

21010

INFORME PETROLOGICO

HOJA DE LAPEZA 2041

Autores:  
V. García-Dueñas y  
F. Navarro-Vilá

INFORME PETROLOGICO

1.- Rocas Metamórficas

El estudio de las rocas metamórficas se ha orientado desde dos puntos de vista fundamentales. En primer lugar hemos tratado de reconocer el tipo de roca presente en cada una de las formaciones y mantos presentes, en segundo de establecer la intensidad del metamorfismo sufrido por los materiales originales y con ello, de la situación sobre el terreno de una sucesión de minerales de metamorfismo.

Nuestros propósitos se han visto dificultados sobre todo por el hecho de que en las muestras estudiadas se observan restos de varias fases de metamorfismo superpuestas; por añadidura cada una de estas fases corresponden a una intensidad relativa de presión y temperatura variable en el tiempo. Si el número de muestras estudiadas hubiera sido suficiente y si el estudio se hubiera efectuado con toda profundidad se podrían haber distinguido las isogradas correspondientes a cada una de las fases de metamorfismo establecidas. Esto no ha sido posible en nuestras condiciones de trabajo y por ello, al establecer las isogradas, se ha optado por una situación de compromiso. Las formaciones cartografiadas se han delimitado teniendo en cuenta los minerales de metamorfismo presentes, al menos las más significativas de ellas. Tal delimitación es mucho más precisa en los Alpujárrides que en el Complejo de Sierra Nevada, y esto por varias razones. De una parte la diferenciación de Unidades y Mantos en los Alpujárrides es mucho más segura y de otra los efectos del metamorfismo son más importantes en los Alpujárrides, al menos dentro del ámbito de la Hoja.

1.1. El Metamorfismo en el Complejo de Sierra Nevada

El Complejo de Sierra Nevada no está muy bien representado en el área de Lapeza. Nuestras observaciones se refieren solo a una parte de las sucesiones y series metamórficas que más al Sur han sido estudiadas por E. Puga y A. Díaz de Federico. Ambos autores han trabajado con detenimiento sobre las series de Sierra Nevada y sus conclusiones suministran la hipótesis más fiable por el momento sobre el metamorfismo sufrido por las unidades a que nos referimos.

Por lo que respecta a la subdivisión en unidades del Manto del Mulhacén, el más alto de los dos que componen el Complejo de Sierra Nevada, mantenemos ciertas diferencias con los dos autores mencionados. Desde hace tiempo, ellos y J.M. Fontboté, han sostenido que en el Manto del Mulhacén se pueden distinguir dos series, características de sendas unidades: Caldera (inferior) y Sabinas (superior).

En las áreas que hemos visitado no está clara la diferenciación de estos dos conjuntos como tales unidades tectónicas independientes y, según pensamos, pueden, superpuestas una a la otra, constituir el Manto del Mulhacén.



Asimismo y a diferencia con lo que se ha publicado para áreas vecinas, no hemos reconocido los niveles de "mármoles conglomeráticos", que separarían las unidades de la Caldera y de las Sabinas.

La diferencia fundamental, desde el punto de vista metamórfico, de esas dos unidades consiste en la existencia de un metamorfismo de alto gradiente térmico, visible sobre todo en los términos basales de la serie de la Caldera, en los que han aparecido entre otros minerales grandes andalucitas pseudomorfizadas; en la Hoja de Lapeza se han encontrado cloritoide, biotita y granate como minerales más característicos, todos ellos con carácter precinemáticos respecto a las esquistosidades de flujo perceptibles en las láminas. Parece claro que estas esquistosidades de flujo son alpinas, de manera que la fase de metamorfismo térmico pudiera ser prealpina. Esto que para nosotros es solo una hipótesis a manejar ha sido considerado como seguro por los autores mencionados, pero efectivamente ofrece algunas dificultades.

