

PRESENCIA DE *PILLOW*-LAVAS  
EN LAS METAVOLCANITAS SUBMARINAS  
DE LAS PROXIMIDADES  
DE ESPASANTE, CABO ORTEGAL,  
NW DE ESPAÑA

POR

R. ARENAS \* y M. PEINADO \*

## RESUMEN

Se describe por primera vez en el NW de la Península Ibérica una formación metavolcánica submarina constituida, esencialmente, por brechas de *pillows* fragmentadas y volcanitas masivas.

Dos metamorfismos de bajo grado afectan al conjunto anterior:

- El primero ( $M_0$ ) es un evento térmico con las características de un metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico.
- El segundo ( $M_1$ ) es un metamorfismo dinamo-térmico regional similar al que afecta a las series pelítico-samíticas silúricas del flanco W del anticlinal del Barquero.

## ABSTRACT

A submarine metavolcanic formation is described for the first time in NW Iberian Peninsula. It consists mainly of broken pillow breccias and massive flows.

Two low-grade metamorphic events are found in these rocks:

- The first one ( $M_0$ ) is a thermal event displaying features of sea floor hydrothermal metamorphism.
- The second one ( $M_1$ ) is a regional dynamo-thermal metamorphism resembling the one undergone by the Silurian pelitic-psamitic series of the west side of Barquero's anticline.

\* Departamento de Petrología. Facultad de Geología. Universidad Complutense. Madrid.

## INTRODUCCION

El complejo máfico-ultramáfico de Cabo Ortegual es uno de los macizos básicos de edad Paleozoico Inferior (CARLSTEREN, 1977) que afloran en el NW de la Península Ibérica. Su sector oriental, cartografiado en principio por Ho Len Fat (en VOGEL *et al.*, 1967) y que fue denominado después Grupo Moeche (FERNANDEZ POMPA *et al.*, 1976; MARTINEZ GARCIA *et al.*, 1975), está constituido por metasamitas, metapelitas, metavolcanitas, anfibolitas, calizas y serpentinitas.

En base a la fauna existente en calizas asociadas a serpentinitas, se puede asignar una edad Silúrico-Devónico para el conjunto anterior (MEER HOHR, 1975).

La idea de considerar al Grupo Moeche como una *mélange* ofiolítica (BAYER y MATTE, 1979) conjuga satisfactoriamente su carácter de *mélange* tectónica (RIES y SHACKLETON, 1971; ANTHONIOZ y FERRAGNE, 1978) y sus litologías ofiolíticas (ENGELS, 1972; DEN TEX, 1980).

Dentro de la unidad tratada, un afloramiento de dimensiones reducidas ha sido objeto de la atención de algunos autores en los últimos años. Estas litologías se sitúan en las proximidades de Espasante, y forman el acantilado SW de la playa de Santa Eulalia. Es un afloramiento cuya longitud no supera los 150 m. sobre el que se han hecho las siguientes interpretaciones:

- MATTE (1968) considera estos materiales como conglomerados de edad Silúrica deformados por  $F_1$ ; idea mantenida con posterioridad por MATTAUER (1973).

---

FIG. 1.—Metabasalto porfídico de colada masiva. Ejemplar no deformado en el que se observan pseudomorfos de fenocristales de feldespatos y ferromagnesianos.

FIGS. 2-3.—Texturas porfídicas residuales de los metabasaltos. Fenocristales de plagioclasa pseudomorfizada por epidoto-clinozoisita  $\pm$  albita y de ferromagnesianos reemplazados esencialmente por clorita. Obsérvese, en la figura 2, la ligera deformación que afecta a uno de los pseudomorfos.

FIG. 4.—Brecha de pillows poco deformada donde se aprecian almohadas completas de hasta 1 metro de longitud. Es de resaltar la aureola periférica oscura de algunos ejemplares.

