

.1.

20050

HOJA 50 (10-05)

CANGAS DE NARCEA

INFORMACION COMPLEMENTARIA

.2.

20050

EL METAMORFISMO EN LA HOJA  
DE CANGAS DE NARCEA

Por: F.J. Martínez

20050

.3.

INDICE

1. INTRODUCCION
2. EL METAMORFISMO REGIONAL
  - 2.1. Metasedimentos
  - 2.2. Rocas porfiroides
  - 2.3. Tipo de metamorfismo
3. EL METAMORFISMO DE CONTACTO
  - 3.1. El metamorfismo de contacto en rocas pizarrosas y arenosas.
  - 3.2. El metamorfismo de contacto en rocas carbonatadas.
4. RELACIONES ENTRE CRISTALIZACION MINERAL Y DEFORMACION: LA EVOLUCION DEL METAMORFISMO.
5. BIBLIOGRAFIA

## 1. INTRODUCCION

Todos los materiales sedimentarios y volcánicos de edad precámbrica y paleozoica que afloran en el ámbito de la Hoja de Cangas de Narcea, se encuentran afectados por un metamorfismo herciniano de bajo grado y de tipo epi o mesozonal exclusivamente. Desde el punto de vista de las asociaciones mineralógicas, nunca se supera la fa ci es de los esquistos verdes. Este metamorfismo, que guarda relaciones diversas con la deformación, conduce a una reconstrucción textural y mineralógica de las rocas, transformándolas en pizarras, filitas, micaesquistos, me ta sa mi tas y porfiroides. A continuación de este metamorfismo y, probablemente, como continuación del mismo, se desarrolla localmente un metamorfismo de contacto, debido a la intrusión de cuerpos igneos. No han podido ser observadas en ningún caso evidencias de metamorfismo pro pi as del precámbrico.

## 2. EL METAMORFISMO REGIONAL

Como ya se ha indicado, este metamorfismo no o ri gi na nunca asociaciones minerales de grado superior a la -

facies de los esquistos verdes. Dentro de esta facies se reconocen dos zonas: zona de la clorita y zona de la biotita, que se corresponden a la epi y mesozona respectivamente. Dentro de la zona de la clorita se encuentran los terrenos de la parte occidental de la Hoja. La zona de la biotita ocupa esencialmente la parte más oriental de la misma y afecta principalmente a los materiales precámbricos de la Serie del Narcea y, en menor proporción, a los materiales paleozoicos inmediatamente en contacto con ellos.

#### 2.1. Metasedimentos

Dentro de los materiales pelíticos y samíticos de edad paleozoica, las paragénesis minerales observadas son las siguientes (considerando el cuarzo como fase mineral en exceso):

- a. Clorita-Moscovita
- b. Clorita-Moscovita-albita
- c. clorita-moscovita-albita-microclina
- d. clorita-moscovita-microclina
- e. moscovita-albita

- f. cloritoide-clorita-moscovita
- g. biotita-clorita-moscovita
- h. biotita-clorita-moscovita-microclina
- i. biotita-clorita-moscovita-albita
- j. biotita-clorita-moscovita-albita-microclina
- k. biotita-clorita-microclina

Las asociaciones e, j, k, son exclusivas de las rocas samíticas, estando ausente la clorita en algunas rocas con biotita. Estas asociaciones son frecuentes en las metagrauvas y metasamitas de la Serie del Narcea. Las paragénesis más frecuentes son aquellas que tienen moscovita-clorita, y en segundo lugar, las que contienen biotita-clorita-moscovita; ambas paragénesis son propias de las rocas pelíticas.

Como minerales accesorios son normales el rutilo, circón, grafito, turmalina, esfena, epidota, ilmenita y pirita. Dentro de las metagrauvas de la Serie del Narcea, genéticamente relacionadas con el vulcanismo existente, se observan frecuentemente cristales de ilmenita rodeados de esfena y leucoxeno, al igual que sucede en los niveles de porfiroides. Es también en estos mismos mate-

riales donde existe una mayor cantidad de epidota, procedente, sin duda, de la sausrutización de plagioclasas.