En efecto las paragénesis de metamorfismo térmico que nos ocupan han sido consideradas por E. Puga y A. Díaz de Federico como correspondientes a un metamorfismo de contacto prealpino, que llega hasta la facies de corneanas hornbléndicas. Por otra parte y según esos mismos autores hay niveles de mármoles que han sufrido los efectos del metamorfismo térmico, diopsido, granate, tremolita, etc., niveles que por ahora no podemos descartar que correspondan al Trías; por esta vía se llega a la conclusión de que la "intrusión" que provocó el metamorfismo de contacto se debió efectuar después del Trías y por tanto dentro ya del ciclo orogénico alpino; ciertamente sería posthercínica si afecta a materiales triásicos.

Lo único seguro, a nuestro entender, es que estos minerales de alto gradiente geotérmico son precinemáticos de las esquistosidades visibles en el terreno, que consideramos alpinas. Ni siquiera tenemos datos para asegurar que se trata de un verdadero metamorfismo de contacto aunque es clara la influencia térmica.

Todavía los grandes porfiroblastos precinemáticos, tales como cloritoide, engloban restos de minerales previos como cuarzo y mica blanca, que representan quizá los restos de un metamorfismo más antiguo.

Salvada la diferencia del metamorfismo térmico antiguo, que podría darse en la serie de la Caldera y no en la de las Sabinas por razones de posición, no hay grandes diferencias entre el metamorfismo sufrido por ambas series.

En relación con la primera fase de deformación ( $F_1$ ) se suele encontrar granate, cloritoide, cuarzo, mica blanca, plagioclasa y epidota y en zonas vecinas se ha citado la existencia de glaucofana. Todos ellos como minerales sincinemáticos.

Como minerales postcinemáticos existen: anfíbol verde azulado, peciloblastos de plagioclasa y granates.

Con posterioridad a estos minerales hay formación de otros nuevos minerales sincinemáticos, con la asociación de cuarzo, biotita y mica blanca. Como postcinemáticos se originan biotita, granate, cloritoide y plagioclasa.



Hasta aquí los rasgos más sobresalientes del metamorfismo reconocible en la serie del Alguacil, que consideramos representativa del Manto del Mulhacén.

El metamorfismo sobre los términos que componen la serie del Camarate es de efectos menos intensos. Desde luego las fases de deformación pueden considerarse equivalentes a las que se pueden distinguir mediante el análisis estructural de los componentes de la serie del Alguacil.

En la serie del Camarate (Unidad del Veleta) no se han encontrado huellas del primer metamorfismo térmico visible en los términos basales del Manto del Mulhacén.

En la primera etapa y como minerales sincinemáticos se formaron: granate, mica blanca, grafito, cuarzo, albita, menas, epidota, etc.

Son postcinemáticos cloritoide, clorita y albita. Posteriormente, aparecen como sincinemáticos mica blanca y cuarzo antes de clorita y como postcinemáticos es notable el desarrollo de la biotita, junto con granate y mica blanca.

Conviene advertir que en general el tamaño de grano en los esquistos de la serie del Camarate es mucho menor que en la serie del Alguacil. Muchos de los términos de la Unidad del Veleta tienen el carácter de micasquistos de grano fino a veces casi con apariencia de filitas en muestra de mano.

Indistintamente en las series del Camarate y del Alguacil existen enclaves de metabasitas. Se trata de ortoanfibolitas, en las que con frecuencia se reconocen caracteres texturales heredados de la roca ígnea original. Actualmente contienen minerales tales como granate, actinolita, albita, pinita, anfíboles, etc.

## 1.2 El Metamorfismo en los Alpujarrides

Las rocas con grado de metamorfismo más alto pertenecen a los isleños del Manto de la Plata. En el Manto de Carbonales el metamorfismo alcanzado no supera la isograda de la biotita, en las rocas pelíticas, y las simples recrystalizaciones de las rocas carbonatadas. En los demás mantos se llega a clorita en las rocas pelíticas basales y recrystalizaciones variables de las calizas y dolomías superiores.

