esquistos verdes sería claramente Hercínica y puede atribuirse al emplazamiento de los complejos catazonales. Esta última parte puede correlacionarse, "sensu lato", con la 2ª fase de deformación Hercínica reconocida en el autóctono relativo de los mencionados complejos.

LA UNIDAD SUPERIOR

Está representada en la región, casi exclusivamente, por la Granodiorita prehercínica de Corredoiras. Esta ha sido estudiada sólo en su parte más próxima a la Unidad Inferior. En su facies menos deformada es una roca de grano grueso, con fenocristales de feldespato de hasta varios centímetros de longitud, pre-

dominantemente biotítica y con cuarzos azul-violáceos de hasta 1 cm. Su composición mineralógica fundamental es cuarzo, plagioclasa (entre albita y andesina), feldespato potásico, biotita y moscovita. Constituyentes menores son granate, anfíbol y, como accesorios, apatito, esfena, clinozoisita, ortita, opacos y minerales radiactivos. Como minerales producto de la retrogradación se encuentran clorita, sagenita, saussurita, sericita, esfena y leucoxeno.

A medida que se aproximan al contacto con la Unidad Inferior, las rocas muestran un aumento progresivo de la deformación interna, llegando a transformarse en una banda de rocas miloníticas, que ha sido representada en el mapa (Fig. 1), como consecuencia del carácter tectónico del contacto entre las dos unidades. Las rocas que la componen son de color gris o marrón en las que destacan aisladamente glándulas de feldespato que no suelen sobrepasar los 2 cm. (LAM. II B). En algunas partes de esta banda, como en el E y SE, se incluyen en ella gneises félsicos procedentes de la Unidad Inferior, los cuales macroscópicamente son difícilmente distinguibles de la Granodiorita de Corredoiras. La deformación produce la recrystalización dinámica de sus componentes minerales, dando lugar a una roca de aspecto gneísico con glándulas estiradas del feldespato y a veces cuarzo y una matriz granuda heterogranular formada por granos poligonales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, que alternan con bandas micáceas (LAM. II C). La intensa recrystalización de las rocas y la ausencia de granos que evidencien una intensa deformación interna, permite clasificarlas como blastomilonitas en el sentido de HIGGINS (11).

Dentro de este macizo existen algunos cuerpos de gabros y dioritas, en muchos casos epidioritizados y poco o nada deformados, sin relictos metamórficos de facies granulita, así como una gran cantidad de diques doleríticos (LAM. I D) que han sufrido también epidioritización y, cuando se han deformado, se han transformado en anfibolitas de grano fino.

Las dataciones isotópicas realizadas sobre este macizo le asignan una edad entre 400 y 450 ± 25 m. a. por el método Rb/Sr sobre roca total (12), (4) y de 460-480 m. a. por el método U/Pb sobre monacitas y circones (4).

LA UNIDAD INFERIOR

Está compuesta por un conjunto de rocas ultramáficas, máficas y félsicas, dispuestas en una secuencia ordenada. Las rocas ultramáficas, que ocupan el núcleo de la antiforma, son la parte más baja de esta secuencia. Sobre ellas se encuentra una banda aparentemente continua de metabasitas constituída prin-

principalmente por pirigarnitas y, en menor proporción, eclogitas. La parte superior de la secuencia consiste en una alternancia de gneises félsicos y metabasitas de diversos tipos, con cuerpos de gabros y algunos lentejones de rocas ultramáficas intercalados. No puede descartarse la posibilidad de que algunos de los contactos entre distintas litologías de la unidad sean mecánicos, por lo que la secuencia descrita puede no representar exactamente la sucesión original.

Las rocas ultramáficas son rocas oscuras, masivas o bandeadas, cuya alteración da colores naranjas, verdes e incluso blancos y cuyo afloramiento se caracteriza por la ausencia de cultivos como consecuencia de la mala calidad de los suelos que sobre ellas se desarrollan. Estan casi completamente serpentizadas. Según KUIJPER (5) se componen de antigorita, serpentina α y γ , olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, hornblenda pargasítica y hornblenda común. MAASKANT (13) menciona, en la región de Mellid, la aparición de espinela y pargasita. La roca original sería, por tanto, una lherzolita con espinela. Se ha localizado al NO de Foxado (Fig. 1) un cuerpo de gabro epidioritizado y deformado, incluido en las rocas ultramáficas.

Las pirigarnitas y eclogitas constituyen un paquete de espesor aparentemente constante, de unos 500 m., que se encuentra afectado por varias fallas. Son rocas oscuras, bandeadas, en las que destacan los porfiroblastos de granate que llegan a alcanzar hasta 1 cm. de diámetro. El bandeado está a menudo doblado por pliegues isoclinales o subsoclinales decimétricos a métricos, que a veces han desarrollado una incipiente esquistosidad de plano axial. Las pirigarnitas son rocas con textura granoblástica (LAM. II D) generalmente orientada, con clinopiroxeno (diopsido), granate y plagioclasa (oligoclasa-andesina). Pueden tener también anfíbol verde-marrón, cuarzo, β -zoisita, rutilo, esfena, apatito y opacos. Como minerales secundarios se identifican clorita, epidota/clinozoisita, anfíbol actinolítico y albita. Las eclogitas se diferencian de las anteriores, fundamentalmente, por la ausencia de plagioclasa. Según KUIJPER (5) poseen también distena y α -zoisita. HUBREGTSE (8) en la región de Mellid y KUIJPER (5) en la presente, citan la existencia de tipos granofélsicos, caracterizados por la falta de orientación de los minerales, los cuales representan la paragénesis metamórfica de alto grado. Lo normal, sin embargo, es que los minerales presenten una forma aplastada y muestren evidencias de haber sido deformados. Intercaladas en las anteriores existen capas delgadas, no representables cartográficamente, de rocas con texturas blastomiloníticas compuestas

