

CAPÍTULO 6

METAMORFISMO

6.- METAMORFISMO

El conocimiento de la evolución tectonotérmica de las áreas orogénicas, en el que las variaciones en la presión y la temperatura son consecuencia de los movimientos tectónicos, ha venido a sustituir la concepción de los primeros investigadores del metamorfismo, que lo consideraban como un proceso estático originado a una profundidad fija bajo la superficie de la Tierra.

Así, la obtención de las trayectorias P-T-t constituye uno de los objetivos principales de la petrología metamórfica moderna, puesto que la determinación de las condiciones físicas del metamorfismo es necesaria tanto para el entendimiento de la físico-química de los procesos metamórficos, como para acotar las condiciones en que se desarrollan los procesos dinámicos contemporáneos con el metamorfismo. El procedimiento para obtener estas trayectorias consiste en determinar las condiciones P-T de los sucesivos eventos metamórficos reconocibles, y en calcular la edad de los mismos mediante la utilización de métodos de geocronología isotópica. La formación de nuevas asociaciones minerales a lo largo de una trayectoria metamórfica suele corresponder con el paso por valores P-T críticos para el comienzo de una reacción y no tiene por qué coincidir con eventos deformativos. Pero como la deformación tiene generalmente efectos catalizadores sobre las reacciones minerales, es frecuente que estas neoformaciones coincidan con el desarrollo de nuevas fábricas y estructuras.

Estudios sobre la evolución tectonotérmica de regiones orogénicas caracterizadas por un engrosamiento cortical, han demostrado que se adaptan a unos modelos sistemáticos. Así, para valores medios de los parámetros más comunes que participan en la historia termal, los dominios mesocorticales han experimentado una evolución metamórfica de presión intermedia (ENGLAND Y THOMPSON, 1984). En realidad, esta evolución de tipo Barroviense ha sido considerada indicativa de una tectónica de colisión (THOMPSON Y ENGLAND, 1984). Los lazos horarios de las trayectorias P-T-t, desarrolladas en las partes de media a alta presión del orógeno, evidencian que la parte inicial del segmento de alta presión es obliterado por la subsiguiente recrystalización en el pico térmico, especialmente en trayectorias de alta temperatura.

Los experimentos numéricos muestran que la mayoría de las trayectorias dentro de una corteza engrosada tienden a acercarse al campo metamórfico de baja presión, después del pico térmico y durante una intensa descompresión. Cuando la exhumación es sólo debida a la erosión, ENGLAND Y THOMPSON (1984) han sugerido que el campo de baja presión no es alcanzado, pero como un evento de baja presión es lo normal en cinturones orogénicos, se llega a la conclusión de que la erosión no es el único proceso responsable para los gradientes metamórficos de baja presión. El abundante magmatismo puede ayudar a entender las trayectorias en el dominio de baja presión del espacio P-T, pero una extensión tardiorogénica también ha sido sugerida para explicar extensas regiones con un metamorfismo de bajas presiones (ENGLAND, 1987; THOMPSON Y RIDLEY, 1987).

Numerosos trabajos regionales han descrito y explicado el rápido levantamiento y exhumación que experimentan sectores corticales profundos como consecuencia de que constituyen el bloque de muro ("footwall") de grandes zonas de cizallas dúctiles de bajo ángulo y movimiento normal ("detachments") (SANDIFORD, 1989; PLATT, 1993; RUPPEL, 1995), según un

mecanismo semejante al propuesto para los “metamorphic core complex” del O de Norteamérica (DAVIS, 1980; CONEY y HARMS, 1984; WERNIKE *et al.*, 1987; HODGES *et al.*, 1987). Recientemente, se han descrito estructuras semejantes en el O de la Península Ibérica por ESCUDER VIRUETE (1995, 1999), quien describe de forma muy detallada las trayectorias P-T-t seguidas por los materiales afectados por estos procesos tectónicos, dentro del Domo Gnéisico del Tormes.

Las rocas profundas exhumadas mediante estos procesos suelen aparecer como complejos plutono-metamórficos de escala regional y de geometría a menudo domática, caracterizados por una intensa deformación dúctil y desarrollo de una extensa migmatización. Ambos procesos, plutono-metamorfismo y extensión, son los mecanismos que con mayor frecuencia se utilizan para explicar el metamorfismo de baja presión y alta temperatura en cinturones orogénicos. Además, los procesos extensionales son esenciales para explicar el rápido retorno al espesor normal de una corteza orogénica engrosada.

El estudio del metamorfismo de las regiones de Sanabria-Carballeda y Terra do Bolo presenta dificultades, debidas, principalmente, a que las rocas que constituyen gran parte del área son de composición cuarzo-feldespática, y no son adecuadas para la formación de minerales índice de metamorfismo. Los trabajos que tratan sobre el metamorfismo de estas regiones son escasos, y entre ellos cabe destacar los de FERRAGNE (1972), MARTÍNEZ GARCÍA Y CORRETGE (1970), MARTÍNEZ GARCÍA (1973) e IGLESIAS PONCE DE LEÓN y VAREA NIETO (1982).