Es por esto que sólo en el Manto de la Plata ha sido necesario diferenciar en cartografía las zonas de metamorfismo, siendo estas zonas diferenciadas como formaciones caracterizadas por minerales índices, las siguientes: formación de micasquistos de grano fino con biotita, formación de micasquistos granatíferos y cuarzo-esquistos, formación de micasquistos oscuros con estaurolita y formación de micasquistos grafitosos con granate cianita y sillimanita.

Se han considerado estas zonaciones sobre rocas que muestran una superposición de diferentes fases de metamorfismo, e incluso, admitiendo la posibilidad de un polimetamorfismo ligado a la existencia de más de una orogénesis, teoría admitida por diversos autores en otras zonas de la Cordillera pero de la que no existen evidencias ciertas en esta zona. Admitimos, pues, que las dos fases de metamorfismo más importantes, en las que basamos la zonación, son de



edad Alpídica, y, que con anterioridad a ellas ha existido otra cristalización metamórfica de edad no definida.

De la misma manera se pueden relacionar las fases de deformación ligadas a estas etapas de blastesis. Como se describe en la memoria, nosotros admitimos la presencia cierta en la zona, al igual que en otras regiones del dominio alpujarride, de dos fases de deformación importantes que desarrollan esquistosidades. Estas fases son llamadas  $F_2$  y  $F_3$ . Dejamos abierta la posibilidad de una fase anterior que pudiera ser prealpina como hemos señalado antes; esa sería la  $F_1$ .  $F_2$  desarrolla pliegues isoclinales de pequeño tamaño y consecuentemente una esquistosidad de flujo  $S_2$  de plano axial paralela a la  $S_0$  (y por lo tanto a la posible  $S_1$ ) que deben estar totalmente borradas. Hay cristalizaciones metamórficas sincinemáticas y postcinemáticas a esta  $S_2$ .

Los pliegues de  $S_2$  están a su vez deformados por un plegamiento que produce otra esquistosidad de plano axial. Se trata de la fase de deformación  $F_3$  y su esquistosidad asociada. Se presenta generalmente  $S_3$  como una esquistosidad de crenulación que transpone a las estructuras previas, pero que en los niveles menos cuarcíticos puede desarrollar una auténtica esquistosidad de flujo.

Las asociaciones minerales se van a describir sin precisar sobre la situación de minerales desestabilizados, que están presentes normalmente y son consecuencia de la sucesión de las fases metamórficas. De igual manera hay que resaltar que para denominar las formaciones metamórficas se han utilizado minerales pertenecientes indistintamente a las dos fases de metamorfismo alpino.

La blastesis metamórfica asociada a estas deformaciones y para cada una de las formaciones diferenciadas en los micasquistos del Manto de la Plata es como sigue:

La formación de micasquistos grafitosos con granate, cianita, y sillimanita reúne rocas que presentan zonaciones diversas caracterizadas por cianita, sillimanita y feldespatos potásico como minerales índices. Por dificultades de separación cartográfica, debido al pequeño tamaño de los afloramientos, es por lo que se han reunido todas en una formación.

Presentan un tamaño de grano grande hasta el punto de que algunos blastos de granate, andalucita, feldespatos, micas y turmalina son fácilmente observables a la escala de la muestra de mano.

En relación con una probable primera fase de deformación, ( $F_1$ ) y su esquistosidad  $S_1$ ), asociada, existiría cristalización de mica blanca y cuarzo, y probablemente biotita, e incluso no se puede descartar la posibilidad de granate.

