

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
INFORMACION COMPLEMENTARIA

RIBADEO

(10) (0903)

EL METAMORFISMO Y LAS ROCAS IGNEAS

1.976





IMINSA

.1.

-20010

HOJA 09-03 (10)

RIBADEO

DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA



IMINSA

.2.

EL METAMORFISMO Y LAS ROCAS

IGNEAS DE LA HOJA DE RIBADEO



1. METAMORFISMO

1.1. Metamorfismo regional.

1.2. Metamorfismo de contacto.

2. ROCAS IGNEAS

2.1. Rocas plutónicas.

2.2. Metavulcanitas.

2.3. Filones.

3. BIBLIOGRAFIA



1. METAMORFISMO

1.1. Metamorfismo regional

La hoja se encuentra enmarcada geológicamente dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa y, en lo que respecta al metamorfismo regional, las paragénesis nunca separan la facies de los esquistos verdes. Es, pues, un metamorfismo de bajo grado el que afecta a los materiales sedimentarios que afloran en este área. Estos últimos por efecto de la deformación y el metamorfismo se transforman en filitas, filitas cuarcíticas y, en mucha menor cantidad, en cuarcitas esquistosadas.

Todas las paragénesis presentes en estas rocas presentan cuarzo en mayor o menor cantidad como fase mineral excedentaria, siendo las más frecuentes las siguientes:

- I Clorita-moscovita
- II Clorita-moscovita-albita
- III Clorita-moscovita-microclina-albita
- IV Microclina-moscovita-albita
- V Moscovita
- VI Biotita-moscovita-clorita
- VII Biotita-moscovita-clorita-albita
- VIII Biotita-moscovita
- IX Cloritoide-moscovita-clorita

Entre los minerales accesorios observados se encuentran: turmalina, circón, rutilo acicular cuya longitud alcanza a veces 2 mms., minerales opacos, probablemente magnetita o ilmenita, grafito principalmente en las pizarras negras, y en alguna ocasión epidota.



Estas paragénesis permiten separar dos grupos, uno en el que únicamente aparecen asociaciones moscovita-clorita y otros en las que la clorita aparece asociada a biotita o cloritoide. La primera se va a asimilar a la zona de la clorita en general y la segunda a la zona de la biotita, suponiendo, como hacen una serie de autores (THOMPSON & NORTON, 1968; etc.), que la aparición de la biotita y el cloritoide pueda ser asimilable a las mismas condiciones de P y T, aunque éstas no son conocidas exactamente, dependiendo la aparición de una fase mineral o de la otra únicamente de la composición de la roca.

La paragénesis más abundante y ampliamente extendida por toda esta área es la I (moscovita-clorita), propia de las pelitas, que, según ALBEE (1952) es compatible con un amplio margen de composición de la mayor parte de los sedimentos arenosos o arcillosos. La presencia de otros minerales como paragenito o pirofilita, aunque posible, no ha sido detectada por las simples técnicas de análisis microscópico.

Las paragénesis por encima de la isograda biotita (+) o cloritoide (+) han sido representadas en la fig. 1, en la que se observa la incompatibilidad del cloritoide y la biotita. Igualmente el cloritoide no se encuentra nunca en asociación con albita y microclina; lo cual está de acuerdo con que su presencia está restringida a composiciones ricas en FeO y Al_2O_3 y pobres en Na_2O , K_2O y CaO . En esta hoja solamente se encuentra cloritoide en dos zonas en las pizarras de Luarca y en la Serie de los Cabos respectivamente. La biotita por otra



parte es un mineral errático cuya aparición no muestra ninguna regularidad, de manera que es imposible señalar en el mapa unas isogras por lo que se han hecho únicamente observaciones puntuales. Este mineral parece ligeramente más abundante en la parte SE. de la hoja donde quizás su aparición esté relacionada con domos térmicos.