por porfiroclastos de granate, clinopiroxeno y en algunos casos anfíbol, en una matriz recristalizada de grano fino formada por plagioclasa, cuarzo, anfíbol y a veces clinopiroxeno. En este último caso, el clinopiroxeno se encuentra en equilibrio con el granate, por lo que se puede denominar a la roca pirigarnita blastomilonítica (LAM. III A). En otros casos la matriz es fundamentalmente cuarzo-feldespática y la roca tiene un bandeado gneísico característico, con bandas más o menos ricas en porfiroclastos de minerales ferromagnesianos. Cuando los porfiroclastos de piroxeno predominan sobre los de anfíbol la roca puede definirse como un gneis piroxénico y cuando el predominio es de los porfiroclastos de anfíbol, como un gneis anfibólico. En ambos casos el granate siempre es abundante. Incluidas en la banda de pirigarnitas y eclogitas aparecen también algunos cuerpos de gabros más o menos deformados, con frecuencia epidioritizados (sus características petrológicas son similares a las de los que se describen más adelante) y algún lentejón de serpentinitas.

Los gneises félsicos de la parte superior de la secuencia, son rocas grises más o menos oscuras o amarillentas, bandeadas, generalmente con un plano de esquistosidad bien marcado. Destacando sobre la matriz de grano fino aparecen muchas veces porfiroblastos de granate de hasta varios milímetros, de plagioclasa (oligoclasa), que no llegan a alcanzar 1 cm. de longitud y de distena. El bandeado se encuentra a veces plegado. Son rocas de textura blastomilonítica en la que los porfiroclastos se encuentran inmersos en una matriz recristalizada de grano fino compuesta por plagioclasa, cuarzo y biotita (LAM. III B). La moscovita a veces está presente y el feldespato potásico está ausente o es muy escaso. Como accesorios aparecen rutilo, turmalina, apatito, esfena, circón, zoisita y opacos. KUIJPER (5) cita además allanita. Como minerales secundarios aparecen clorita, sericita, epidota/clinozoisita y feldespato potásico en venillas. Probablemente son rocas paraderivadas, pero la total ausencia de estructuras sedimentarias impide confirmarlo. HUBREGTSE (8) en el área de Mellid propone, en base a criterios geoquímicos, que rocas semejantes proceden de pelitas y grauvacas.

Un conjunto heterogéneo de rocas, en su mayoría máficas, se intercala en los gneises félsicos. Se han distinguido los siguientes litotipos: Gabros, metagabros, gneises anfibólicos, anfibolitas de grano fino y con mucha menor extensión que las anteriores, epidioritas, gneises piroxénicos y rocas ultramáficas. Los diversos tipos de rocas máficas se encuentran a menudo mezcladas. En el mapa (Fig. 1) se ha representado el tipo más abundante. Cuando no existe

predominio de uno de estos tipos sobre los demás, como ocurre a la banda occidental, se han representado como un grupo aparte. Cabe destacar la existencia de un lentejón de retroeclogitas dentro de esta banda al S. de Santaya.

Los gabros afloran como cuerpos redondeados o subredondeados con dimensiones que varían desde métricas a kilométricas, siempre dentro de las bandas de metabasitas (a excepción del ya descrito anteriormente dentro de las rocas ultramáficas). Morfológicamente se caracterizan por dar relieves positivos y aflorar como bolos de dimensiones métricas. Son de color verde parduzco con tamaño de grano medio generalmente. Localmente, poseen bolsadas de grano grueso y de aspecto pegmatoide. Están compuestos por clinopiroxeno, plagioclasa (oligoclasa-andesina), hornblenda marrón, olivino (no siempre) y ortopiroxeno subordinado. Su textura es ofítica o subofítica (LAM. III C). La hornblenda crece en los bordes de los piroxenos, a los cuales substituye parcialmente. En algunas muestras se han identificado grandes granates aislados crecidos probablemente durante el metamorfismo catazonal. Hay variedades con cuarzo intersticial y otras de composición diorítica, que incluyen biotita en su paragénesis.

Los metagabros coroníticos son rocas, por lo general, de color verdoso o parduzco, de tamaño de grano fino-medio, en las que destacan porfiroblastos de hasta 1 cm. de clinopiroxeno y/o granate. Aisladamente se observan facies de grano grueso. Frecuentemente poseen un bandeado, a veces plegado. Se caracterizan por la cristalización de granate formando coronas alrededor de los minerales ferromagnesianos que están en contacto con la plagioclasa. Se distinguen dos tipos, según que las coronas sean alrededor del clinopiroxeno y en equilibrio con él (LAM. III D) o alrededor de anfíbol que substituye al clinopiroxeno (LAM. IV A). Ambos tipos suelen mostrar estructura "flaser". Los primeros forman cuerpos con representación cartográfica, mientras que los segundos corresponden a estrechas zonas de cizalla (centimétricas a métricas) que se localizan dentro de los cuerpos masivos de gabro. Cuando la deformación es intensa se generan texturas miloníticas y blastomiloníticas, transformándose las coronas de granate en bandas subparalelas (LAM. IV B). Los minerales principales constituyentes del primer tipo son clinopiroxeno, plagioclasa, granate y frecuentemente hornblenda marrón. El segundo tipo está compuesto por hornblenda verde y verde-marrón, plagioclasa y granate.