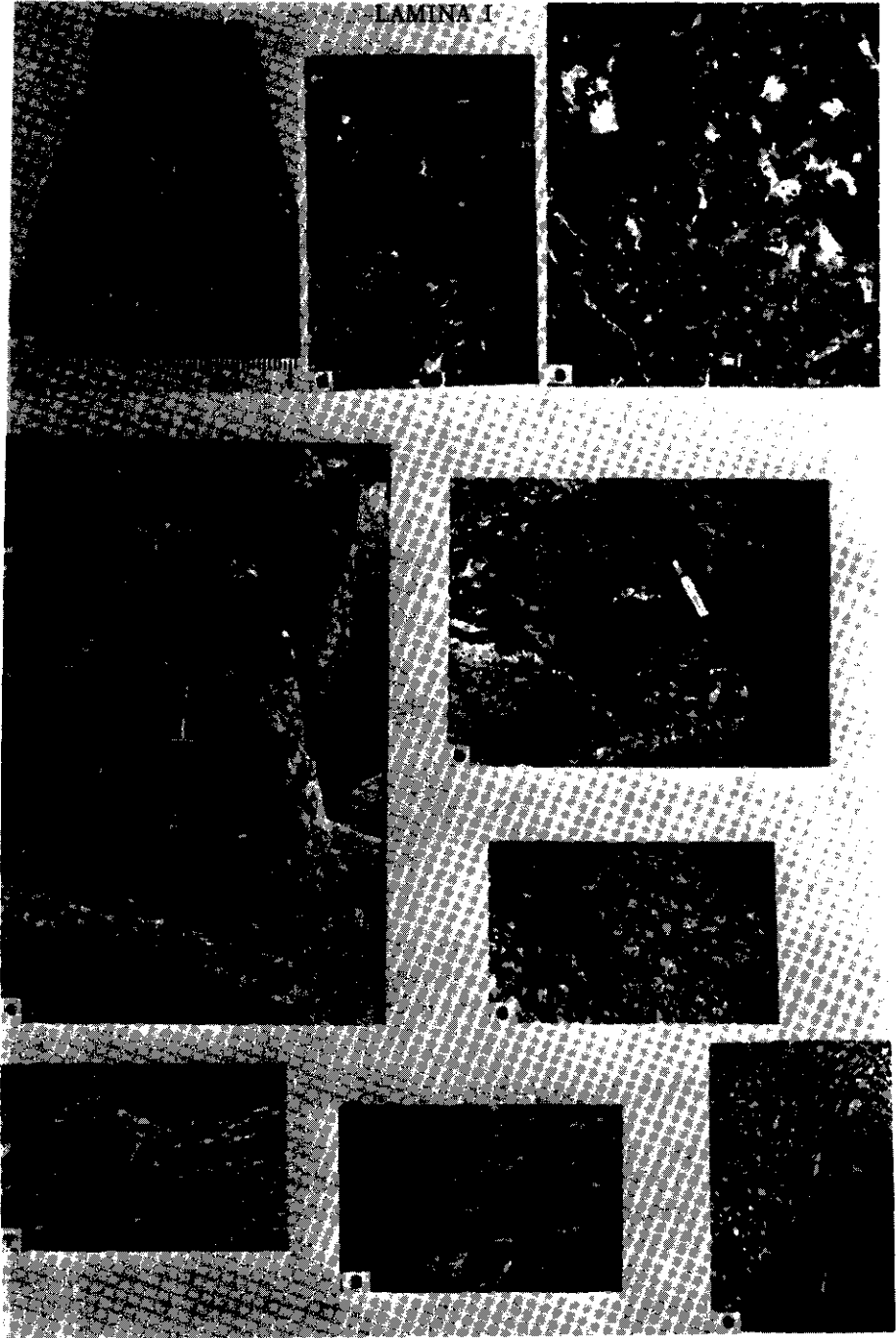
FIG. 5.—Pequeñas pillow lavas incorporadas en la brecha e intersticiales a bloques de tamaño mayor. El carácter porfídico de la volcanita queda de manifiesto en el fragmento del ángulo inferior izquierdo.

FIG. 6.—Otro aspecto de la brecha de pillows. Fragmentos angulosos a subangulosos de reducidas dimensiones.

FIGS. 7-8.—Estiramiento progresivo en la brecha de pillows. La figura 7 procede de un afloramiento próximo situado en la prolongación norte del tratado. Es de resaltar el aspecto acintado que adoptan los bloques en la figura 8.

FIG. 9.—Estiramiento extremo, según estrechas zonas, de la brecha de pillows.

LAMINA I



- ARCE DUARTE *et al.* (1977) encuentran metavolcanitas piroclásticas formadas por tobas y aglomerados, con cantos de hasta 3 cm. La matriz aparece a veces formada por *chert*, por lo que, pese a no encontrar estructuras típicas, opinan que los materiales son submarinos.
- ARPS *et al.* (1977) interpretan el conjunto como una *mélange* volcano-sedimentaria, mientras que Capote (en ANGUITA y MORENO, 1978) considera una *mélange* con fragmentos básicos y ultrabásicos fuertemente estirados.

Las investigaciones actualmente en curso, encaminadas a la tesis doctoral de uno de los autores (R. Arenas), nos permiten ya adelantar algunas interpretaciones sobre las litologías anteriores.

## LITOLOGIAS

La unidad de metavolcanitas tratada representa un bloque tectónico con zonas marginales miloníticas-ultramiloníticas. Estos contactos son zonas de fuerte imbricación tectónica donde, en una extensión no superior a 20-25 m., aparecen esquistos granatíferos, anfibolitas y metagranitoides.

Frente a la complejidad descrita, el interior de la formación estudiada se muestra relativamente simple. Se han observado las siguientes litologías y tipos estructurales:

- Metavolcanitas masivas.
- Brechas.
- Diques.
- Metasedimentos.

Todas ellas están afectadas por una fase de deformación sinmetamórfica y sinesquistosa ( $F_1$ ,  $S_1$ ). Otra fase posterior no metamórfica y rara vez esquistosa repliega a  $S_1$ . A esta fase la denominamos  $F_2$ .