Las relaciones de la cristalización mineral con la deformación son variadas; generalmente la clorita y la sericita-moscovita son minerales cristalizados sintectónicamente en relación con la primera fase de deformación y definen los planos o superficies de esquistosidad de flujo en las filitas; sin embargo en algunas ocasiones se observan cristales de clorita con hábito blástico que parecen pretectónicos puesto que muestran sombras de presión bien desarrolladas en las que recrystaliza cuarzo y por otra parte muestran signos de deformación como son pliegues tipo kink y/o extinción ondulante, lo cual demuestra que los cristales han sufrido deformación. De esto podemos deducir que la clorita y posiblemente en parte también la moscovita han comenzado a cristalizar anteriormente o en estadios muy precoces de la primera fase de deformación responsable de la esquistosidad de flujo.

En aquellas ocasiones en que son visibles cristales de cuarzo estos presentan una morfología lenticular, estirados en el mismo sentido que las micas y definiendo con estas la S_1 . Cuando los materiales afectados por la deformación son psamitas estas muestran texturas protoclasticas y en mortero (mortar) en



las que los granos de cuarzo presentan importantes muestras de deformación, principalmente en los bordes, como son individualización de subgranos, extinción ondulante ... etc. y también de recristalización como es poligonitización más avanzada en los contactos entre los granos.

Los cristales de rutilo de hábito acicular se encuentran en ocasiones dispuestos por su dimensión mayor paralela a la esquistosidad y en otros casos perpendicular u oblicuamente a la misma, en estos últimos casos presentan sombras y fibras de presión formadas por cuarzo y clorita. Estos cristales de rutilo han sido interpretados por algunos autores como autigenos (GARCIA DE FIGUEROLA & MARTIN CALVO, 1969).

Anterior o precozmente en relación con la primera fase de deformación comienza a cristalizar cloritoide, puesto que hay ocasiones en que éste muestra sombras de presión muy desarrolladas en relación con la esquistosidad de flujo. En otros casos el cloritoide cristaliza posteriormente a la fase I pero precozmente en relación con la esquistosidad de crenulación puesto que esta gira y rodea a los cristales de cloritoide. Su cristalización llega hasta después de la fase de deformación que origina la crenulación ya que los micropliegues son fosilizados por los cristales de cloritoide.

El mineral más característico de cristalización postectónica es la biotita que aparece en secciones basales o en cristales tabulares cortos a veces dispuestos perpendicularmente a S_1 . Este mineral se encuentra especialmente bien desarrollado



en los niveles psamíticos en comparación a los pelíticos. También en una ocasión se la ha observado en un filón tardío juntamente con cuarzo también tardío. Igualmente rellenando filones se encuentra clorita junto con cuarzo, lo que evidencia que las condiciones del metamorfismo que permiten la cristalización de clorita se continúan incluso después de la fase 3.

El hecho de que en las rocas que contienen biotita los cuarzos muestren síntomas de recrystalización hace suponer que las paragénesis con biotita serían debidas a pulsaciones térmicas tardías, postectónicas. De ello parece deducirse que las temperaturas más elevadas se alcanzan en esta zona puntualmente y probablemente en relación con intrusiones subyacentes.

Debido a que las paragénesis presentes corresponden a grados muy incipientes de metamorfismo no es posible definir en base a ellas el tipo concreto de éste; sin embargo de acuerdo con los datos proporcionados por otros autores sobre el metamorfismo regional en la Zona Asturoccidental-leonesa éste sería plurifacial, predominando uno de tipo intermedio de baja presión.

1.2. Metamorfismo de contacto

En relación con el emplazamiento de los stocks de Porcía, Salave y Represas se desarrolló un metamorfismo de contacto sobre las filitas y psamitas que estaban afectadas por el metamorfismo regional preexistente originando cornubianitas y pizarras nodulosas. Las paragénesis comunes observadas en este estudio son:



- Biotita-clorita-cuarzo-sericita.
- Biotita-moscovita-(pinnita).
- Biotita-andalucita-cuarzo-moscovita-(pinnita).
- Biotita-plagioclasa-feldespato potásico-cuarzo-(moscovita).
- Biotita-feldespato potásico-(pinnita-clorita)-moscovita.
- Cordierita-feldespato potásico-fibrolita-biotita-cuarzo-plagioclasa-(moscovita-clorita-pinnita).
- Sillimanita-feldespato potásico-biotita-cuarzo-(moscovita-clorita).
- Sillimanita-andalucita-feldespato potásico-biotita-cuarzo-moscovita-(pinnita).