FERRAGNE (1972) identificó cuatro episodios de metamorfismo. Los tres primeros, precámbricos, afectarían sólo a la Serie de “Viana do Bolo” y el cuarto varisco, al conjunto. El primer evento sería un metamorfismo de alta presión, el segundo blastomilonítico, el tercero de alta presión (meso-catazonal) con migmatización heterogénea asociada y el cuarto sería un evento de baja presión acompañado por migmatización homogénea. Además, efectuó dataciones Rb-Sr de roca total sobre la Serie de “Viana do Bolo”, obteniendo una edad de 475 Ma, que correspondería a su tercer evento y a la migmatización heterogénea. También dató las biotitas y moscovitas de estas rocas, con un resultado de 275 Ma para ambos minerales. La edad medida para las micas, minerales muy sensibles a la recristalización metamórfica, corresponderían al último metamorfismo. Dejando aparte la contradicción entre la edad paleozoica que obtiene para el tercer evento y su asignación al Precámbrico, FERRAGNE reconoció una evolución metamórfica desde presiones elevadas a bajas, tan características de los orógenos colisionales aunque, obviamente, no pudo interpretarla.

También MARTÍNEZ GARCÍA Y CORRETGE (1970) en su estudio del metamorfismo de la Serie de Porto, llegaron a la conclusión de que existen dos eventos metamórficos superpuestos, uno prevarisco con desarrollo de distena y otro varisco de baja presión. MARTÍNEZ GARCÍA (1973) propuso un esquema de zonación metamórfica, en el que todos los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” se encuentran en la mesozona. Además, en su Serie de Porto, que en este trabajo se ha denominado Serie de “Viana do Bolo”, son dos los episodios metamórficos que se pueden diferenciar; el primero de presión relativamente alta y edad Silúrico Medio y el segundo de presión intermedia asociado a la Orogenia Varisca.

IGLESIAS PONCE DE LEÓN y VAREA NIETO (1982) interpretaron la evolución como un único proceso metamórfico que comenzaría con la D1 y alcanzaría su punto máximo entre las D1 y D2 de la deformación Varisca. Este metamorfismo, definido en los materiales de la Serie de “Viana do

Bolo”, sería del tipo distena-sillimanita y evolucionaría hacia unas condiciones de andalucita-sillimanita.

6.1.- ZONACIÓN METAMÓRFICA Y ASOCIACIONES MINERALES

En este capítulo se describen las relaciones de las fases minerales, principalmente de las pizarras y micaesquistos, con particular énfasis en las asociaciones diagnósticas del grado metamórfico y de su evolución.

En términos químicos, las reacciones en rocas pelíticas involucran principalmente a los componentes SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O y H_2O , y la mayoría de los estudios teóricos y experimentales intentan modelar rocas naturales que usan este sistema simplificado, conocido como KFMASH (YARDLEY, 1989).

En este trabajo se ha utilizado la red petrogenética de POWELL Y HOLLAND (1990) para un sistema pelítico (KFMASH), modificada por ARENAS Y MARTÍNEZ CATALÁN (2003), añadiendo varias reacciones del sistema KFASH de los mismos autores y las curvas de varios equilibrios minerales bien calibrados experimentalmente por LUTH *et al.* (1964), LE BRETON Y THOMPSON (1988) y CHATTERJEE Y JOHANNES (1974), para el fundido mínimo en el sistema granítico y para la desaparición de la moscovita (Figura 6.1). También se han representado unas condiciones de P-T de referencia para las típicas zonas de minerales de un metamorfismo de presión media. Independientemente de la precisión en el establecimiento de las condiciones P-T, la red petrogenética de POWELL Y HOLLAND (1990) puede ser usada como una buena herramienta por comparación, ya que su coherencia interna ha sido establecida por rigurosos cálculos termodinámicos en el sistema de referencia.

Como se verá a lo largo del capítulo, la distribución de las asociaciones minerales es consistente con un incremento del grado metamórfico hacia las zonas más profundas del domo estructural. No se han reconocido eventos metamórficos anteriores a la Orogenia Varisca.

Para la descripción del metamorfismo se emplea al principio la clásica división por zonas de minerales índice, pero para explicar la evolución se subdivide la región en tres unidades metamórficas que corresponden a niveles estructurales diferentes: por encima de la zona de cizalla de segunda fase, su parte superior y lo que aflora de su parte inferior. La unidad metamórfica superior (UMS) está constituida por los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” de la zona oriental y los metasedimentos del Ordovícico (Capas de Los Montes, Cuarcita Armoricana y Pizarras de Luarca), donde sólo se encuentran reflejadas las deformaciones D1 y D3. La unidad metamórfica central (UMC) incluye materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y metasedimentos ordovícicos de la mitad occidental de la zona, deformados por D2. Su límite superior coincide con el de la foliación S2, y puede verse en la Figura 5.2, mientras que el inferior se sitúa en la isograda de la sillimanita-feldespatos potásico (Figura 6.2). La unidad metamórfica inferior (UMI) corresponde a la zona de la sillimanita-feldespatos potásico, e incluye partes basales de la Formación “Ollo de Sapo” y toda la Serie de “Viana do Bolo”, así como los ortogneises de Covelo, Ramilo y San Sebastián.