## METAVOLCANITAS MASIVAS

Metavolcanitas masivas, probablemente estructuradas en coladas, ocupan la parte oriental del afloramiento (muro estructural). Pese a la fuerte transformación sufrida aún es posible distinguir su carácter original de basaltos plagioclásicos. Aunque algunos autores (ROCCI, en GIROD *et al.*, 1978) consideran que la denominación de espilitas es la más apropiada para rocas similares a las tratadas, en el presente trabajo se prefiere la utilización del término metabasalto.

Los metabasaltos masivos son de color verde claro y textura blastoporfídica (Fig. 1). En los casos en que la orientación es escasa o inexistente se observan fenocristales originales (Figs. 2 y 3) que alcanzan hasta 2,5 mm. de longitud y de los que, pese a la transforma-

ción, se reconocen dos tipos:

- pseudomorfos de feldespatos,
- pseudomorfos de ferromagnesianos.

En el primer caso se trata de gruesas plagioclasas macladas y raramente zonadas, con bordes que pueden llegar a ser idiomorfos; están parcial o totalmente transformadas a un agregado microcristalino de epidota-clinozoisita  $\pm$  albita. Son, con diferencia, los fenocristales más abundantes.

Los segundos están constituidos por agregados de grano fino con clorita  $\pm$  albita  $\pm$  epidota-clinozoisita  $\pm$  opacos  $\pm$  mica marrón. Los fenocristales reemplazados son de hábito prismático o subredondeado con dimensiones más pequeñas que los de plagioclasa. El mineral original pudo tratarse de piroxeno y/o olivino, de los que no se ha encontrado restos. La matriz desorientada sobre la que se disponen los fenocristales es de grano fino o microcristalina, está totalmente recristalizada a epidota-clinozoisita + clorita + albita + opacos  $\pm$  cuarzo.

Los tipos más deformados muestran una esquistosidad  $S_1$  bien definida que rodea a los pseudomorfos de fenocristales. Esta  $S_1$  nace por neorecristalización y orientación de los elementos de la matriz desorientada; lo que hace que, en casos extremos, la roca quede muy transformada y sin ninguna huella de su textura original. La paragénesis neoformada es epidota-clinozoisita + clorita + albita con opacos  $\pm$  esfena  $\pm$  mica marrón, como accesorios. Todos los minerales son también de grano fino a microcristalinos.

La albita y epidota-clinozoisita son xenoblásticos y muy abundantes.

La clorita, en lepidoblastos, define  $S_1$ , estando acompañada en alguna ocasión por mica marrón.

El cuarzo es xenomorfo y aparece en cantidades variables, aunque accesorias, presentando ligera recristalización.

De los datos anteriores se deduce la presencia en estas rocas de dos paragénesis muy similares y de grado bajo.

La recristalización que da lugar a la primera paragénesis no va acompañada de deformación, limitándose su efecto a la pseudomorfosis de la textura volcánica original. A partir de este momento, denominaremos  $M_0$  al evento térmico que origina la fenomenología anterior.

La paragénesis segunda, observable en los tipos deformados, se diferencia de la anterior en su carácter dinamo-térmico. Se produce por recristalización de los minerales formados en  $M_0$  durante la deformación que hemos denominado  $F_1$ . Los minerales neoformados en este evento ( $M_1$ ) crecen con marcada orientación, por lo que son bien distinguibles de las asociaciones desorientadas de  $M_0$ .

En las volcanitas masivas, las diferencias mineralógicas entre las paragénesis de  $M_0$  y  $M_1$  son tan escasas que la distinción entre ellas sólo es posible gracias a la conservación en las coladas de sectores no deformados por  $F_1$ . Estos sectores, con valores de porosidad y/o permeabilidad fuertemente reducidas por  $M_0$ , se muestran desfavorables para alcanzar un reequilibrio durante una fase de deformación que no llega a orientarlas, de manera similar al proceso descrito por MUNHA y KERRICH (1980).

## BRECHAS

Las rocas metavolcánicas fragmentarias básicas empiezan a aparecer como escasos y finos niveles intercalados en las volcanitas masivas. En estos niveles el tamaño de los fragmentos es reducido. Posteriormente, de manera gradual, su abundancia aumenta, resultando la litología dominante sobre el afloramiento.

Los fragmentos básicos son de color verde claro, con tamaños variables de milimétricos a métricos y formas de angulosas a subredondeadas. Se disponen en una matriz generalmente tobácea muy heterogénea de color verde claro a negro.

El tamaño y abundancia de fragmentos mayores frente a matriz microfragmentaria es muy variable en cada sector, por lo que los tipos estructurales son muchos.

En algunos niveles, entre los materiales brechoides, se distinguen *pillow* lavas completas con una aureola interior oscura de dimensión centimétrica. Estos *pillows* llegan a alcanzar en los casos extremos 1,5 m. de diámetro. Gracias a ellas es posible identificar al conjunto metavolcánico fragmentario como una brecha de *pillow* rotas («broken pillow breccia», de CARLISLE, 1963) en la que se conservan algunas almohadas completas (Figs. 4 y 5).

