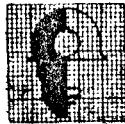


MAPA GEOLOGICO DE ESPANA
INFORMACION COMPLEMENTARIA

SAN MARTIN DE OSCOS
(49) (09-05)

EL METAMORFISMO Y LAS ROCAS IGNEAS
EN LA HOJA DE SAN MARTIN DE OSCOS

1.976



IMINSA

.1.

- 20049

HOJA 49 (09-05)

SAN MARTIN DE OSCOS

INFORMACION COMPLEMENTARIA



IMINSA

.2.

-20049

INFORME SOBRE EL METAMORFISMO Y ROCAS IGNEAS

EN LA HOJA DE SAN MARTIN DE OSCOS



INDICE

1. ROCAS IGNEAS

1.1. Descripción microscópica

1.2. Diagnóstico

2. METAMORFISMO

2.1. Asociaciones metamórficas

2.2. Relaciones entre cristalización mineral y deformación

3. METAMORFISMO DE CONTACTO

4. BIBLIOGRAFIA



1. ROCAS IGNEAS

Dentro de las Pizarras de Luarca en los alrededores de Villarquille (al s. de San Martín de Oscos) y en algunos de los sondeos realizados por IMINSA, se encuentran unas rocas probablemente de origen volcánico, que constituyen las únicas rocas ígneas de la hoja.

Se trata de una roca granuda de grano medio a fino y de color verdoso (más claro en muestras alteradas), a veces casi gris oscuro. La textura es orientada, presentando una esquistosidad no muy marcada y debida a la orientación sub-parallel a anfíboles y filosilicatos.

1.1. Descripción microscópica

Se han encontrado cuatro tipos diferentes:

a).- Roca bastante homogénea que corresponde a las muestras de grano medio más oscuras y menos alteradas. Se caracteriza por la abundancia de anfíbol, generalmente en cristales bien desarrollados de tipo prismático, incoloro y que corresponde a una tremolita. Estos cristales alcanzan tamaños de más de 1 mm. Entre éstos se encuentra un agregado de textura muy fina a base de laminillas o pajuelas con disposición entrecruzada, que se ha identificado como serpentina, aunque no se excluye que exista también clorita. Se encuen-



tra a veces biotita (ocasionalmente puede ser el mineral más abundante después del anfíbol) y sericita. Como accesorios se encuentran: esfena, minerales opacos (en forma de agregados granulares o masas compactas), talco, epidota, carbonato (casi siempre) y, algunas veces, cuarzo.

b).- Roca bastante heterogénea constituida esencialmente por anfíbol, biotita y plagioclasas alteradas. El anfíbol es verdoso y de tipo fibroso, se ha identificado como actinolita. La biotita, muy poco pleocroica, se presenta en forma de laminillas de diferente desarrollo; su tamaño varía mucho en las muestras estudiadas. A veces tiene un marcado carácter intersticial y otras parece formarse sobre el anfíbol. Las plagioclasas aparecen bastante alteradas estando reemplazadas por biotita, sericita, algo de talco. Como accesorios existen minerales opacos, esfena, bastante frecuente, y raramente carbonato.

c).- Petrográficamente es semejante al tipo "b" en cuanto a textura y existencia de restos de plagioclasa. El anfíbol, mineral más abundante, que se presenta en forma fibrosa y en cristales prismáticos bien desarrollados, parece corresponder a una tremolita. Entre los anfíboles y las plagioclasas



clasas existe una masa sericítica de grano muy fino con algo de clorita y serpentina. Existe también talco, epidota, esfena, minerales opacos y biotita escasa.

d).- Solamente se ha encontrado una muestra que corresponde a uno de los sondeos. Se trata de una roca constituida esencialmente por plagioclasas con textura diabásica bastante cataclástica. Entre los cristales de éstas existe una masa de grano muy fino constituida a base de clorita, epidota, sericita y carbonatos.

1.2. Diagnóstico

Los conjuntos mineralógicos observados son bastante parecidos si exceptuamos las plagioclasas. Las diferencias se deben únicamente a proporciones variables de los minerales - principales.