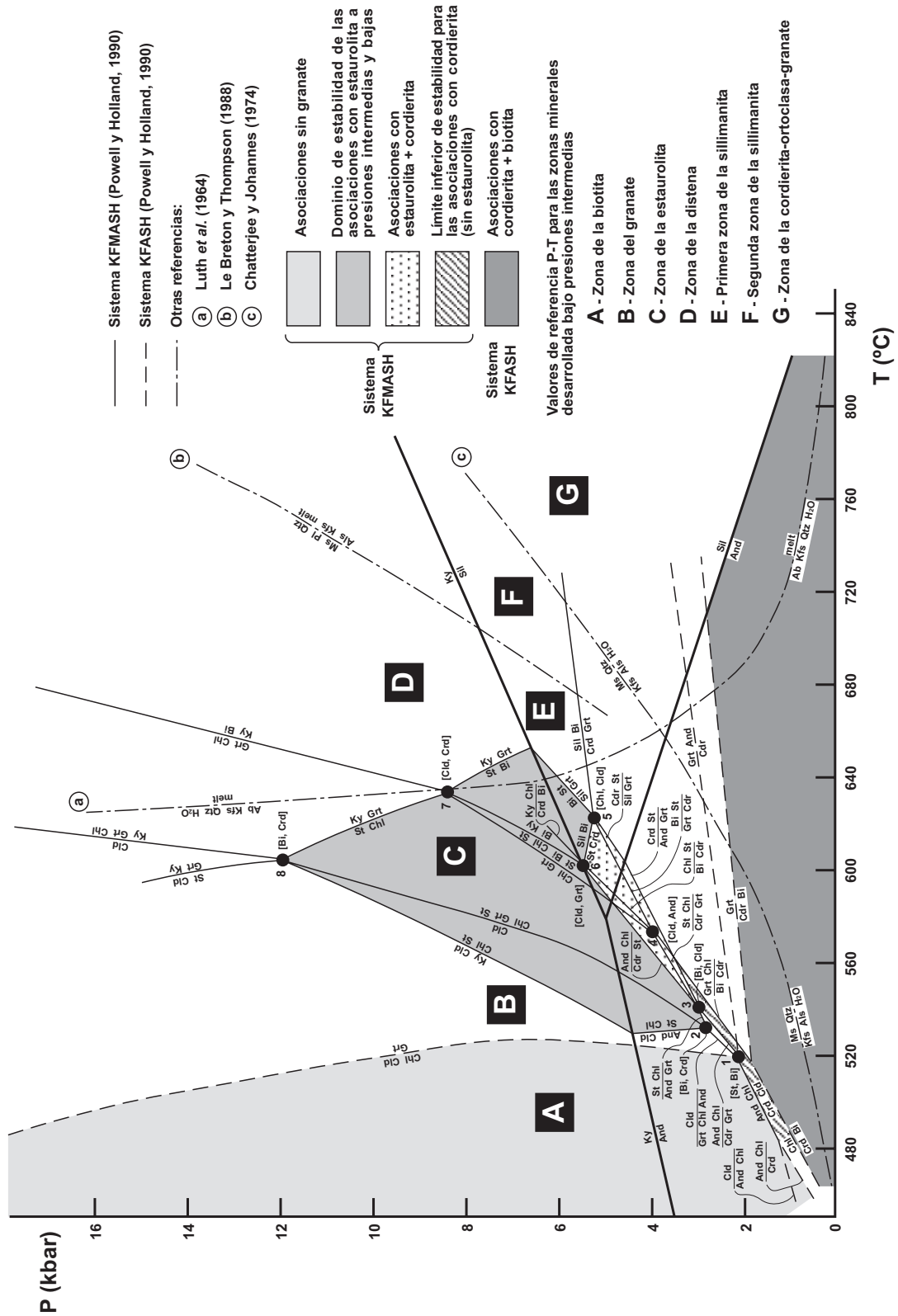


Figura 6.1: Red petrogenética para metapelitas, usada para trazar las trayectorias P-T-t de las unidades establecidas en el Antiforme del “Ollo de Sapo” (Red petrogenética de POWELL Y HOLLAND, 1990; modificada por ARENAS Y MARTÍNEZ CATALÁN, 2003).

Las trayectorias P-T-t en esas unidades se han deducido en las litologías más representativas y significativas, y están basadas en un cuidadoso estudio petrográfico, junto con la interpretación de las fábricas tectónicas (foliaciones y lineaciones) y su relación con las macroestructuras.

La distribución regional de las zonas metamórficas se muestra en la Figura 6.2. Ha sido establecida con las muestras recogidas para este trabajo y con numerosas láminas delgadas del fondo documental del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y, que corresponden a la documentación complementaria de las Hojas Geológicas del Plan MAGNA.

6.1.1.- Zona de la clorita

Se localiza en las zonas oriental y septentrional de la región de Sanabria-Carballeda, en ambos flancos del Anticlinorio del "Ollo de Sapo", donde en general, coincide con los materiales de las formaciones ordovícicas, aunque incluye parte de la Formación "Ollo de Sapo" del núcleo del anticlinorio. También en los alrededores de A Gudiña, en la esquina suroccidental del área estudiada, corresponden a la zona de la clorita.

Se caracteriza por la presencia de clorita y de una mica blanca de composición moscovítica (fengita), además de por la ausencia de biotita. La pirofilita no ha sido identificada ópticamente, aunque su existencia junto a los dos minerales anteriores es ampliamente descrita en la literatura metamórfica referente a rocas con composiciones ricas en Al.

Las asociaciones de minerales presentes en la metapelitas dentro de la zona de la clorita son:

- 1.- cuarzo + moscovita
- 2.- cuarzo + moscovita + clorita
- 3.- cuarzo + moscovita + albita
- 4.- cuarzo + moscovita + albita + clorita

Los materiales cuarcíticos presentan asociaciones minerales de los tipos 1 y 2.