La intensidad de la deformación que afecta a la brecha de *pillow* es muy variable de un punto a otro, observándose todas las transiciones posibles entre tipos no deformados (Fig. 6) y otros con fuerte estiramiento (Figs. 7 y 8). Este estiramiento puede actuar en estrechos dominios (incluso centimétricos) o a mayor escala, produciendo siempre una marcada textura *flaser* (Fig. 9) por alargamiento de los fragmentos.

El caso extremo de deformación convierte a la brecha de *pillows* en una roca bandeada en tonos claro-oscuros por alternancia muy estirada de fragmentos y matriz.

Pese a que las imbricaciones fragmentos-matriz son profundas y a menudo la diferencia entre ellos sólo obedece al grado de fragmentación, haremos un tratamiento separado de los mismos.

## FRAGMENTOS

Aunque los fragmentos y *pillow* mayores presentan con frecuencia una textura blastoporfídica y una composición muy similar a la de las metavolcanitas masivas, hay también tipos no porfídicos de grano fino.

En algunos puede reconocerse una textura criptocristalina que refleja carácter original vítreo.

La presencia de abundantes fragmentos no deformados hace posible de nuevo la distinción entre  $M_0$  y  $M_1$ , aunque los dos procesos metamórficos producen la misma paragénesis general: epidota-clinozoisita + clorita + albita + sericita y opacos + esfena, como accesorios.

La gran cantidad de albita y sericita (mineral este último ausente en las volcánitas masivas) es característica de los fragmentos de la brecha. Los porcentajes de estos dos minerales entre los distintos fragmentos son muy variables.

Un hecho corriente en los fragmentos es la presencia de aureolas externas de diferentes composiciones (Fig. 10). Su anchura es muy variable según el tamaño de los fragmentos, pero en ningún caso supera los 2-3 cm. en las *pillows* de mayor tamaño.

Las aureolas más frecuentes y continuas son ricas en clorita (Figura 11), y en ellas crecen granates idioblásticos de hasta 0,025 mm. de diámetro (Figs. 11 y 12). Estos granates, que también aparecen en fragmentos cloríticos en las matrices tobáceas, desaparecen cuando la roca brechoide recrystaliza y se orienta por efectos de  $F_1$ . Esto puede sugerir la relación del granate con la fase de metamorfismo atectónico  $M_0$  y falta de condiciones para su estabilidad en  $M_1$ .

Son también frecuentes las aureolas ricas en epidota-clinozoisita, sericita u opacos, pudiendo coexistir varias aureolas concéntricas en un único fragmento.

## MATRIZ

Dos tipos de matrices se reconocen en la brecha de *pillows*:

- Matriz tobácea volcánógena.
- Matriz no tobácea.

La matriz tobácea volcánógena es la más frecuente, estando constituida por agregados de microfragmentos (Figs. 13 y 14) de composición similar a la descrita para los de mayor tamaño.

Son comunes también los fragmentos monominerales cloríticos o con clorita y opacos.

Esta matriz tiene todas las características de una hialoclastita recristalizada y transformada.

La matriz de aspecto no tobáceo aparece en niveles aislados, empastando brechas. Se reconocen dos tipos composicionales distintos:

a) Agregados homogranulares de grano fino de cuarzo. Aparecen empastando fragmentos de muy variable tamaño (Figs. 15 y 16) o como microfragmentos angulosos o subredondeados incorporados en la matriz tobácea (Fig. 14) esencialmente volcánógena. Se contemplan dos posibilidades genéticas para estos materiales: procedencia a partir de sedimentos tipo chert o silicificaciones posteriores a la emisión y anteriores a  $M_1$ .

Aunque la primera posibilidad ya fue sostenida por ARCE DUARTE *et al.* (1977), no podemos por el momento inclinarnos por una de las dos posibilidades.

b) Rocas esquistosas oscuras de grano fino constituyen algunas de las matrices de la brecha, sobre todo allí donde se conservan las *pillows* de mayor tamaño. Están constituidos por la siguiente asociación: mica blanca + cuarzo + clorita + epidota-clinozoisita y hematites + albita como accesorios.

La mica blanca en lepidoblastos muy orientados es la fase dominante.

El color oscuro de la roca se debe a la elevada cantidad de hematites (I. Ref. 25-26 %, MDU 930-950).