Claramente relacionado ya con el metamorfismo alpino, durante el desarrollo de la primera fase se produce cristalización sincinemática de granate, estaurolita, cianita, plagioclasa y biotita además de cuarzo y mica blanca. El tiempo que abarca la blastesis de cada uno de estos minerales varía lógicamente de unos a otros. El granate es siempre sincinemático y no parece pasar a la fase postcinemática. Estaurolita se presenta como sincinemática y postcinemática claramente. Cianita cristaliza en la etapa sincinemática y es probable, aunque no siempre claro que constituye la cristalización durante la primera parte de la fase postcinemática; existen abundantes casos de rotación de cris-



tales de distena, durante fases posteriores que producen el acomodo de estos a la  $S_3$ . El tiempo de blastesis de las plagioclasas es suficientemente dilatado para mostrar ejemplos de texturas de toda la etapa de deformación. Muchos de estos blastos poikilíticos y de gran tamaño, están zonados (zonación inversa), y además son interesantes por la diversidad de minerales que tienen incluidos, que por la posición que ocupan dentro del conjunto total de inclusiones, pueden obtenerse datos de su aparición relativa. El caso de la andalucita es algo especial en cuanto que difiere de los ejemplos conocidos en otras zonas de la cordillera. Nosotros suponemos que finalizando esta etapa cinemática, consecuentemente con el decrecimiento de la presión, se produce la aparición de andalucita. Estos cristales de andalucita se presentan deformados por la tercera fase de deformación, e incluidos en forma de peces entre la  $S_3$ . Muestran síntomas claros de desestabilización y también de haber corroído a la estauroлита. Cuarzo, mica blanca y biotita principalmente, completan el conjunto mineral de esta fase metamórfica.

En relación con el microplegado que se inicia a continuación sólo cabe señalar la cristalización cuarzo, moscovita y biotita además de plagioclase, cuya cristalización se inició en el principio de la etapa de deformación anterior pero que continúa durante toda esta segunda etapa alpina, aunque cambiando su composición, como se señaló antes, consecuentemente con la elevación de temperatura, que ahora se inicia. Al terminar esta corta etapa sincinemática que culmina cuando aparece la  $S_3$ , es cuando se hace patente el alto grado de temperatura alcanzado, con la aparición de biotita roja, a veces andalucita idióblástica en mayor o menor grado asociada a la andalucita de primera fase, y finalmente sillimanita (fibrolita, principalmente). El crecimiento de estos tres minerales térmicos se solapa, y aunque la sillimanita parece ser el último mineral en terminar su cristalización, existen inclusiones de sillimanita en los porfiroblastos de andalucita.

Hacia la parte baja de la formación aparece la zona del feldespatopotásico; lo más llamativo es la blastesis de feldespatopotásico que corresponde al final de la fase térmica. En aquellos lechos leucocráticos donde es muy abundante, acompañando al feldespatopotásico existe plagiocalsa y biotita roja de la misma generación, junto con cuarzo y moscovita, quizá esta última, posterior.

Los minerales de la segunda fase de deformación están muy corroídos y algunos, como andalucita, han desaparecido. En estos casos no existe orientación de cristales y los filosilicatos están bien desarrollados y dispuestos al azar. Son notables las texturas myrmekíticas.

Otras láminas han mostrado menor desarrollo del feldespatopotásico y en ellas es abundante la sillimanita junto a las leucocratas y aún se conservan restos de estauroлита y distena principalmente. En estos casos la biotita roja marca lechos bien diferenciados y la roca puede presentar un carácter gneísico más claro. Hay que señalar también la existencia de menas opacas (magnetita e ilmenita) en clara relación muchas veces a la biotita roja, y también destacan los grandes cristales de turmalinas zonadas.

A todos los casos hasta ahora reseñados hay que añadir los efectos del metamorfismo retrógrado a veces en más de una fase, con formación de pliegues angulares, fracturas, etc., y con cristalización de cloritas, micas blancas, óxidos y otras veces, mineralizaciones más claramente relacionadas a procesos hidrotermales.