Por lo que respecta a los materiales de la Formación "Ollo de Sapo", hay que tener en cuenta que para todos los valores de la relación Fe/Mg, es estable la asociación clorita + feldespato potásico. Esto se refleja en que pueden coexistir feldespato potásico y clorita en equilibrio en la zona de la clorita, hecho que se observa en la parte oriental, en ambos flancos del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" y en las proximidades del contacto con los materiales ordovícicos. La asociación de minerales presente en estas rocas es cuarzo + clorita + feldespato potásico + moscovita.

6.1.2.- Zona de la biotita

Esta zona se caracteriza por la presencia de biotita y un fuerte empobrecimiento de clorita. Además, falta el feldespato potásico en las metapelitas pobres en Al y en las litologías semipelíticas.

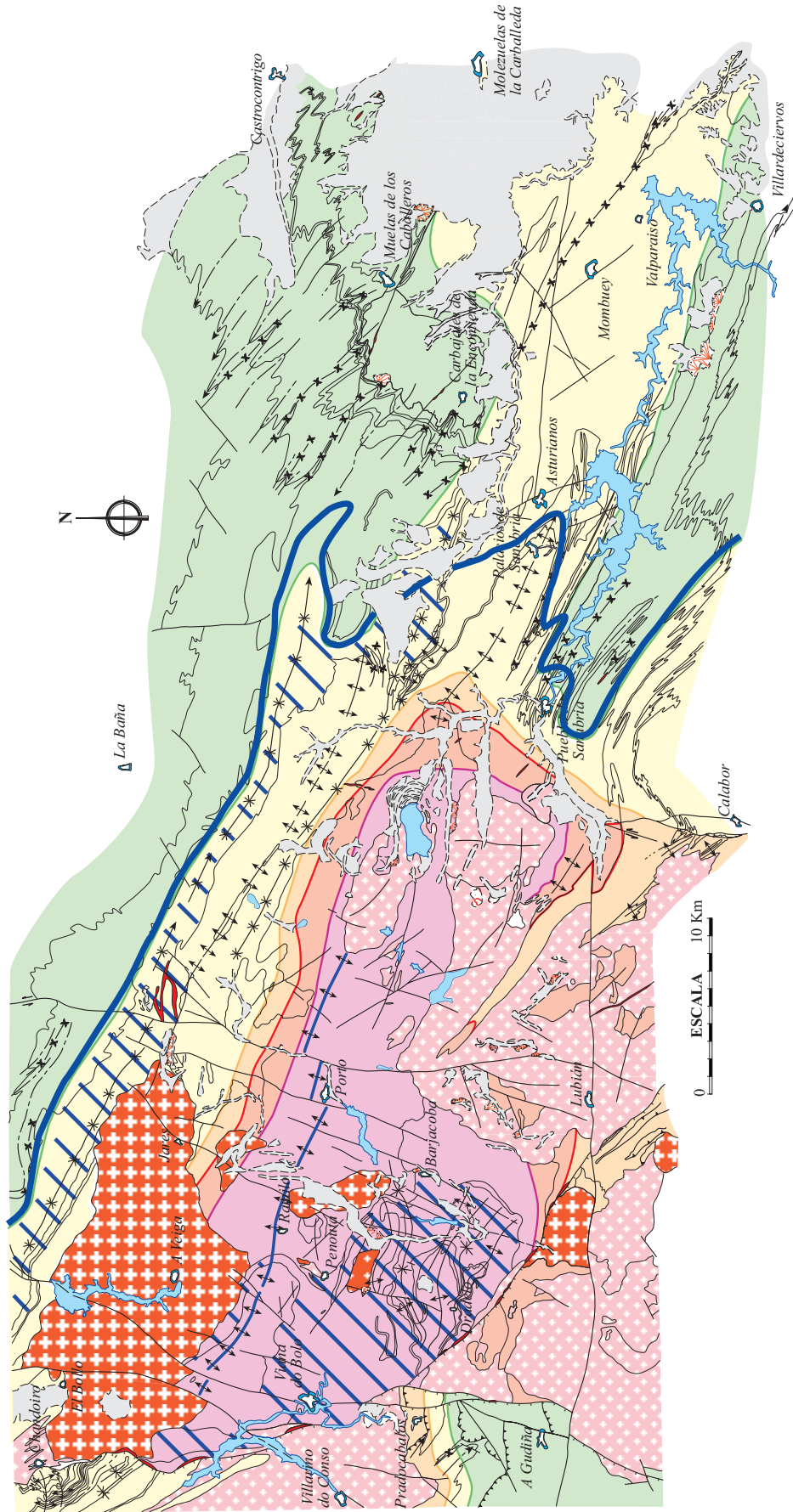


Figura 6.2: Mapa de isogradas y distribución de las zonas metamórficas en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo.

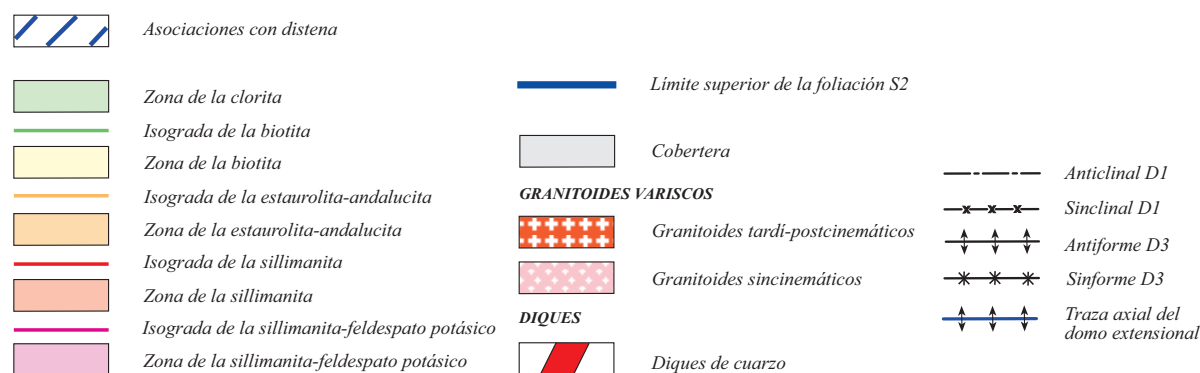
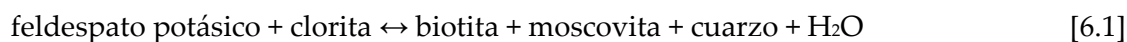