Dada su alta proporción de micas y escasos contenidos en albita y epidota-clinozoisita, parece posible interpretar estos materiales como

---

FIG. 10.—*Microbrecha de pillows con fragmentos angulosos donde se aprecia la aureola externa clorítica.*

FIG. 11.—*Aspecto microscópico de la figura anterior. Aureola clorítica sobre la que crecen pequeños granates.*

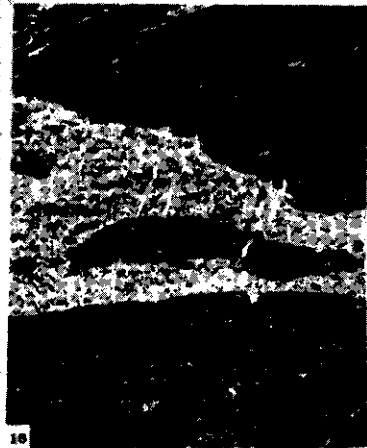
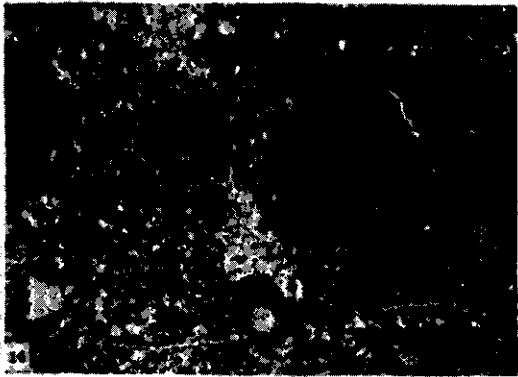
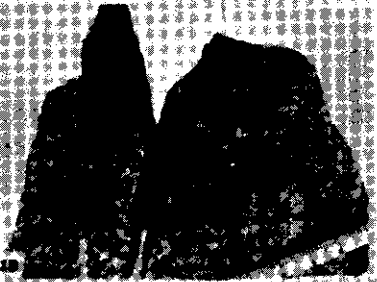
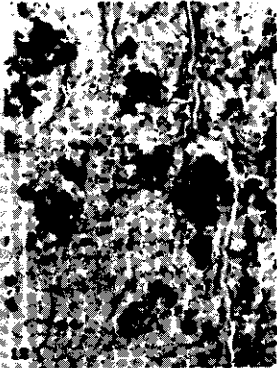
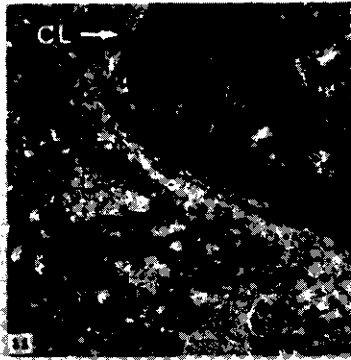
FIG. 12.—*Detalle de la aureola clorítica que muestra la morfología y disposición de los granates.*

FIGS. 13-14.—*Aspecto macro y microscópico de la matriz tobácea que empasta fragmentos redondeados. En la figura 14, el fragmento anguloso del borde inferior derecho es un agregado granoblástico de cuarzo.*

FIGS. 15-16.—*Aspectos macro y microscópico de la matriz silícea.*



LAMINA II



derivados del metamorfismo de sedimentos pelíticos; no obstante, no se puede, por el momento, descartar una génesis debida a la recristalización de vidrios palagonitizados.

## DIQUES

Las brechas, volcanitas masivas y sedimentos están atravesados por un número considerable de diques de composición basáltica y potencia comprendida entre los pocos centímetros y los 2 m. (Fig. 17). Su relación genética con los otros materiales ígneos parece clara.

Son rocas oscuras, de colores verdosos y variablemente deformadas. La orientación sólo afecta por completo a los diques menos potentes, siendo muy común que los núcleos de los diques más gruesos permanezcan indeformados. Esto hace que sea conveniente el tratamiento por separado de la evolución sufrida por bordes y zonas centrales.

## ZONAS INTERNAS NO DEFORMADAS

La textura ígnea original aparece completamente pseudomorfizada por una mineralogía de grado bajo. La roca original más frecuente poseía textura diabásica de grano fino. También hay tipos porfídicos (Fig. 18) con fenocristales de plagioclasa, nunca muy abundantes, de hasta 0,5 cm. en una matriz idéntica a la anterior (Fig. 19).

La plagioclasa, tanto en matriz como en fenocristales, aparece pseudomorfizada perfecta y totalmente por epidota-clinozoisita  $\pm$  albita. Intersticiales entre ellas hay agregados de clorita, con opacos, epidota-clinozoisita y albita en proporciones menores, que probablemente son el resultado de la transformación de clinopiroxeno.

La transformación pseudomórfica de la textura primitiva de los diques es mucho más conservadora de texturas originales que la observada en volcanitas masivas y brechas (Fig. 20).