Las paragénesis que caracterizan a esta roca (a base de anfíbol tipo tremolita o actinolita, serpentina, biotita, talco, minerales opacos, esfena, a veces carbonato, a veces cuarzo) son típicas de metamorfismo regional, facies de los esquistos verdes, originadas en presencia de abundante H_2O y de CO_2 , a partir de rocas básicas y ultrabásicas, Las rocas que conservan plagioclasas de la paragénesis original podrían



formarse a partir de diabasas pero la paragénesis anfíbol-serpentina corresponde más bien a rocas más básicas, probablemente de tipo peridotítico.

Posteriormente a la formación de los minerales principales estas rocas han sufrido una tectonización que se manifiesta sobre todo en los cristales prismáticos de anfíbol que aparecen curvados y flexionados e incluso rotos. - Son frecuentes las fisuraciones, a veces orientadas subparalelamente y que en algunos casos aparecen llenas por minerales opacos y más frecuentemente por cuarzo o carbonatos.



2. METAMORFISMO REGIONAL

Esta hoja se encuentra situada geológicamente dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa y sus características respecto al metamorfismo son las correspondientes a la parte más oriental de esta zona; esto es, se encuentra siempre dentro de un dominio epizonal y las paragénesis metamórficas nunca superan la facies de los esquistos verdes. Los diversos materiales que afloran en este área como consecuencia del metamorfismo y la deformación se transforman en cuarcitas o metapsamitas con fabrics anisótropas y en filitas con un desarrollo cristalino y generalmente muy incipiente.

2.1. Asociaciones metamórficas

Dentro de las rocas psamíticas y pelíticas, las asociaciones metamórficas que se han encontrado en el estudio de estas rocas son las siguientes (siempre se considera el cuarzo como una fase mineral de exceso en todas):

Clorita-sericitas
Clorita-sericitas-microclina
Clorita-sericitas-albita
Sericita-albita-microclina
Biotita-clorita-sericitas
Biotita-clorita-sericitas-albita



Biotita-microclina-albita

Biotita-sericitia

Cloritoide-clorita-moscovita

Cloritoide-sericitia

Además de estos minerales tipomorfos y esenciales, en las paragénesis se presentan una serie de accesorios como rutilo en cristales aciculares más o menos alargados, circón, turmalina, apatito, óxidos de hierro y grafito. El rutilo, - es en alguna lámina delgada, particularmente abundante y sin excepción se trata de un mineral pretectónico.

De acuerdo con estas paragénesis se puede deducir que - en esta hoja está representada la zona de la biotita y la zona de la clorita; sin embargo sobre el terreno, las paragénesis que ocupan la mayor parte de la superficie son las correspondientes a la zona de la clorita mostrando la biotita una disposición errática y bastante irregular de manera que es imposible trazar el límite entre ambas zonas y limitándose el mapa del metamorfismo, por tanto, a señalar puntualmente la aparición de uno u otro mineral. La biotita parece en algunas muestras aisladas relacionada genéticamente con óxidos de -- hierro por lo que se puede pensar que se ha nucleado más fa-cilmente en donde existían estos. Igualmente la biotita se - encuentra con formas cristalinas mejor desarrolladas en los



niveles psamíticos por lo que es posible un control químico en su aparición y desarrollo, siendo este control químico - debido fundamentalmente a la presencia de iones K^+ que vienen ligados a la presencia de microclina en estos niveles.

Las paragénesis con cloritoide son muy escasas y vienen condicionadas sin duda por la composición química de las rocas en las que se encuentran: pelitas ricas en Fe y Al y pobres en álcalis. De todas formas en una ocasión se ha observado una asociación: cuarzo-sericita-clorita-biotita-cloritoide en la que coexistían biotita y cloritoide. Este caso se podría explicar por la existencia de un equilibrio en mosaico con lo que en realidad existirían dos asociaciones: una con biotita y otra con cloritoide; naturalmente ambos - minerales no se encuentran en relación de contacto.