Las epidioritas, procedentes de los gabros y caracterizadas por la uralitización total o parcial de los piroxenos, se localizan dentro de los cuerpos de gabro y en general en relación con estrechas zonas de cizalla, por lo que

no es posible su representación en el mapa. La uralitización transforma los piroxenos en cristales únicos o en un agregado de cristales de anfíbol verde pálido a casi incoloro o a veces algo parduzco. La plagioclasa suele estar saurizada y se desarrolla frecuentemente clorita. Se encuentran a veces sin deformación conservando la textura subofítica, pero es más normal que tengan una cierta deformación, que supone la recristalización de la plagioclasa e incluso de los anfíboles neoformados.

Los gneises anfibólicos son rocas inhomogéneas, típicas, en las que macroscópicamente se pueden distinguir lechos o zonas oscuras, verdosas o negras, compuestas principalmente por minerales ferromagnesianos y otras por plagioclasa y a veces granate en donde destacan porfiroblastos milimétricos de anfíbol. Este bandeado está frecuentemente plegado. Masivamente están representados en las capas intermedias de metabasitas del tramo superior de la secuencia y son también muy frecuentes en la banda occidental. Están compuestos por plagioclasa, granate, anfíbol y cuarzo. En ocasiones hay también relictos de clinopiroxeno. El anfíbol es hornblenda verde o marrón-verdosa, frecuentemente poiquiloblástica que puede englobar cuarzo, plagioclasa y granate. La textura es blastomilonítica.

Las anfibolitas de grano fino son rocas casi negras o verde oscuras, en las que a veces destacan cristales milimétricos de granate. Muestran una esquistosidad clara, a veces junto a un bandeado composicional, el cual frecuentemente se encuentra plegado. Están compuestas por hornblenda marrón-verdosa y plagioclasa fundamentalmente. Pueden tener también relictos de granate, clinopiroxeno y hornblenda poiquiloblástica (LAM. IV C). Como accesorios se encuentran esfena, epidota y opacos y en ocasiones clorita. Su textura es nematoblástica.

Los gneises piroxénicos, que se localizan en el conjunto superior de la secuencia, únicamente se hallan representados cartográficamente al N del vértice Vilariño. Rocas similares han sido ya mencionadas como intercalaciones en la banda de pirigarnitas y eclogitas. Tienen un color claro, sobre el que destacan, a veces, granates de dimensiones milimétricas. Poseen siempre estructura gneílica. Se componen de una matriz de grano fino de plagioclasa, cuarzo y pequeños cristales de biotita y/o anfíbol, en la que se encuentran porfiroclastos de granate, clinopiroxeno y más raramente anfíbol que deriva, por substitución, del clinopiroxeno (LAM. IV D). El clinopiroxeno presenta inclusiones de rutilo, granate, cuarzo y plagioclasa. Como accesorios se encuentran rutilo, clinozoi-

sita, apatito, esfena y raramente feldespató potásico. A veces existe clorita secundaria.

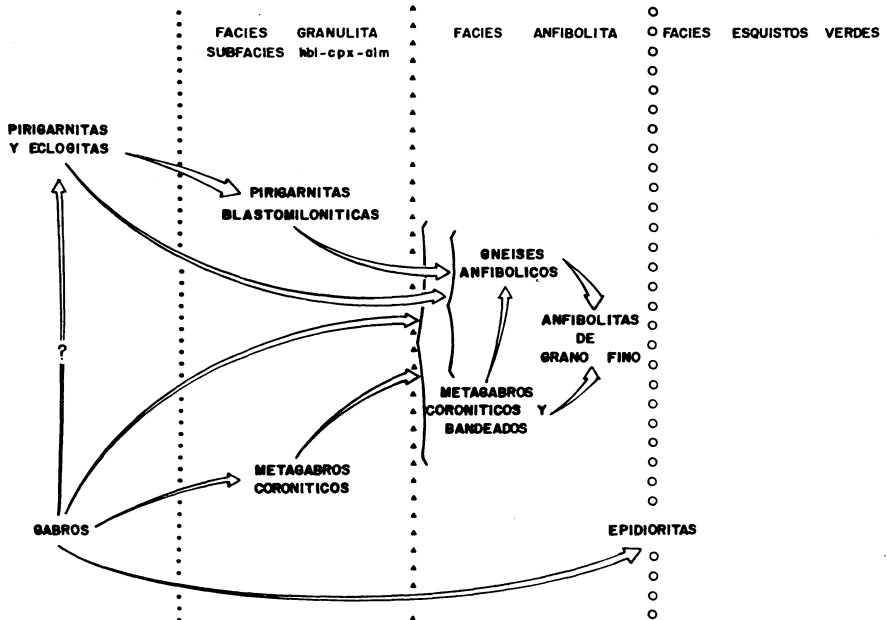
Las rocas ultramáficas de la parte superior de la secuencia, aparecen intercaladas entre los gneises félsicos y las anfibolitas de grano fino en el flanco oriental de la antiforma (Fig. 1). Se encuentran frecuentemente serpentizadas. KUIJPER (5), en uno de estos cuerpos, cita la presencia de relictos de olivino, bronzita y hornblenda, probablemente pargasítica.

EL PROBLEMA DE LA RELACION ENTRE LOS GABROS Y LAS METABASITAS.

La existencia de cuerpos de gabros sin deformar ni metamorfizar o localmente epidioritizados incluidos en la Unidad Inferior ha llamado siempre la atención a los investigadores que han trabajado en la región. Han sido considerados como pequeños cuerpos intrusivos en las rocas circundantes tanto máficas como félsicas, existiendo diversas interpretaciones sobre el momento de su emplazamiento. La mayor parte de los autores se han inclinado a asignarles una edad de emplazamiento anterior al desarrollo del metamorfismo de facies granulita, subfacies hbl-cpx-alm., al menos para parte de los cuerpos distinguidos, en base a las paragénesis que muestran los metagabros coroníticos que consideran derivados de los gabros sin deformar. HUBREGTSE (8) propone para rocas similares en la zona de Mellid, una intrusión durante el metamorfismo de facies granulita, subfacies (hbl)-cpx-alm y menciona la existencia de una fusión incipiente en los metasedimentos colindantes, como consecuencia de su intrusión. Dado que el metamorfismo catazonal es considerado prehercínico en base a las dataciones radiométricas (12), (4), (14), los gabros serían prehercínicos.