Figura 6.2 (continuación): Leyenda del mapa de isogras.

La definición de la zona de la biotita para las rocas en las que se forma más tempranamente, no corresponde a rocas estrictamente pelíticas, sino a grauvacas con feldespato potásico detrítico (MATHER, 1970). En estas rocas, la biotita puede formarse en rocas ricas en K^+ directamente a partir de la clorita, por un aumento de temperatura. Por lo tanto, la primera aparición de la biotita en un sistema KFMASH se realiza mediante la reacción divariante:

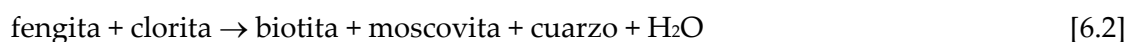


En un sistema KFMASH, la reacción [6.1] es divariante. A bajas temperaturas encontramos que feldespato potásico y clorita son estables, mientras que a temperaturas más altas la asociación estable es moscovita y biotita, y entre ambos intervalos las cuatro fases pueden ser estables.

Una de las características de las rocas de la Formación "Ollo de Sapo" de la mitad oriental es la ausencia de feldespato potásico primario. Este hecho ya fue puesto de manifiesto por PARGA PONDAL *et al.* (1964), que señalan que las ortoclasas están albitizadas. Los porfiroclastos, fenocristales y glándulas de feldespato alcalino han perdido el componente potásico, que pasa a formar parte de nuevas micas (biotita y moscovita, u otras micas blancas que forman parte de la matriz), y forman plagioclasas albiticas con texturas en damero ("chess board"; Foto 6.1), que es una textura típica de facies de los esquistos verdes. Este fenómeno es más patente y tiene un mayor desarrollo en los cristales de feldespato potásico formados a altas temperaturas, como son las glándulas de la Formación "Ollo de Sapo".

También es característico de esta zona el desarrollo y neoformación de biotita y cuarzo en las sombras de presión de los porfiroclastos de cuarzo y feldespato (Foto 6.2), indicando que se encuentran en la zona de la biotita.

Otra posibilidad para la formación de la biotita es a través de la reacción:



La aparición de la biotita depende de la relación Fe/Mg de la roca, apareciendo antes la paragénesis Bt + Ms en rocas de composición rica en Fe que en las ricas en Mg. Esto conlleva la

aparición de la asociación Chl + Ms + Bt en un intervalo amplio de temperatura, así como que dicha asociación sea estable en un extenso rango de T.

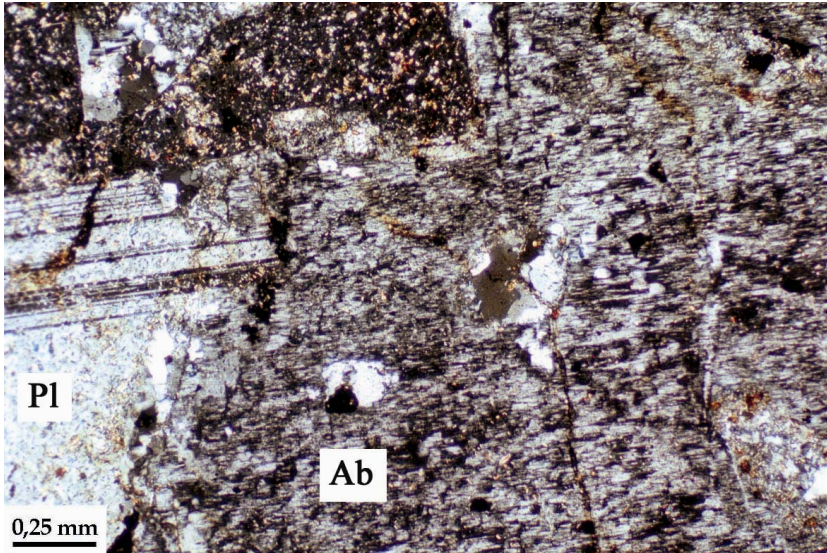


Foto 6.1: Cristal de feldespato despotasificado (Ab), mostrando textura en damero. Al lado se encuentra un cristal de plagioclasa (Pl) con maclas polisintéticas (nícoles cruzados).