2.2. Relación entre cristalización mineral y deformación

De acuerdo con las relaciones que guardan la cristalización de los diferentes minerales con la deformación se -- puede deducir una secuencia relativa de cristalización de - los mismos en el tiempo. La cristalización más precoz corresponde a la clorita, excluyendo al rutilo debido a la posibilidad de que sea un mineral de origen autigeno (FIGUEROLA & MARTIN CALVO, 1969); aquél mineral aparece muy frecuentemen



te con sus superficies de exfoliación paralelas entre sí en una serie de cristales y formando un ángulo constante con respecto a los minerales sintectónicos con la esquistosidad de flujo, estos cristales son igualmente más abundantes en determinados niveles que son, en ocasiones, paralelos a niveles con mayor proporción de cuarzo, estos hechos pueden ser interpretados como una blástesis de clorita ya anterior o durante la primera fase de deformación que origina la esquistosidad de flujo. El carácter preTECTÓNICO de los cristales viene confirmado por los signos de deformación precristalina que presentan, como son plegamiento de los cristales, extinción ondulante y sombras de presión bien desarrolladas. En muchos casos y casi exclusivamente en niveles de la Serie de los Cabos estos cristales de clorita se presentan como porfidoblastos aislados rodeados por los otros minerales -- que forman la esquistosidad de flujo.

Fundamentalmente la esquistosidad de flujo viene definida por la moscovita que se encuentra totalmente recristalizada definiendo las superficies de esquistosidad y por el cuarzo que cuando existe puede llegar a formar cristales muy alargados y fusiformes, también define la esquistosidad parte de la clorita recristalizada junto con moscovita. Estos minerales citados se interpretan como cristalizados sintec-



tónicamente.

Posteriormente a la formación de la esquistosidad de flujo cristaliza la mayor parte del cloritoide, aunque en algunos cristales existen sombras de presión incipientes pudiendo ser, por tanto, la cristalización de este mineral en parte sintectónica. También en algunas láminas se observan fósilizando la S_1 y siendo afectados por la S_2 que les rota y de forma; siendo en este caso precoces en relación con la principal fase de deformación que afecta a la esquistosidad de flujo.

La biotita es un mineral de cristalización francamente tardía en relación con la deformación, los cristales de este mineral son tabulares cortos o bien secciones basales dispuestas al azar, aunque en casos parecen mimetizar a la S_1 . Su carácter posttectónico viene confirmado por la presencia junto a la biotita de cloritas poiquiliticas englobando al cuarzo y a la sericitas, e igualmente por la presencia de filones que cortan a la esquistosidad y que están llenos de cuarzo-clorita-biotita, o bien de biotita sola. También en los casos en los que la biotita alcanza un buen desarrollo se observa una tendencia en niveles psamíticos a adquirir una textura granoblástica como corresponde a una cristalización estática posttectónica.



Como excepción a lo expresado más arriba se encuentra - el caso de una lámina delgada en el extremo Sur de la hoja - en las cercanías de Villamayor donde los cristales de biotita parecen presentar sombras de presión. Igualmente en una - lámina delgada se han encontrado porfidoblastos de un mineral totalmente retromorfoseado principalmente por sericitita - que probablemente se trata de andalucita, esto puede interpretarse como un mineral de metamorfismo de contacto puesto que en esa lámina la biotita era un mineral igualmente abundante.

De acuerdo con estos datos puede pensarse que el climax metamórfico, que en esta zona se alcanza con la aparición de la biotita, ha tenido lugar en momentos muy tardíos y quizás está relacionado con la formación de rocas ígneas infrayacentes. El tipo de metamorfismo debido a la presencia de las -- asociaciones de la facies de los esquistos verdes no puede - definirse en esta zona, aunque considerando su contexto geológico correspondería a un esbozo de un metamorfismo de tipo intermedio de baja presión como el observable en Galicia -- oriental (CAPDEVILA, 1969).



4. BIBLIOGRAFIA

- CAPDEVILA, R. (1969).- Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NW de l'Espagne). Thèse Univ. de Montpellier, 430 pp.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. & MARTIN CALVO, M. (1969).- Filitas con rutilo antigeno y cloritoide en el pantano de Navia (Asturias). Brev. Geol. Ast., año XIII, nº 1, pp. 13-16.