En nuestra opinión no sólo los metagabros coroníticos derivan de los gabros, sino todo un conjunto de metabasitas heterogéneas que incluye a los gneises anfibólicos y las anfibolitas de grano fino de la parte superior de la secuencia (CUADRO I). En efecto, tanto la presencia sistemática de los gabros dentro de las capas de metabasitas, como la existencia de pasos, observables a escala de afloramiento, entre estos tipos de rocas, así lo confirma. De esta forma la extensión de los cuerpos gabroicos originales sería muy superior a la que se les venía asignando y los gabros sin deformar actuales serían relic-

tos de estos cuerpos mayores. En su mayoría habrían intruido en lo que hoy - constituyen los gneises félsicos. No hay que descartar, no obstante, la posibilidad de que alguna de las delgadas bandas de metabasitas intercaladas en los gneises félsicos, tengan un origen distinto. También se encuentran gabros intercalados en las rocas ultramáficas y en las pirigarnitas y eclogitas. La inclusión en las primeras no plantea problemas interpretativos, aunque resulta muy difícil establecer si son intrusivos o están incluidos tectónicamente. Sin embargo, la presencia de gabros en la banda de pirigarnitas y eclogitas plantea el dilema de si son el protolito del que proceden éstas o de si han sido incorporados con posterioridad al metamorfismo de más alto grado. Este problema no ha sido resuelto al no haberse observado pasos de una roca a otra. De todos modos, pirigarnitas y eclogitas pueden proceder de gabros, por lo que no es imposible que las intercalaciones gabraicas representen relictos de la roca original. En el CUADRO I, esta posibilidad se ha indicado con una flecha con un signo de interrogación.



CUADRO I.- Esquema evolutivo de las metabasitas de la Unidad Inferior

EVOLUCION TECTONOMETAMORFICA DE LA REGION

De acuerdo con KUIJPER (5) pueden establecerse en la Unidad Inferior cuatro estadios metamórficos distintos de grado progresivamente menor y que corresponden a las siguientes facies y subfacies metamórficas:

- Facies granulita. Subfacies (hbl)-cpx-alm.
- Facies granulita. Subfacies hbl-cpx-alm.
- Facies anfibolita.
- Facies esquistos verdes.

KUIJPER (5) propone la existencia de un episodio anterior en facies eclogita, lo que en nuestra opinión no queda suficientemente probado (una discusión sobre este tema se efectúa en MARTINEZ CATALAN et al., este volumen).

El primer estadio corresponde a un episodio metamórfico y, probablemente, tectónico que comenzaría en el Ordovicio inferior y que se prolongaría, al menos, hasta el Silúrico superior, según los datos radiométricos (12), (4), (14). Durante este episodio se formarían las pirigarnitas y, probablemente, las eclogitas. Los gneises félsicos bajo estas condiciones darían lugar a la paragénesis $q + plag + alm + dist$. Ignoramos si los gabros se habían emplazado ya cuando tuvo lugar este episodio, ya que las asociaciones minerales de los metagabros coroníticos son indicativas en su mayoría del estadio metamórfico siguiente. No obstante, la presencia de un afloramiento de retroeclogitas al S de Santaya dentro de una banda de metabasitas presumiblemente derivadas de gabros, sugiere que éstos pueden haber sufrido, al menos, parte de este evento metamórfico. El bandeo que exhiben a menudo pirigarnitas y eclogitas no o poco retrogradadas, tiene probablemente origen tectónico, pese a la escasa deformación que presentan los granos. Sería, en ese caso, la característica estructural más importante de este primer episodio.

El segundo estadio metamórfico tuvo lugar en condiciones de la subfacies hbl-cpx-alm de la facies granulita. Durante esta etapa se desarrolló el bandeo gneísico visible en la mayor parte de las rocas de la Unidad Inferior. En algún caso, como el de las pirigarnitas blastomiloníticas, este bandeo se habría superpuesto a otro anterior, desarrollado durante el primer estadio. El bandeo gneísico del segundo estadio se desarrolló, en algunas metabasitas, a partir de gabros isótopos, por lo que hay que atribuirlo, en este caso y

probablemente, en los demás, a un proceso de diferenciación metamórfica, no excluyéndose la posibilidad de que algunas bandas leucocráticas sean el resultado de una movilización parcial. El desarrollo del bandeado fue acompañado, o seguido de una importante reducción del tamaño de grano que, con frecuencia, dio paso a texturas blastomiloníticas. Algunos de los pliegues isoclinales que afectan a este bandeado pudieron originarse durante este mismo estadio. Las pirigarnitas granoblásticas y eclogitas se transformaron en pirigarnitas blastomiloníticas (CUADRO I), cristalizando hornblenda parda o verde-parda y recrystalizando el clinopiroxeno en equilibrio con granate. Los gabros se deformaron, cristalizando granate, en muchos casos como coronas alrededor de clinopiroxeno (LAM. III D) y hornblenda marrón. En los gneises félsicos tendría lugar, según HUBREGTSE (8), la aparición de una segunda generación de distena y granate.