SUAREZ & SUAREZ (1970) distinguen además paragénesis con granate en determinados niveles en contacto con la intrusión, así como otras con corindón y espinela que parecen restringidas también a niveles con una composición muy particular.

Los minerales que se encuentran entre parentesis en las paragénesis anteriormente citadas son histerógenos producto de la retromorfosis; de entre estos el más importante es la moscovita que generalmente se presenta en grandes poiquiloblastos, que en ocasiones se sitúan preferentemente sobre cristales preexistentes de silicatos de alúmina. La sillimanita se presenta como fibrolita frecuentemente reemplazada por moscovita. En el caso de tratarse de rocas psamíticas la recrystalización del cuarzo es muy evidente, originándose texturas granoblásticas con cuarzoes sin deformación y con uniones en puntos triples.

De acuerdo con las paragénesis citadas se observa que en



las zonas más próximas al plutón se han llegado a desarrollar condiciones propias de la facies de las corneanas piroxénicas, aunque las paragénesis se encuentran posteriormente muy retro-morfoseadas.

2. ROCAS IGNEAS

2.1. Rocas plutónicas

Dentro de la mitad oriental de la hoja se encuentran tres stocks de rocas plutónicas que se encuentran próximos entre si y cuya extensión no supera los 5 km². Estos stocks han sido citados por primera vez por SCHULTZ (1858) y más recientemente estudiados de una forma detallada por SUAREZ & SUAREZ (1970). Aunque en algunos casos los dos primeros stocks aparecen como uno solo (FARBER & JARITZ, 1964), en base a los datos de campo y, de acuerdo con los autores citados más arriba, parece más exacto considerarlos aislados y únicamente separados por una franja muy estrecha de metasedimentos. Las rocas plutónicas que forman estos afloramientos son fundamentalmente básicas o intermedias, aunque se encuentren también términos ácidos (fig. 2). Las primeras son gabros o dioritas, pudiendo clasificarse en algunos casos como noritas. Estas rocas en el afloramiento son de grano fino, melanocráticas, con un bandeo definido por la mayor o menor abundancia de fémicos que sigue el borde NE. del stock de Porcía formando una fabric planar de flujo relacionada con su emplazamiento. Los términos intermedios y ácidos están constituidos por cuarzodioritas, granodioritas y leu



cogranitos moscovíticos y, en algunos casos, se les ha podido observar como planos dentro de los anteriores, aunque pudiera existir también un paso gradual entre ambos.

Los diversos tipos de gabros que han sido descritos por los autores citados (SUAREZ & SUAREZ, 1970) presentan texturas hipidiomórficas granulares graduando a porfídicas observables a simple vista. Mineralógicamente están compuestos por: plagioclasas idiomorfas fuertemente zonadas, frecuentemente agrupadas en sinneusis, con núcleos que alcanzan An₈₆₋₆₃ y bordes An₆₂₋₅₀ (SUAREZ & SUAREZ, 1970); ortosa finamente pertítica, biotita marrón oscura, intensamente pleocroica, clinopiroxeno, hiperstena, que es el único piroxeno presente en determinadas facies que pueden ser consideradas como noritas; hornblenda que parece ser un mineral secundario formado frecuentemente en relación y a partir de los piroxenos preexistentes y cuya cantidad es variable de unas muestras a otras. Otros minerales accesorios presentes en esta roca son: apatito fibroso, cuarzo, allanita, turmalina, circón, pistacita y calcita, siendo estos dos últimos minerales secundarios originados por fenómenos post magmáticos.