---

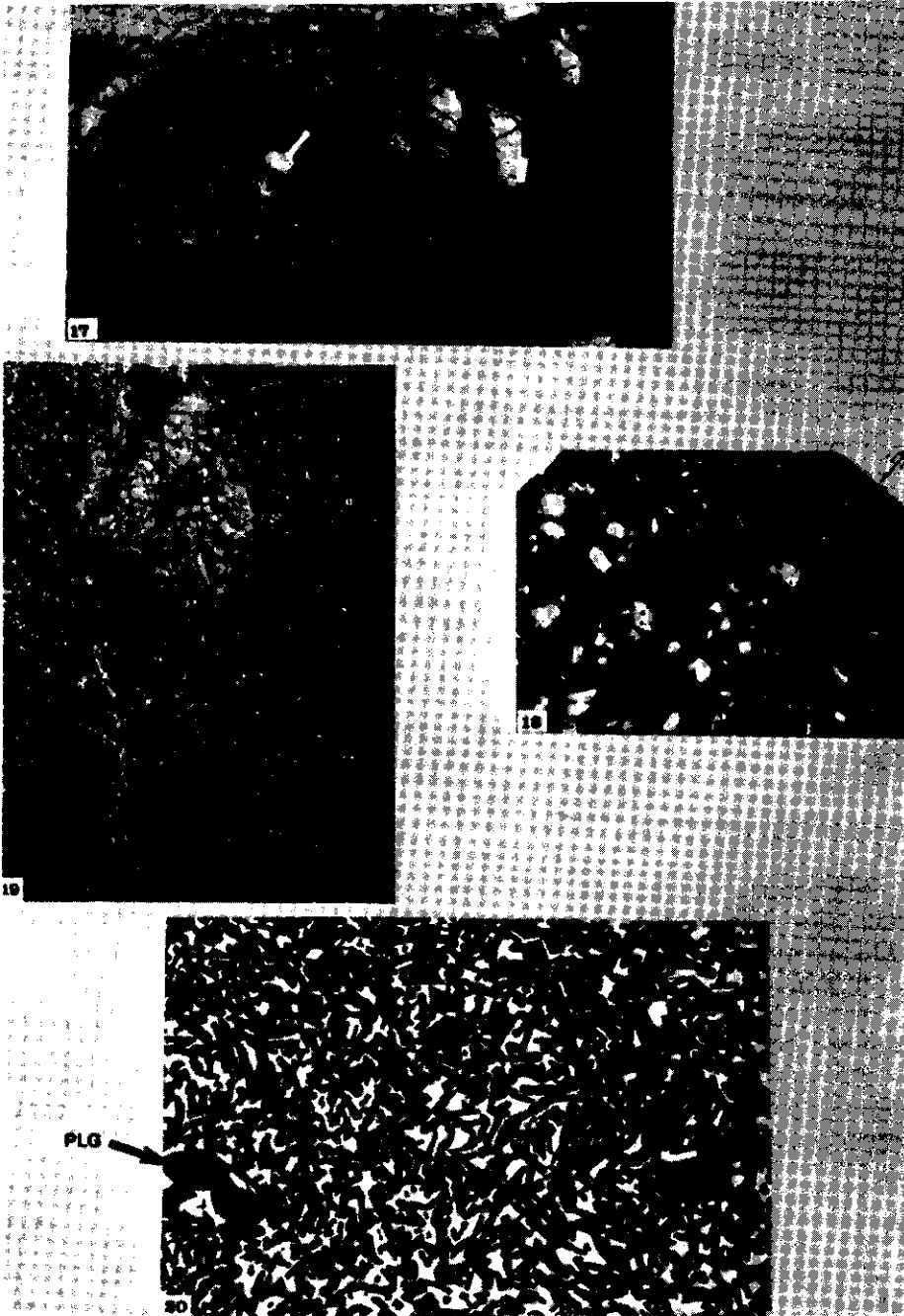
FIG. 17.—*Dique basáltico cortando a metavolcanitas masivas.*

FIG. 18.—*Metabasalto porfídico de dique. Los fenocristales son pseudomorfos de plagioclasa.*

FIG. 19.—*Pseudomorfos de fenocristales de plagioclasa. La matriz, aunque totalmente reemplazada, conserva su textura diabásica original.*

FIG. 20.—*Aspecto de la textura diabásica dominante en los diques. Microlitos plagioclásicos pseudomorfizados con agregados intersticiales (en blanco en el esquema) resultado del reemplazamiento de ferromagnesianos.*

LAMINA III



La paragénesis metamórfica asignada a la primera etapa, única existente aquí, es la siguiente: epidota-clinozoisita + clorita + albita con opacos + esfena  $\pm$  cuarzo como accesorios.

La cantidad de albita es mucho menor que en las lavas y brechas.

## BORDE DE DIQUES

Aparecen fuertemente estirados y esquistosados por  $F_1$ . La esquistosidad rodea y aplasta los pseudomorfos de fenocristales, enmascarando su forma primitiva. Los pseudomorfos de microlitos de la matriz llegan a desaparecer por recristalización.

La paragénesis neoformada en  $M_1$  es la siguiente: epidota-clinozoisita + clorita + albita + anfíbol verde y cuarzo + opacos + esfena como accesorios.

El anfíbol subidioblástico de hasta 0,25 mm. de longitud es de tipo actinolítico, define la  $S_1$  junto con lepidoblastos de clorita.

La albita y los minerales del grupo de la epidota aparecen en xenoblastos finos dispersos.