El tercer estadio corresponde al desarrollo del metamorfismo en facies anfibolita. Fue acompañado de una milonitización intensa que afecta a casi todas las rocas de la Unidad Inferior y a parte de las de la Unidad Superior. Esta es la primera etapa metamórfica que muestran con claridad haber sufrido los materiales de la Unidad Superior. La foliación que muestra la Granodiorita de Corredoiras, comenzó a desarrollarse bajo estas condiciones metamórficas finalizando su desarrollo en la facies esquistos verdes. Para las rocas de la Unidad Inferior, esta etapa retrograda las paragénesis minerales anteriores, transformando en gneises anfibólicos y anfibolitas de grano fino, las pirigarnitas y pirigarnitas blastomiloníticas, debido a la recrystalización generalizada de anfíbol a expensas del clinopiroxeno. Igualmente los metagabros coroníticos pueden pasar en esta etapa a tres litotipos distintos: Metagabros coroníticos y bandeados, gneises anfibólicos y anfibolitas de grano fino. En algún caso los gabros son epidoritizados también. Teniendo en cuenta, por una parte, el desarrollo inhomogéneo de la deformación en el macizo de Corredoiras, la cual aumenta en intensidad al aproximarse a la zona de contacto con la Unidad Inferior, y, por otra, que la mayor parte de la milonitización en la Unidad Inferior se produjo también en condiciones de la facies anfibolita, se deduce que el emplazamiento de los mantos tuvo lugar fundamentalmente durante este estadio metamórfico.

Por último el cuarto estadio tiene lugar en condiciones de la facies esquistos verdes. En las metabasitas se refleja por la recrystalización de anfíbol actinolítico, clorita, epidota/clinozoisita, albita y cuarzo; en los gabros continúa en algunos casos la epidioritización; en los gneises félsicos por la

formación de clorita a partir del granate y la biotita y de epidota/clinozoisita. El emplazamiento de las unidades terminó durante este estadio, cuyas condiciones se prolongaron, en la mayor parte de los sitios, hasta después de la fase de replegamiento.

La evolución propuesta para la formación de las distintas metabasitas de la Unidad Inferior (CUADRO I), supone la existencia, a partir del metamorfismo catazonal de más alto grado, de dos litotipos fundamentales, las pirigarnitas y eclogitas por un lado y los gabros por otro, a partir de los cuales, las condiciones metamórficas cambiantes irían originando, por retrogradación, los distintos tipos de metabasitas. Pero esta retrogradación solo ha sido efectiva cuando a su vez las rocas estaban siendo deformadas. Por tanto, éstas conservan las paragénesis correspondientes a la facies metamórfica durante la cual fueron por última vez deformadas, así como, frecuentemente, relictos de las facies anteriores. Si la roca no está deformada su paragénesis muy probablemente corresponden a la de la roca original, salvo en el caso de algunos gabros epidioritizados. Anteriormente, ya HUBREGTSE (8) había propuesto un modelo parecido para rocas de la región de Mellid. Los aspectos macroscópicos y microscópicos que se observan en la región de Sobrado confirman e incluso amplían las relaciones planteadas por el citado autor. Así, en nuestro modelo evolutivo se incluyen los gabros y metagabros coroníticos y los gneises anfibólicos. Es de destacar la trayectoria convergente hacia unos litotipos finales comunes (gneises anfibólicos y anfibolitas de grano fino) a los que se llega, partiendo de protolitos que al final del primer episodio metamórfico eran distintos (pirigarnitas y eclogitas y gabros). La posibilidad de que los gabros fuesen el protolito de las pirigarnitas y eclogitas o de parte de ellas, resulta hasta el momento muy difícil de confirmar.

CONCLUSIONES

La región de Sobrado de los Monjes se caracteriza por consistir una antiforma que afecta a dos unidades superpuestas, las cuales forman parte de dos de las cinco unidades alóctonas mayores que constituyen el Complejo de Ordenes: La Unidad de Betanzos-Arzúa, encima, y la Unidad de Sobrado-Mellid debajo. El contacto entre las dos unidades es tectónico y corresponde a un cabalgamiento, el cual da lugar a una banda de rocas miloníticas, procedentes en su mayor parte de la Unidad Superior, de una anchura variable en 0,2 y 1 km., que rodea a la Unidad Inferior.

Se puede establecer una sucesión en la región, que de abajo a arriba comprende:

UNIDAD INFERIOR

- a) Rocas ultramáficas
- b) Pirigarnitas y eclogitas
- c) Gabros, metabasitas, gneises piroxénicos y gneises félsicos

UNIDAD SUPERIOR

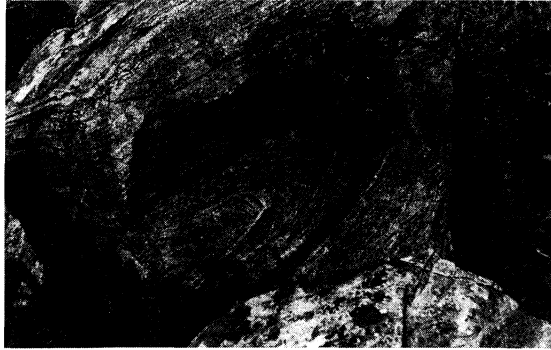
- d) Granodiorita prehercínica de Corredoiras.