Los términos intermedios y ácidos: cuarzodioritas, granodioritas y leucogranitos moscovíticos presentan texturas que oscilan desde hipidiomórficas a alotriomórficas granulares. Mineralógicamente están formados por cuarzo, oligoclasa-andesina, microclina-ortosa, biotita, + moscovita, + clorita. La moscovita se encuentra restringida a los leucogranitos que forman



una facies marginal en el borde del stock de Salave, y la clorita procede de la alteración secundaria de la biotita, disponiéndose sobre aquella en este caso agujas de rutilo y óxidos de hierro. Como otros minerales secundarios y accesorios se encuentran calcita, circón, allanita y epidotas. Por sus relaciones, en ocasiones intrusivas respecto a los términos básicos, estos términos ácidos e intermedios parecen emplazarse posteriormente a aquellos.

El emplazamiento de estos plutones se realizó probablemente por un proceso de "cauldron subsidence", con el cual el granito no parece haber tenido un comportamiento activo frente al encajante. Un ejemplo de este modo de emplazamiento puede observarse en la playa de Represas, cerca de Tapia de Casariego, en la que se observan brechas en contacto con el granito y estructuras comparables a "ring dykes".

2.2. Metavulcanitas

Dentro de la Serie de los Cabos al W. de Rinlo se encuentran unos sills constituidos por rocas verdosas a veces de aspecto tobaceo, esquistosadas y fuertemente retromorfoseadas aunque se puede observar microscópicamente una textura diabásica relictas. Mineralógicamente están formados fundamentalmente por albita, tremolita-actinolita, clorita, biotita; como minerales accesorios se encuentran apatito, cuarzo, circón, ilmenita, pistacita, clinozoisita, esfena, calcita sericitas; los 5 últimos son secundarios derivados de la sausrilitización de las plagioclasas y de la retromorfosis de los minerales félicos pre



existentes.

De acuerdo con la textura relictas y por las paragénesis presentes se pueden clasificar como metadiabásicas emplazadas durante el depósito de la Serie de los Cabos.

2.3. Filones (F, q)

En esta zona existen una serie de filones constituidos exclusivamente por microgranitos y felsitas con caracteres subvolcánicos que parecen estar ligados a fenómenos magmáticos tardíhercínicos e incluso posteriores. También han sido representados en el mapa diques de cuarzo.

3. BIBLIOGRAFIA

- ALBEE, A.L. 1952.- Comparison of the chemical analysis of sedimentary and metamorphic rocks (abs.). Geol.Soc.Am.Bull., vol. 63, pp. 1229.
- FARBER, A. & JARITZ, W. 1964.- Die geologie des westasturischen Küstengebietes Zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW-Spanien). Geol.Jb., t. 81, pp. 679-738, 3 figs., 4 láms., Hannover.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. & MARTIN CALVO, M. 1969.- Filitas con rutilo autógeno y cloritoide en el pantano de Navia (Asturias). Brev.Geol.Ast., año XIII, nº 1, pp. 13-16, 1 fig., Oviedo.
- SCHULZ, G. 1858.- Descripción geológica de la Provincia de Oviedo. Edit. José González, 1 vol., 138 pp., 1 map. 1:400.000 (fecha 1857), 1 map. topográfico, 1 lám cortes, Madrid.



SUAREZ, O. & SUAREZ, V. 1970.- Sobre las rocas plutónicas de la zona de Tapia (Asturias, España). Bol.Geol.Min., t. LXXXI, fasc. 2-3, pp. 43-49, 3 figs., 1 map., Madrid.

THOMPSON, J.B.Jr. & NORTON, S.A. 1968.- Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas. in E. ZEN, W.S. WHITE, J.B. HADLEY & J.B. THOMPSON: Studies of Appalachian geology: Northern and Maritime. Interscience Publishers, New York.

MAPA DE MINERALES INDICE DE METAMORFISMO RIBADEO 09-03 (10)