Si hasta el momento la distinción entre  $M_0$  y  $M_1$  obedecía sobre todo a criterios texturales, es en los diques donde este hecho es más evidente. En efecto, no sólo puede observarse aquí cómo  $M_1$  progresa hacia el interior de los diques reorientando y recristalizando la paragénesis de  $M_0$ , sino que además estas asociaciones minerales son distintas. Las condiciones genéticas de ambas siguen siendo de grado bajo, equistos verdes, si bien en la segunda etapa se neoforma actinolita.

## METASEDIMENTOS

Hay capas métricas de esquistos oscuros en varios puntos del afloramiento. Las mejor expuestas se sitúan a techo estructural de las coladas masivas, en la zona donde éstas pasan a brechas de *pillows* dominantes.

Las repeticiones tectónicas hacen imposible la determinación del número de niveles existentes.

Presentan la misma paragénesis, texturas y composición que los esquistos descritos como matriz de las brechas, y se interpretan del mismo modo.

## DISCUSION

La aparición en ambiente submarino de basaltos con las típicas estructuras *pillow*, junto a otros organizados en coladas masivas, es

un fenómeno bien conocido, tanto en ofiolitas (LIOU *et al.*, 1977) como en los *ridges* oceánicos actuales de velocidad de expansión intermedia (JUTEAU, 1981). Este último autor considera que la velocidad y cantidad de magma emitido son los factores que determinan la formación de una volcánita masiva o de *pillow* lavas.

La posible existencia de metapelitas hematíticas en capas individuales o en las matrices de la brecha de *pillows* no es un fenómeno exclusivo de estas volcánitas (LIOU, *op. cit.*), pero introduce complicaciones en el esquema. Estos materiales pueden representar interrupciones de la emisión o emisión sobre un fondo con sedimentos, para el caso respectivo de las metapelitas en capas o en matrices de brecha.

La profundidad a la que tuvo lugar la actividad volcánica no se puede calcular con exactitud. No obstante, si consideramos que la ausencia de vesiculación indica que la fase gaseosa permaneció disuelta en el magma, podemos suponer una emisión profunda. La profundidad mínima por debajo de la que el manto acuoso impide la desgasificación ha sido estimada por algunos autores en unos 2.000 m. (ARAÑA y LOPEZ RUIZ, 1974).

El aumento progresivo de la cantidad de cuarzo, albita y sericita desde los diques a las brechas sugiere que estas últimas han sufrido una transformación importante en algún momento pre  $F_1$ . Dado que la transformación aumenta con el grado de «extrusividad» del material, es lógico pensar que el factor que la motiva es exterior a las rocas ígneas.

Transformaciones similares a las encontradas por nosotros y crecientes desde los sills a las coladas han sido ya citadas en la Península Ibérica, dentro de la faja pirítica del SW, por MUNHA (1979) y MUNHA y KERRICK (1980).

Las transformaciones anteriormente descritas (ampliamente denominadas en la bibliografía espilitización, proceso sintetizado en Amstutz, 1974) pueden, en nuestro caso, ser producidas en el proceso de hidratación que posibilita las paragénesis de  $M_0$ .

Un metamorfismo con las características de  $M_0$  (atectónico, de grado bajo y capaz de conservar perfectamente las texturas) corresponde a un metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico (BONATTI *et al.*, 1975; ROCCI, en GIROD *et al.*, 1978). Los elevados gradientes necesarios para el mismo (UPTON, en GIROD *et al.*, 1978) sólo pueden conseguirse en zonas submarinas de gran flujo térmico motivado por fuerte actividad ígnea. Zonas de este tipo se encuentran actualmente en las proximidades de islas o archipiélagos oceánicos tipo Hawaii, en dorsales asísmicas, en fallas transformantes y, sobre todo, en *ridges* centrooceánicos, donde el metamorfismo hidrotermal está ampliamente desarrollado (COLEMAN, 1977).

Por el momento no podemos escoger entre las posibilidades apuntadas el marco correcto para  $M_0$ .

La edad de los eventos metamórficos considerados queda muy imprecisa, aunque se puede conseguir cierta aproximación. El metamorfismo regional de grado bajo que afecta a las series silúricas pelítico-samíticas en el flanco W del anticlinal del Barquero es de edad hercínica (MATTE, 1968). Si se acepta la identidad de ese metamorfismo con nuestro  $M_1$ , su momento queda bien fijado. El metamorfismo  $M_0$  se produjo, por lo tanto, en algún momento indeterminado anterior a  $M_1$ .

Muchas interrogantes quedan aún planteadas en la formación descrita. Esperamos que los trabajos actualmente en curso, en formaciones similares dentro de la misma unidad, aporten nuevos datos.

## AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento al profesor J. M.<sup>a</sup> Fúster por la revisión crítica del manuscrito y a J. L. Barrera y C. López Ramos por su ayuda en los trabajos de campo.