Los tipos de metabasitas que hoy se distinguen, proceden, por efecto del metamorfismo retrógrado en condiciones de deformación adecuadas, de dos protolitos principales: gabros, por un lado, y pirigarnitas y eclogitas por otro. La retrogradación metamórfica de ambos protolitos, va acompañada de una deformación intensa, dando lugar a facies convergentes de metabasitas. (CUADRO I).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- 1.- JULIVERT, M.; FOTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Escala 1:1.000.000 I. G. M. E.
- 2.- MARTINEZ CATALAN, J. R.; KLEIN, E.; PABLO MACIA, J. G. de & GONZALEZ LO-DEIRO, F. (En prensa). El Complejo de Ordenes: Subdivisión, descripción y discusión sobre su origen. En este volumen.
- 3.- KUIJPER, R. P. (1975): Petrografie van het gebied rond Teijeiro (Galicie, NW Spanje). Tesis de licenciatura. Univ. Leiden.
- 4.- KUIJPER, R. P. (1979): U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of western Galicia (NW Spain). Verhandeling, 5. ZWO Lab. Iso. Geol. Amsterdam.
- 5.- KUIJPER, R. P. (1981): Petrology of the Teijeiro area: Part of the early paleozoic high-grade metamorphic Sobrado/Teijeiro complex (Galicia, NW Spain). Leid. Geol. Med. 52, 77-86.
- 6.- RIESEN, E. D. van. (1970): Structureel-petrologische beschrijving van het gebied nabij Presaras S. Pedro, provincie La Coruña in NW Spanje. Tesis de licenciatura. Univ. Leiden.
- 7.- OVERMEEREN, R. A. van (1970): Beschrijving van een metamorf gesteentekomplex in de omgeving van Sobrado de los Monjes (La Coruña, NW-Spanje). Tesis de licenciatura. Univ. Leiden.
- 8.- HUBREGTSE, J.J.M.W. (1973): High-grade metamorphic rocks of the Mellid area, Galicia, NW Spain. Leid. Geol. Med. 49, 9-31.
- 9.- PABLO MACIA, J. G. de; MARTINEZ CATALAN, J. R.; IGLESIAS, M. & HILGEN, J. D. (1981): Sobrado de los Monjes (71). Mapa Geológico de España E.1:50.000 (MAGNA). I. G. M. E.

- 10.- GONZALEZ LODEIRO, F.; HERNANDEZ URROZ, J.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J. R. & PABLO MACIA, J. G. de (1982): Lugo (8). Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. I. G. M. E.
- 11.- HIGGINS, M. W. (1971): Cataclastic rocks. Geol. Surv. Prof. paper, 687 1-97.
- 12.- CALSTEREN, P. W. C. van; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; PRIEM, H. N. A.; TEX, E. den; VERDURMEN, E. A. Th. & VERSCHURE, R. H. (1979): Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: manifestation of a presumed early Paleozoic mantle-plume. Chemical Geol. 24, 35-56.
- 13.- MAASKANT, P. (1970). Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain. Leid. Geol. Med. 45. 237-325.
- 14.- MARCOS, A. (1982): Revisión e interpretación de los datos isotópicos de edad en las rocas del Complejo de Cabo Ortegal (Galicia, NW de España). Brev. Geol. Astur. 1-2, 1-11.



A

Pliegue isoclinal en las metabasitas, efectuando al bandeado. característico de éstas.



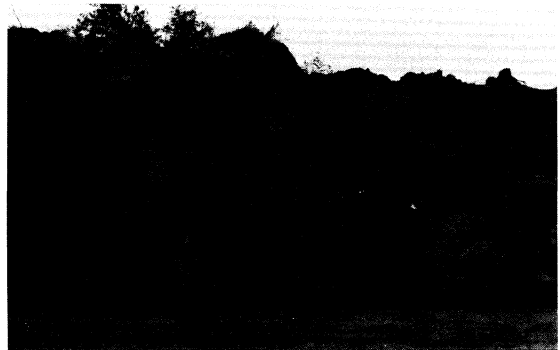
B

Pliegues asimétricos en las metabasitas desarrollados durante el proceso principal de deformación.



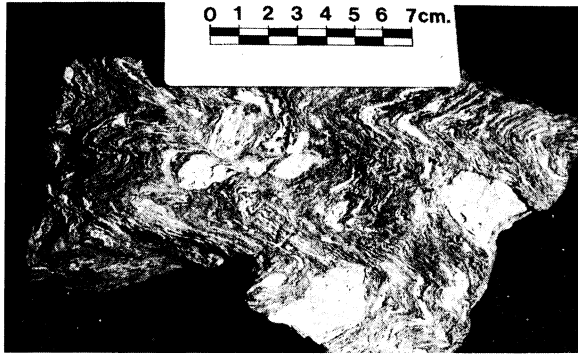
C

"Boudin" lenticular en las metabasitas rodeado por la foliación principal.



D

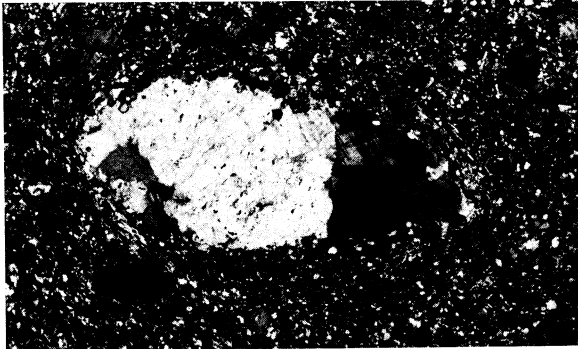
Diques doleríticos en la Granodiorita prehercínica de Corre doiras.



Granodiorita prehercínica de Corredoiras. Microplegamiento asociado a la fase de deformación que genera la antifoma, afectando a la foliación principal de estas rocas.



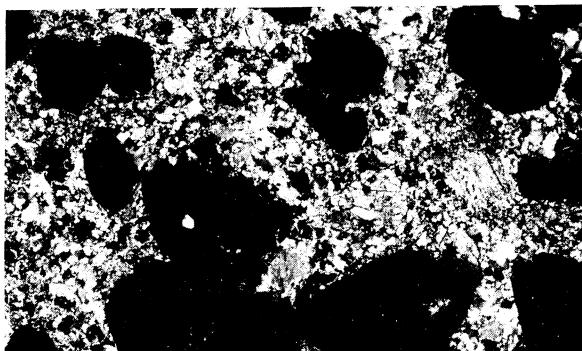
Granodiorita de Corredoiras milonitizada.