El cloritoide se encuentra restringido en las Pizarras de Luarca que floran en la parte NW de la Hoja. Su aparición es sin duda debida a la composición química, particularmente rica en  $Al_2O_3$  y  $FeO$ , de estas pizarras; la Presencia del cloritoide estaría probablemente relacionada con la formación de  $Fe^{2+}$  a causa de la capacidad reductora del grafito, muy abundante en estos niveles. En otros casos, el hierro se encontraría en parte como  $Fe^{3+}$ , lo cual sería menos favorable para la formación de este mineral.

La biotita es particularmente abundante y muestra un mejor desarrollo cristalino en los niveles samíticos, donde se encuentra en forma de cristales tabulares -en ocasiones de gran tamaño- o en secciones basales. Parece probable que la formación de la biotita esté favorecida por algún factor en la composición mineralógica original de la roca, como puede ser la presencia de feldespatos potásicos participando en la reacción junto con la clorita. Esta reacción explicaría también la ausencia total de clo

rita en algunas metasamitas en las que la paragénesis normal es cuarzo-feldespato potásico-moscovita-biotita (areniscas feldespáticas de la Formación Herrería y metagrauvacas de las series precámbricas).

## 2.2. Rocas porfiroides

Los porfiroides presentan paragénesis propias de rocas ígneas félsicas o intermedias afectadas por un metamorfismo de bajo grado. Estas rocas presentan un tránsito gradual con las metagrauvacas entre las que se encuentran, de forma que en algunas ocasiones es difícil de precisar el límite entre ambas. Las paragénesis más representativas propias de los porfiroides son las siguientes:

- a. cuarzo-biotita-microclina-actinolita-clorita
- b. cuarzo-biotita-microclina-albita, oligoclasa-actinolita
- c. cuarzo-biotita-albita, oligoclasa-actinolita-feldespato potásico
- d. cuarzo-biotita-albita, oligoclasa-sericita-actinolita-feldespato potásico

dejando aparte las paragénesis: cuarzo-microclina-albita



(An 5%)-biotita o cuarzo-biotita-albita-moscovita, que son las mismas ya citadas anteriormente para las metagrauvacas.

En los términos más máficos, representados por neises anfibólicos o anfibolitas con cuarzo, las paragénesis son:

actinolita-biotita-plagioclasa-cuarzo

En estas asociaciones los anfíboles pueden llegar a representar más del 50% del volumen de la roca.

La saussuritización de las plagioclasas -muy frecuente en estas rocas- da lugar a la formación de clinozoisita, epidota y sericita como minerales secundarios.

Los niveles de porfiroides de grano grueso, ricos en feldespatos, presentan gran abundancia de biotita, bien desarrollada desde el punto de vista cristalino; en estos casos, es muy probable que la biotita proceda al menos en parte de la recristalización de biotita primaria, preexistente, de origen ígneo. En cualquier caso, este hecho debe ser comprobado desde el punto de vista geoquímico y por un análisis textural más detallado.

### 2.3. Tipo de metamorfismo

Por lo que respecta a las características generales del metamorfismo deducidas de los datos anteriormente expuestos, el metamorfismo regional en la Hoja de Can<sup>u</sup>gas de Narcea se enmarca dentro del tipo más común en toda la Zona Asturoccidental-leonesa. Las asociaciones observadas corresponden al inicio de una suite de baja presión o intermedio de baja presión, aunque las paragénesis no permiten una mayor precisión y se define en función de su situación dentro del contexto regional.

### 3. METAMORFISMO DE CONTACTO

El metamorfismo que puede ser definido sin ninguna duda como metamorfismo de contacto, es aquel directamente relacionado con el granitoide de Linares. Este metamorfismo causa una recristalización importante con transformación de minerales en las filitas, samitas y rocas carbonatadas del Cámbrico inferior y Precámbrico.