J. Locutura y F. Tornos, del IGME, aportaron el estudio de minerales opacos en probeta pulida.

J. Sánchez realizó la labor fotográfica.

## BIBLIOGRAFIA

- AMSTUTZ, G. C. (1974): *Spilites and spilitic rocks*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 482 págs.
- ANGUITA, F., y MORENO, F. (1978): *Geología. Procesos internos*. Edit. Luis Vives, Zaragoza, 200 págs.
- ANTHONIOZ, P. H., y FERRAGNE, A. (1978): «Le Precambrien polymétamorphique allochtone du nord-ouest de la Peninsule Ibérique, témoin d'une nappe de charriage caledoniense?». *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos*, 27, 25-39.
- ARCE DUARTE, J. M.; FERNÁNDEZ TOMÁS, J.; MONTESERÍN, V., y PEINADO, M. (1977): *Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 2 (07-02) a escala 1 : 50.000 (Cillero)*. IGME.
- ARAÑA, V., y LÓPEZ RUIZ, J. (1974): *Volcanismo. Dinámica y petrología de sus productos*. Ediciones Istmo, 481 págs.
- ARPS, C.; VAN CALSTEREN, P.; HILGEN, J.; KUIJPER, R., y TEX, E. Den (1977): «Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide». *Leidse Geol. Mededelingen*, 51, 63-94.
- BAYER, R., y MATTE, Ph. (1979): «Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (Northwest Spain) a nappe emplaced during a variscan obduction? A new gravity interpretation». *Tectonophysics*, 57, 9-18.

- BONATTI, E.; HONNOREZ, J.; KIRST, P., y RADICATI, F. (1975): «Metagabros from the mid-Atlantic ridge at 06° N contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley». *Journal of Geol.*, 83, 61-78.
- CALSTEREN, P. W. C. Van (1977): «Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other preexisting elements in the Hercynian basement of Galicia (NW Spain)». *Leidse Geol. Mededelingen*, 51, 1, 57-61.
- CARLISLE, D. (1963): «Pillow-breccias and their aquagene tuff, Quadra Island, British Columbia». *Journal of Geol.*, 71, 1, 48-71.
- COLEMAN, R. G. (1977): *Ophiolites*. Springer Verlag, Berlín, 229 págs.
- DEN TEX, E. (1980): «Un esquema del estado actual de la investigación geológica en Galicia». *Cuader. Labor. Xeol. Laxe*, 1, 323-338.
- ENGELS, J. P. (1972): «The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain). A structural and petrofabric study». *Leidse Geol. Mededelingen*, 48, 83-133.
- FERNÁNDEZ POMPA, F.; MONTESERÍN, V., y PEINADO, M. (1976): *Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 7 (06-03) a escala 1 : 50.000 (Ce-deira)*. IGME.
- GIROD, M.; BAILEY, D. K.; BAKER, P. E.; FISCHER, R. V.; MAURY, R.; ROCCI, M.; SCHMINCKE, H., y UPTON, B. G. (1978): *Les roches volcaniques. Petrologie et cadre structural*. Doin Editeurs, París, 239 págs.
- JUTEAU, Th. (1981): «El nacimiento de la corteza oceánica». *Mundo Científico*, 1, 21-30.
- LIU, J. G.; LAN, Ching-Ying; SUPPE, J., y ERNST, W. G. (1977): «The east Taiwan ophiolite its occurrence, petrology, metamorphism, and tectonic setting». *Mining Res. Serv. Organ. Industrial Technology Research*, Institute Taipei, Taiwan, Rep. of China, 212 págs.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E.; FERNÁNDEZ POMPA, F.; ARCE, M.; FERNÁNDEZ MARTÍNEZ, F.; FERNÁNDEZ TOMÁS, J., y MONTESERÍN, V. (1975): «Nuevos datos para la interpretación del complejo básico de Cabo Ortegal (Galicia, noroeste de España)». *Tecniterrae*, 7, 8-12.
- MATTAUER, M. (1973): *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Hermann, París, 493 págs.
- MATTE, Ph. (1968): «La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Travaux du Laboratoire de Geol. Fac. Sci. Grenoble*, 44.
- MUNHÁ, J. (1979): «Blue amphiboles metamorphic regime and plate tectonic modelling in the Iberian pyrite belt». *Contr. Mineral. Petrol.*, 69, 279-289.
- MUNHÁ, J., y KERRICH, R. (1980): «Sea water basalt interaction in spilites from the Iberian pyrite belt». *Contr. Mineral. Petrol.*, 73, 191-200.
- RIES, A. C., y SHACKLETON, R. M. (1971): «Catazonal complexes of north west Spain and North Portugal, remnants of Hercynian thrust plate». *Physical Science*, 234, 47, 65-68.
- VAN DER MEER MOHR, C. G. (1975): «The palaeozoic strata near Moeche in Galicia, NW Spain». *Leidse Geol. Mededelingen*, 49, 3, 487-497.
- VOGEL, D. E.; ENGELS, J. P.; HO LEN FAT, A. G. (1967): *Geological map of the area around Cabo Ortegal (Spain)*. Publ. by the Geol. Instit. Leiden.
- WINKLER, H. G. F. (1978): *Petrogénesis de rocas metamórficas*. H. Blume Edic., 346 págs.