### Formación de micasquistos oscuros con estaurolita

Caben notar algunas diferencias con las rocas de la formación antes descrita y en cuanto a los minerales que son comunes a ambas. El granate crece durante la segunda fase de deformación y también después de acabar esta, es decir tienen carácter postcinemático. La estaurolita, muestra también texturas claramente postcinemáticas a esta fase, pero pudiera interpretarse de algunos hechos, que también su blastesis en la etapa sincinemática se inició un poco más tarde que en la otra formación. Algo parecido ocurre con la plagioclasa, que aunque su crecimiento se extiende casi sin interrupción hasta el final de la etapa térmica, puede haberse iniciado casi en la etapa postcinemática de la segunda fase, o al menos, no muy claramente durante toda la etapa sincinemática. La cristalización de biotita, moscovita y cuarzo no sufre modificaciones.

Durante la deformación de la esquistosidad segunda, puede desarrollarse cuarzo y moscovita y dudosamente biotita y plagioclasa. Una vez concluida esta etapa, cambian las condiciones térmicas y con el aumento de calor se produce ampliamente la blastesis de andalucita, bien solas o bien asociada a albita, mostrando ambas ejemplos notables de texturas helicíticas.

A continuación los efectos del retrometamorfismo son similares a los descritos para la otra formación.

La formación de micasquistos granatíferos y cuarzoesquistos marca la aparición de granates, como diferencia con formaciones superiores en que sólo existe como mineral índice importante la biotita. Estos granates son sincinemáticos con la formación de  $S_1$ , pero aquí no es posible encontrar evidencias de una cristalización postcinemática. La biotita junto a la moscovita y cuarzo, marcan la  $S_2$ , y existe plagioclasa de la etapa postcinemática.

En la fase postcinemática de la tercera etapa de deformación cristaliza la andalucita junto con plagioclasa y biotita. En algunas muestras existe también cloritoide en relación a la formación de  $S_1$ , e incluso desorientado respecto a  $S_1$ .

Los micasquistos biotíticos de grano fino constituyen formaciones correspondientes a los mantos de la Plata y de Carbonales.

Contienen biotita, plagioclasa, cloritoide, moscovita y abundante cuarzo como conjunto representante de la primera paragénesis. Presentan el interés de poder reconocer en ellos la formación de una segunda esquistosidad que debería ser alpina también. En muchas muestras se han podido ver ejemplos similares a las vistas en micasquistos más profundos de deformación de la  $S$  primera alpina ( $S_2$ ). No se han reconocido, por otra parte, restos de una esquistosidad anterior; la posición de esta formación metapelítica inferior a los mármoles nos hace suponer por sus características generales que es Permowefeniense, por lo que tampoco cabría por lo tanto esperar la aparición de la deformación prealpina. En relación a la segunda deformación alpina cristalizan cuarzo, moscovita y quizás cloritoide.

Incluida en la formación de micasquistos de grano fino del Manto de la Plata existen rocas que incluyen en sus asociaciones minerales, además de las ya descritos, anfíboles verdes y epidotas, relacionados sobre todas estas últimas a la segunda etapa de deformación alpina. Hay que señalar que estas variaciones en la composición mineralógica están asociadas a rocas anfíbolíticas, bien representadas en otras áreas, pero que las condiciones de estos afloramientos no permiten asegurar totalmente; es por eso que este es un punto no resuelto totalmente.



En los mantos de la Alfaguara, Narváez y Zujerio la formación metapelítica inferior a la formación carbonatada está constituida por filitas de diversos colores y variado grado de recrystalización metamórfica, siendo en general muy reducido. Se conservan bien las estructuras sedimentarias, sobre las que se desarrolla la deformación primera alpídica con alguna blastesis de cuarzo, mica blanca y albita y clorita. Es difícil ver la segunda esquistosidad alpina, que de reconocerse ha de hacerse sobre la lámina y sobre la muestra de mano, en el campo, para evitar confusiones. En general se muestra como una crenulación que puede dar transposiciones de la  $S_1$  y difícilmente se llega a producir una esquistosidad penetrativa.