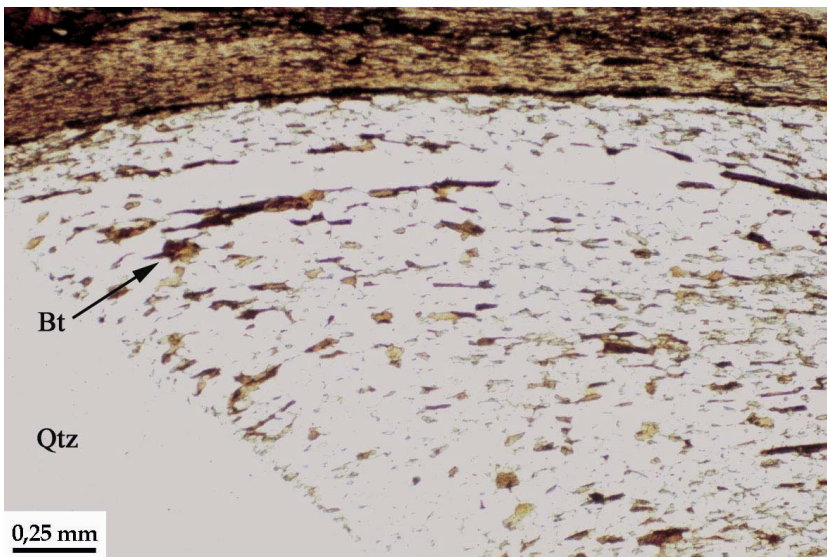


Foto 6.2: Porfiroclasto de cuarzo (Qtz) con sombra de presión, en la que se forman cuarzo y biotita (Bt. Nícoles paralelos).

Una característica común en la zona de la biotita es la formación de minerales del grupo de la epidota (epidota-zoisita-clinozoisita) junto con calcita. El desarrollo de estos minerales está relacionado con procesos de descalcificación y saussuritización de las plagioclasas, que en la unidad metamórfica superior se producen durante D1 y D3, mientras en la inferior se desarrollan de forma sincinemática a postcinemática con D2. Una de las posibles reacciones a partir de la cual se forma la clinozoisita es:



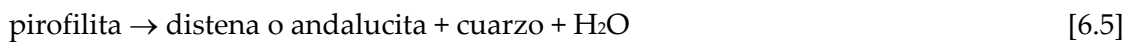
Por lo que respecta a las metapelitas ordovícicas ricas en Al, uno de los rasgos más característicos es la presencia de cloritoide junto con moscovita marcado la foliación.

El cloritoide muestra preferencia por ciertas litologías, encontrándose en niveles cuya composición es muy rica en aluminio y a la vez en hierro, como las pizarras negras de las Capas de Los Montes y las Pizarras de Luarca. Suele aparecer como cristales individuales, prismáticos, tabulares o bien formando gavillas y rosetones. Presenta un relieve elevado en relación con el cuarzo y, en general, suele ser incoloro aunque puede tener un ligero pleocroísmo desde incoloro a verde pálido. También se observan secciones con exfoliación, que suelen mostrar un pleocroísmo más intenso. En los cristales frescos se observan maclas polisintéticas. Estos cristales se encuentran aplastados por la crenulación S3.

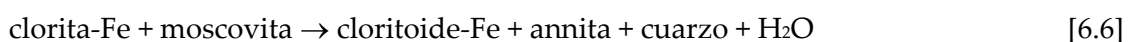
La formación de cloritoide en estas rocas tiene lugar probablemente a través de la reacción [6.4], que implica la desaparición de la pirofilita y que comienza a menores temperaturas en el sistema KFASH:



La aparición de un silicato de Al en estas metapelitas puede estar también relacionada con la completa desaparición de pirofilita mediante la reacción [6.5] en el sistema ASH, lo que podría explicar la existencia en el flanco N del anticlinorio y en su extremo más noroccidental de un moteado formado por porfiroblastos de andalucita, casi completamente transformados en agregados de sericita y clorita, o bien el desarrollo de porfiroblastos de distena. Con el aumento de la temperatura, en rocas pobres en Al no se desarrolla la reacción [6.5] dentro de un sistema ASH.



La reacción [6.6], dentro de un sistema KFASH, es importante, ya que implica el límite superior de la estabilidad térmica de la clorita rica en Fe y el límite inferior de la estabilidad de la asociación cloritoide + biotita:



Las asociaciones minerales en equilibrio para las metapelitas son:

- 1.- cuarzo + moscovita + biotita
- 2.- cuarzo + moscovita + biotita + clorita
- 3.- cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa
- 4.- cuarzo + moscovita + biotita + clorita + plagioclasa
- 6.- cuarzo + moscovita + biotita + cloritoide
- 6.- cuarzo + moscovita + cloritoide
- 7.- cuarzo + moscovita + cloritoide + albita
- 8.- cuarzo + moscovita + biotita + clorita + cloritoide
- 9.- cuarzo + epidota + biotita
- 10.- cuarzo + biotita + moscovita + epidota (zoisita - clinozoisita - epidota)

La asociación 2 es la que indica la entrada de la isograda de la biotita. En las cuarcitas se pueden observar las asociaciones 1, 2, 3 y 9, y para metapelitas de la Formación "Ollo de Sapo", la asociación 1 es la más frecuente junto con la 10.

En una sucesión metamórfica barroviense, el siguiente mineral en aparecer sería el granate y las rocas pelíticas de esta zona son ya típicamente esquistos. Dentro del área de estudio, no se ha podido separar una zona del granate porque las primeras apariciones de este mineral ocurren ya en la zona siguiente. Una posible explicación es que el campo de estabilidad para granate + clorita es bastante restringido dentro de un sistema KFMASH (Figura 6.1). Así, con un ligero aumento de la temperatura (10-20° C), la asociación granate + clorita se desplaza hacia abajo para producir estauroлита + biotita (SPEAR, 1993). En las láminas estudiadas es muy frecuente la asociación estauroлита-biotita, lo que parece confirmar que han sido en este caso los condicionantes termobáricos los que han impedido la formación de granate.