En primer lugar, se observa en las rocas una nucleación intensa de biotita sin ninguna orientación preferente; el cuarzo adquiere una textura granoblástica muy manifiesta, desapareciendo en él los signos de deformación

interna (extinción ondulante). Más cerca del contacto - del cuerpo igneo, aparecen pizarras moteadas en las que la cordierita se encuentra muy frecuentemente pinnitizada. Estos cristales de cordierita presentan formas elipsoidales y se disponen con su dimensión mayor paralela a los planos de la esquistosidad de flujo; no obstante, la recristalización de cordierita debe ser considerada mimética y postectónica, ya que la esquistosidad de flujo se encuentra incluida en los poiquiloblastos, siendo perfectamente concordantes  $S_i$  y  $S_e$ .

En el mismo contacto con el granitoide, las rocas - se transforman en cornubianitas masivas muy duras y dotadas de una fabric completamente isotropa, sin ninguna - orientación preferente de los minerales.

### 3.1. El metamorfismo de contacto en rocas pizarrosas y arenosas

Las asociaciones minerales más normales en las filitas precámbricas, son las siguientes (de mayor a menor - grado):

- a. cuarzo-biotita-moscovita-clorita
- b. cuarzo-biotita-moscovita-albita
- c. cuarzo-biotita-clorita-moscovita-cordierita
- d. cuarzo-biotita-moscovita-cordierita

e. cuarzo-biotita-moscovita-cordierita-andalucita-microclina

En las asociaciones c y d, la cordierita se encuentra pinnitizada en ocasiones y los poiquiloblastos de este mineral crecen sobreimponiéndose a una matriz anterior de cuarzo-biotita. En muchos casos, la clorita y la moscovita poiquiloblasticos son minerales secundarios que pseudomorfosean minerales nodulosos preexistentes de metamorfismo de contacto. Tambien los poiquiloblastos de biotita se encuentran frecuentemente cloritizados; en algunos casos, en relación con esta cloritización de la biotita se forma feldespató potásico secundario en las superficies de exfoliación de este mineral. En las cornubianitas, los poiquiloblastos de cordierita crecen ya sin orientación de ningún tipo en un entramado de cuarzo y micas.

Como puede observarse, las paragénesis a y b son las mismas que se han citado como pertenecientes al metamorfismo regional y las hemos introducido en este apartado únicamente en función de la textura de las rocas y del contexto geológico en que se encuentran; sin embargo, co

mo se explicará más adelante, el metamorfismo de contacto puede no representar más que la culminación térmica - del metamorfismo regional en relación con el ascenso local de rocas ígneas. Esto último se observa en las filitas de la Serie de los Cabos, al N de la Hoja, que se encuentran en contacto con la Serie del Narcea; en estas rocas se desarrollan poiquiloblastos de biotita postectónicos que en algunos casos están acompañados de andalucita y pseudomorfosis de cordierita. Estos minerales, aunque considerados como pertenecientes al metamorfismo regional en función de su falta de relación con ningún cuerpo ígneo visible, presentan texturalmente las mismas características que las pizarras mosqueadas de metamorfismo de contacto y podrían ser debidos al efecto térmico de cuerpos ígneos subyacentes.

### 3.2. El metamorfismo de contacto en rocas carbonatadas

Las dolomías basales de las Areniscas de la Herre - ría situadas en las inmediaciones de Linares, se encuentran afectadas por el metamorfismo de contacto, originándose como consecuencia mármoles más o menos impuros que presentan un bandeado debido a cambios en la composición

de origen sedimentario. A partir de láminas delgadas situadas en bandas delgadas (1-2 cm) de color verdoso (a) dentro del marmol y otras situadas en el mismo marmol (b), se han podido obtener las siguientes asociaciones minerales:

- a. cuarzo-tremolita-diopsido-esfena-leucoxeno-opacos
- b. calcita-dolomita-diopsido-feldespatos potásico-apatito-esfena-opacos.

#### 4. RELACIONES ENTRE CRISTALIZACION MINERAL Y DEFORMACION: LA EVOLUCION DEL METAMORFISMO

En el curso del metamorfismo regional el primer mineral en formarse es la clorita. En efecto, los cristales de clorita muestran signos de cristalización pre-tectónica, como son: sombras de presión y deformación interna (kink-bands, extinción ondulante). En algunas láminas delgadas, principalmente en la Serie de los Cabos, se observan estos cristales de clorita alargados paralelamente a la esquistosidad de flujo y con sus superficies de exfoliación perpendiculares a la misma, siendo estas superficies paralelas en diferentes cristales de clorita.