Las rocas de la formación de mármoles superiores del Manto de la Plata están constituidas por recrystalizaciones de calcita y dolomita, principalmente alargados en el sentido que marca la esquistosidad, y pequeñas cantidades de moscovita, clorita, menas y grafito que marcan lechos paralelos a  $S_0$ . A veces existe también biotita, pero no se han encontrado otros minerales típicos del metamorfismo de las rocas calcosilicatadas.

En otros mantos son corrientes estas marmorizaciones de las calizas y dolomías y en los Mantos de la Alfaguara y de Carbonales también existen micas blancas y cloritas, a veces bien orientadas como en la Plata, y otras veces desorientadas. La recrystalización de carbonatos puede estar también orientada o tener un carácter puramente granoblástico.

Hay que destacar, no obstante, la presencia de algún nivel calcosilicatado intercalado en la formación de mármoles del Manto de la Alfaguara. Tiene la particularidad de mostrar un intenso microplegado de los minerales de la primera blastesis, y sobre este, abundantes porfiroblastos tremolita principalmente, transformada en epidotas en una fase posterior.

### 1.3 Metamorfismo en el Complejo Maláguide

En la base del Complejo Maláguide, y en los sectores del Río Fardes y de Beas de Granada, aparecen rocas de aspecto filítico y metaconglomerados que han sufrido un metamorfismo de bajo grado. Los minerales cristalizados en los procesos metamórficos son cuarzo, clorita, moscovita y en pequeña cantidad biotita. Todos estos minerales desarrollan una esquistosidad no penetrativa y que sobre las rocas primitivamente detríticas de grano grueso tampoco está bien definida, proporcionando a la roca una textura en ojos. Se trata, pues, de un metamorfismo dinámico que en general se expresa por texturas miloníticas, en algún caso, y cataclásticas en su mayoría, pudiendo ser definidas estas rocas en general como filonitas. Hay que añadir a las cristalizaciones metamórficas citados más arriba, una intensa deformación de los granos de roca sedimentaria, principalmente de los de cuarzo, con abundantes ejemplos de texturas mortero. También existen aquí los últimos procesos de retrometamorfismo, con cloritizaciones, principalmente.

## 2. ROCAS IGNEAS

### 2.1 Rocas ígneas en el Complejo de Sierra Nevada y Mantos Alpujárrides

Las rocas ígneas del Complejo de Sierra Nevada, y de los Mantos Alpujárrides han sufrido los efectos de los metamorfismos posteriores. Existen diversos afloramientos de metabasitas en el Complejo de Sierra Nevada. Algunas de estas rocas son reconocibles como anfibolíticas, pero las de los



grandes afloramientos de las Catifas y del este de Lugros muestran aún la estructura e incluso las texturas de la roca volcánica. En los Mantos Alpujárrides, y sobre todo en las series metapelíticas atribuibles al Permowerfense, existen, como ya se ha dicho, indicios de la existencia algún aporte igneo. En el Manto de Carbonales aflora una pequeña masa de roca verde, entre micasquistos biotíticos que acusa levemente el efecto del metamorfismo, y en la que junto a abundantes plagioclasas, existe hornblenda verde y productos de alteración de esta (epidota, clorita y calcita).

## 2.2 Rocas ígneas en el Complejo Maláguide

Intercaladas en los conglomerados permotriásicos existen rocas volcánicas vacuolares con grado medio de alteración. Se trata de andesitas con plagioclasa, hornblenda basáltica, calcita, clorita, óxidos de hierro y clorita. Las vacuolas están rellenas de calcita y malaguíta.

Como cantos integrantes del "conglomerado de Marbellá" se han reconocido muestras de granodioritas en general muy alteradas. Presentan una asociación mineralógica compuesta de plagioclasa, cuarzo, biotita y ortoclasa; como accesorios, mica blanca, menas, calcita, apatito y circón; como minerales de alteración serícita, clorita y óxidos de hierro. Texturas holocristalinas de grano medio. En algún caso se ha encontrado un enriquecimiento en feldespato potásico que hace que la roca sea más granítica.