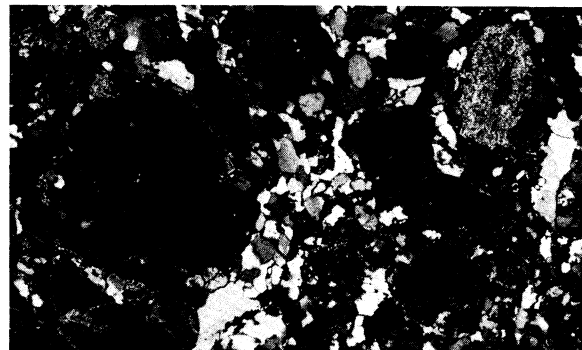
Blastomilonita del Macizo de Corredoiras con un porfiroclasto de feldespato potásico. Nícoles cruzados X20.



Pirigarnita granoblástica. Se observan los granos aplastados y frecuentemente con extinción ondulante. Nícoles cruzados X20.



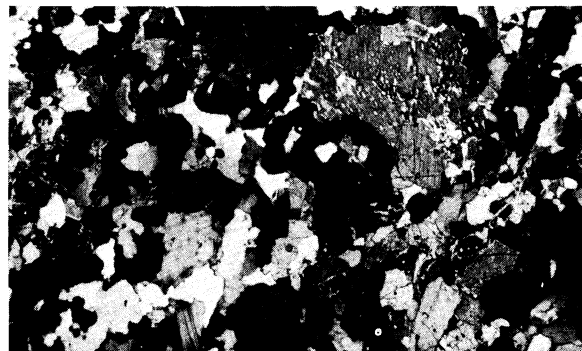
Pirigarnita blastomilonítica. Porfiroclastos de granate y clinopiroxeno en una matriz recristalizada de plagioclase, anfíbol, clinopiroxeno y cuarzo. Nícoles a 84° X20.



Gneis félsico. Se observa un relicto de distena rodeado por un agregado micáceo (arriba a la derecha) y un porfiroclasto casi extinguido de plagioclase (centro a la izda). Nícoles cruzados X20.

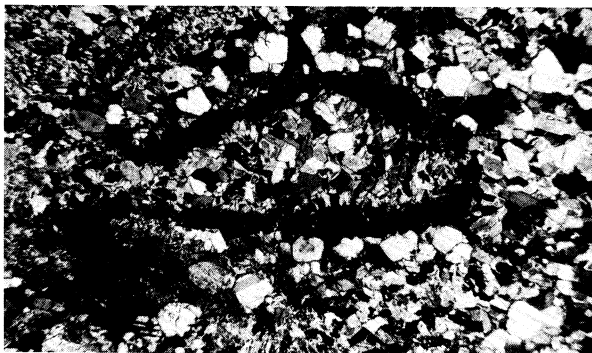


Gabro parcialmente uralitizado no deformado, con textura suofítica. Nícoles cruzados X20.



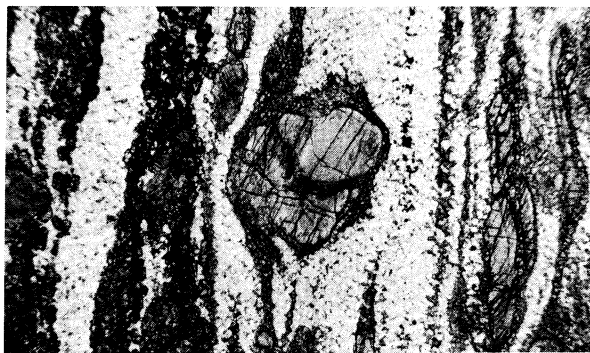
Metagabro coronítico con paragénesis indicativa de facies granulita. Nícoles cruzados X13.

A



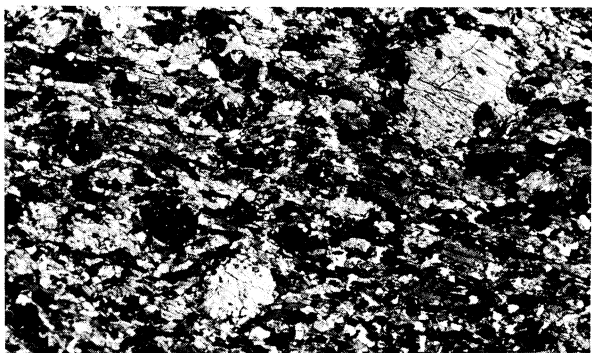
Metagabro coronítico con paragénesis indicativa de facies anfibolita. Los cristales en el interior de la corona de granate son de hornblenda verde recrystalizada. Nícoles cruzados X13.

B



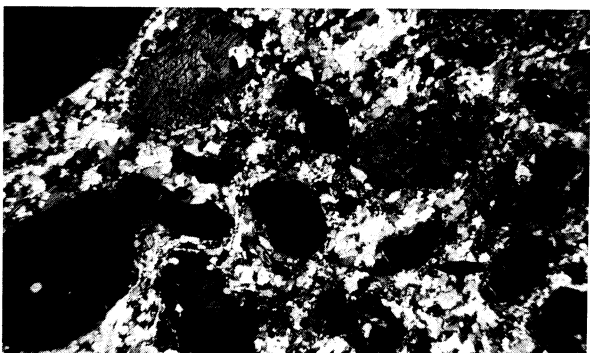
Metagabro bandeado con textura milonítica. Nícoles paralelos X13.

C



Anfibolita de grano fino con textura nematoblástica. Se observan porfiroclastos de hornblenda y granate. Nícoles cruzados X20.