20050

Pretectonicamente en relación con la esquistosidad, en determinados niveles de las Pizarras de Luarca, se forman agregados de rutilo aciculares o en láminas (GARCIA DE FIGUEROLA & MARTIN CALVO 1969) en cuyas sombras de presión, generalmente muy desarrolladas, cristalizan cuarzo y clorita durante la primera fase de deformación; la exfoliación en la clorita es paralela a los bordes de los cristales de rutilo. En algunas láminas delgadas se observan también cristales de epidota con sombras de presión, probablemente de origen detrítico y por tanto pretectónicos.

El cloritoide comienza a cristalizar en etapas precoces en relación con el desarrollo de la esquistosidad de flujo (cristales con sombras de presión), continúa cristalizando durante esta fase (cristales con su dimensión mayor paralela a la esquistosidad) y acaba su desarrollo en etapas claramente posttectónicas (cristales sobreimpuestos a la esquistosidad).

Durante el desarrollo de la  $S_1$  (esquistosidad de flujo) cristalizan principalmente clorita y moscovita, que son los minerales que la defiene.

Todos los minerales que corresponden al climax meta

20050

mórfico son claramente postectónicos en relación con la esquistosidad de flujo. La biotita recristaliza en secciones basales o tabulares cortas sobreimponiéndose a la esquistosidad de flujo. En rocas esquistosas la biotita es parcialmente mimética respecto a la  $S_1$ , mientras que en las samitas se desarrolla el azar entre los cristales de cuarzo. Junto con la biotita se forma igualmente clorita y moscovita con las mismas características.

La recristalización postectónica en los materiales precámbricos presenta prácticamente las mismas características: recristalización mimética de micas, crecimiento de biotita sin ninguna orientación entre los granos de cuarzo y albita en las metagrauvas y recristalización estática de clorita. Sin embargo, en los porfiroides, la biotita se encuentra a veces deformada; en efecto, puede comprobarse en estos casos que la biotita y clorita han sufrido deformación con posterioridad a la desmezcla sagénica, ya que los cristales de rutilo están deformados, observándose también recristalización de biotita a partir de primitivos cristales deformados del mismo mineral. Estos hechos son los que hacen pensar que, aparte de la biotita hercínica, existe otra probablemente de origen igneo heredada y transformada posteriormente.



En los casos en que los materiales afectados por la recristalización postectónica son cuarcitas o areniscas, el cuarzo se poligonitiza y tiende a adquirir una textura granoblástica, exactamente igual que si se trata se de un metamorfismo de contacto. En los porfiroides, esta recristalización de cuarzo entre los porfiroblastos hace que estos adquieran una textura blastonilonítica muy acusada.

La probable relación entre el climas del metamorfismo regional y el metamorfismo de contacto se deduce, además de por las características texturales de las rocas, por la distribución espacial del metamorfismo; así, la zona en la que la biotita y los minerales postectónicos están particularmente bien desarrollados forma una franja alargada desde la parte NE de la hoja hasta el extremo SE, enlazando allí con el metamorfismo de contacto del plutón de Linares. Esta franja metamórfica podría ser el reflejo de una alineación en profundidad de rocas ígneas de las que el plutón de Linares representaría un afloramiento en superficie.

El metamorfismo de contacto es incluso posterior a las fases tardías de crenulación (tercera fase de MARCOS, 1973) puesto que se observan cristales de cordierita que

fossilizan las crenulaciones.

5. BIBLIOGRAFIA

- ALBEE, A.L. (1952).- Comparison of the chemical analysis of sedimentary and metamorphic rocks (abs). - Geol. Soc. Am. Bull., vol 63, pp. 1229.
- GARCIA DE FIGUEROLA & MARTIN CALVO (1969).- Filitas con rutilo antigeno y cloritoide en el pantano de Navia (Asturias). Brev. Geol. Ast., año XIII, nº 1, pp. 13-16.
- MARCOS (1973).- Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España) Trabajos de Geologia, nº 6, pp. 1-113.