D



Gneis piroxénico. A la derecha de la parte central se observa un porfiroclasto de clinopiroxeno que ha sido sustituido al 50% por hornblenda. Nícoles cruzados X13.

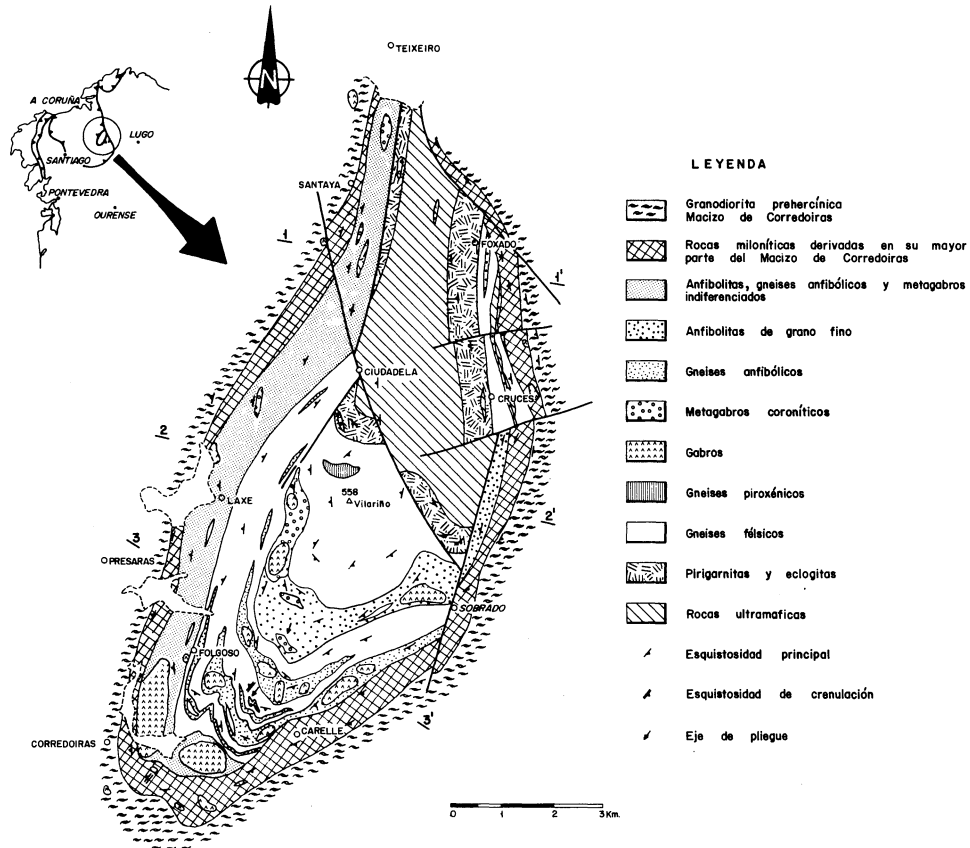


FIG. 1.- Mapa geológico de la región de Sobrado de los Monjes

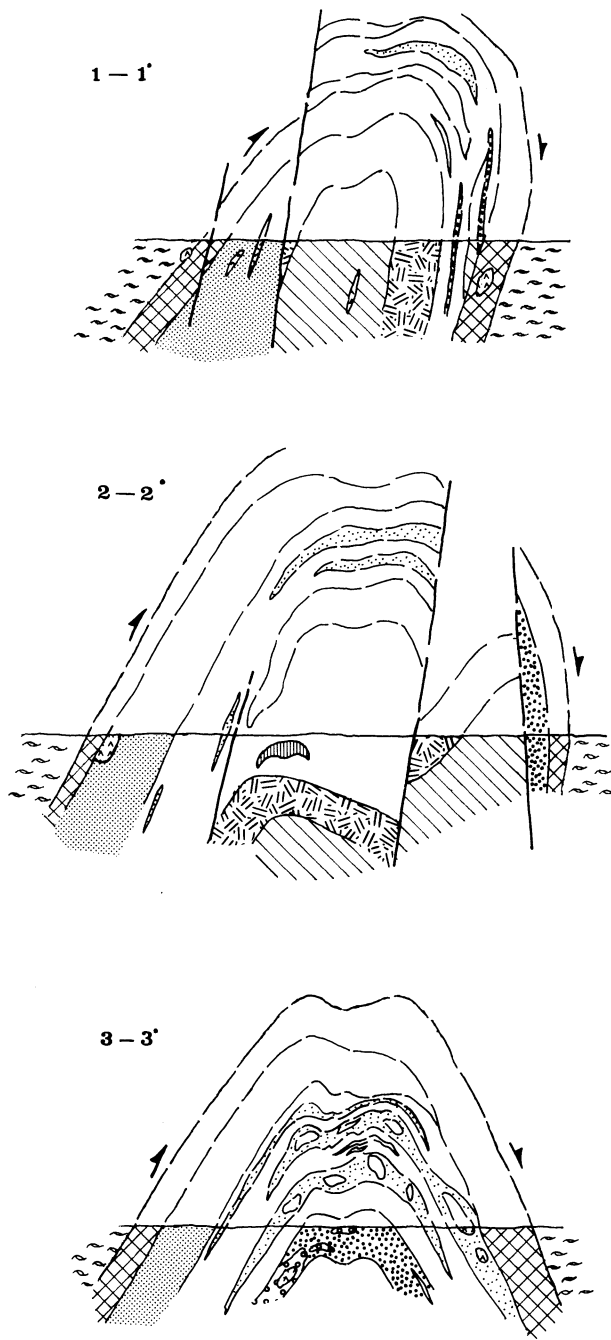


FIG. 2.-Cortes geológicos
 Leyenda como en la Fig.-1