6.1.3.- Zona de la estauroлита-andalucita

La aparición de la estauroлита indica el comienzo del grado medio del metamorfismo, en el sentido de WINKLER (1978), con el paso a la facies de las anfibolitas. La estauroлита, al igual que el cloritoide, es un mineral típico de rocas pelíticas ricas en Al y en Fe y pobres en Ca (YARDLEY, 1989). La estauroлита se encuentra en los esquistos de las Capas de Los Montes en el flanco S del Antiforme del "Ollo de Sapo", que forma parte de la unidad metamórfica central (UMC). Pero aquí no se puede hablar estrictamente de una zona de la estauroлита sin incluir la andalucita, ya que ambos minerales se encuentran estrechamente unidos en la evolución tectonotermal. De ahí la individualización de una zona de estauroлита-andalucita.

En general, la estauroлита se encuentra como porfiroblastos con un hábito euhedral a subhedral, predominando los cristales muy euhedrales con secciones hexagonales. Tienen un relieve alto y un pleocroísmo que varía desde un color amarillo a amarillo pálido. Se pueden diferenciar dos generaciones de estauroлитas, que se han formado en procesos metamórficos distintos, uno progrado y otro retrogrado, pero ambos asociados a una misma historia tectonometamórfica.

Los cristales tienen carácter poiquiblastico y dependiendo del proceso metamórfico al que están asociados incluyen distintos minerales. Las estauroлитas del metamorfismo progrado incluyen cuarzo, minerales opacos de tamaño fino y hábitos alargados que suelen definir una textura helicítica, y en menor porcentaje se pueden observar pequeños cloritoides. Las estauroлитas retrogradadas tienen hábito subhedral a euhedral y contienen inclusiones de sillimanita (Foto 6.3).

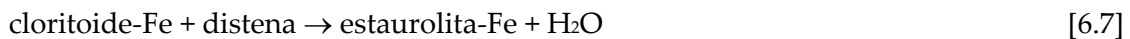
El crecimiento generalizado de andalucita llega a formar esquistos muy ricos en este mineral en las pizarras de las Capas de Los Montes en el flanco S del Antiforme de Sanabria y en menor grado en el flanco N, siendo este mineral abundante también en las filitas de los Montes do Invernadeiro y en el Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes (BARRERA *et al.*, 1989; FARIAS, 1990). La andalucita se presenta en cristales de hábito euhedral, con relieve alto y pleocroísmo rosado en la parte central. Son cristales poiquiblasticos que suelen incluir total o parcialmente otros de estauroлита.

El estudio de las láminas delgadas ha permitido establecer que ambos minerales, andalucita y estaurolita, aparecen prácticamente a la vez, iniciando su crecimiento al comienzo de la segunda fase de deformación. Así, es frecuente observar porfiroblastos de andalucita que incluyen a una esquistosidad de crenulación S₂, a la vez que están rodeados por ella o muestran rotaciones relacionadas (Fotos 6.4 y 6.5).

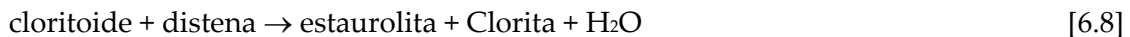
La inclusión de estaurolita en los porfiroblastos de andalucita y la presencia de unas zonas externas de estos últimos sin inclusiones, demuestran que estos cristales también se desarrollan en momentos tardíos o posteriores con respecto a S₂, pero siempre son anteriores al desarrollo de la tercera fase de deformación.

Las rocas pelíticas presentan una asociación mineral típica constituida por cuarzo + biotita + moscovita + estaurolita + andalucita + plagioclasa.

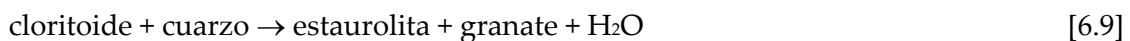
Una de las reacciones posibles para la formación de estaurolita dentro de un sistema FASH, es:



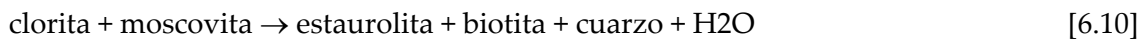
Esta reacción delimita la parte inferior de la estabilidad térmica, y es la responsable de la aparición de las primeras estaurolitas. Para un sistema KFMASH, la reacción que se puede esperar es:



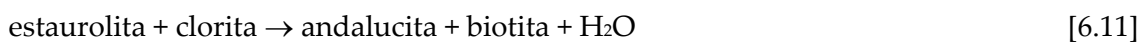
Esta es la reacción más probable para la primera aparición de estaurolita en las pelitas ricas en Al y Fe. En pelitas aluminosas, la estaurolita se produce a través de la reacción [6.9], con la desaparición del cloritoide:



Evidencias texturales de esta reacción se encuentran en algunos esquistos con estaurolita que contienen relictos de cloritoide. Cuando la reacción cesa, la estaurolita puede formarse por la reacción continua:



La formación de la andalucita puede producirse por transformación de distena en andalucita, o bien a través de las reacciones [6.11 y 6.12], que implican su formación a partir de estaurolita:



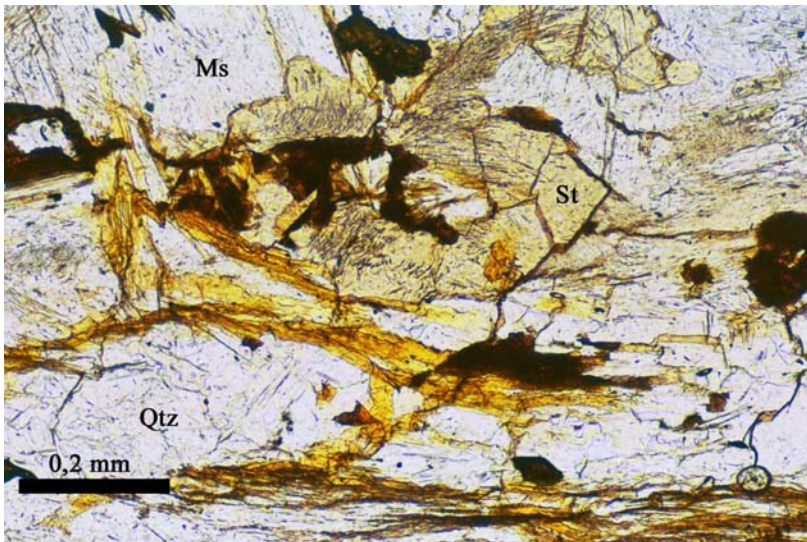


Foto 6.3: Porfiroblasto de estaurólita (St) de hábito subhedral que incluye agujas de sillimanita. También se observa cómo el cuarzo (Qtz) y la moscovita (Ms) incluyen sillimanita fibrolítica (nícoles paralelos).

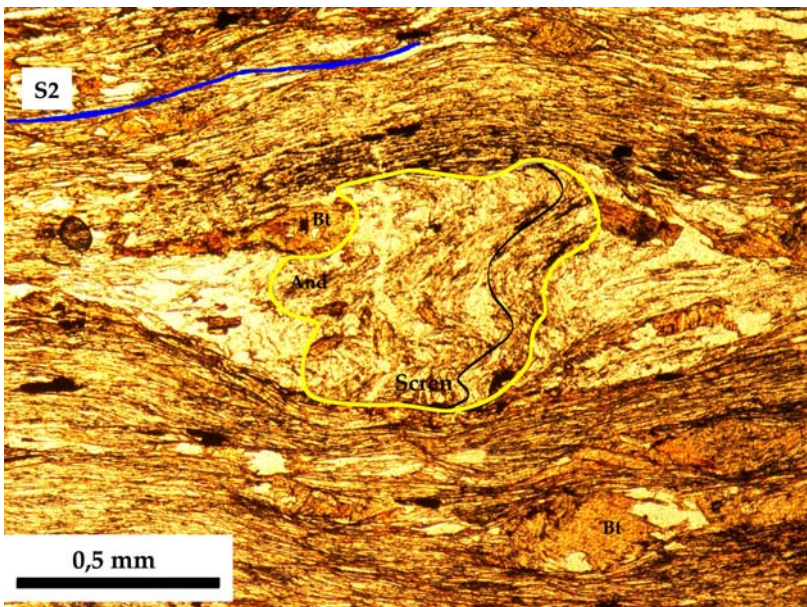


Foto 6.4: Porfiroblasto de andalucita (And) que incluye una esquistosidad de crenulación y está rodeado por la esquistosidad general (S2) que muestra la roca (Muestra: 267-12, nícoles paralelos).

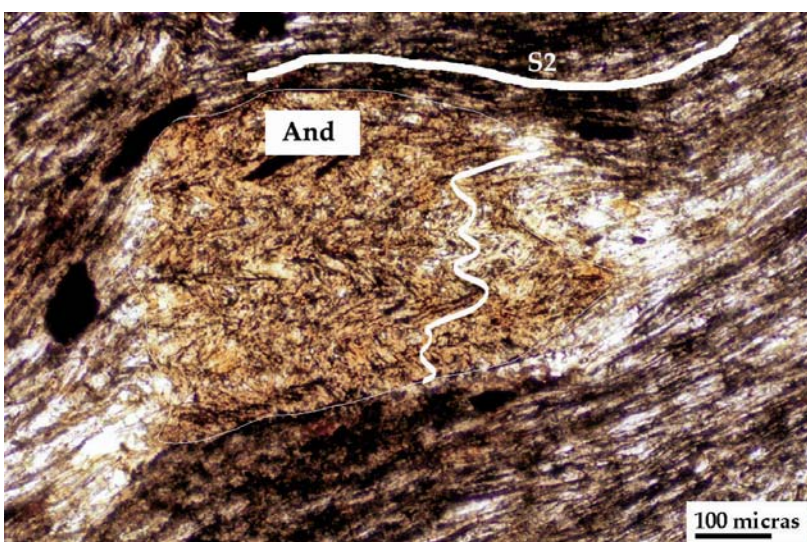


Foto 6.5: Porfiroblasto de andalucita (And) que incluye una esquistosidad de crenulación, y que está rodeado por la esquistosidad S2.

Las asociaciones minerales presentes en las metapelitas son:

- 1.- cuarzo + moscovita + estaurolita
- 2.- cuarzo + moscovita + biotita + estaurolita
- 3.- cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa + estaurolita
- 4.- cuarzo + moscovita + biotita
- 6.- cuarzo + moscovita + cloritoide + andalucita
- 7.- cuarzo + moscovita + andalucita
- 8.- cuarzo + moscovita + biotita + andalucita
- 9.- cuarzo + biotita + andalucita + estaurolita
- 10.- cuarzo + moscovita + biotita + andalucita \pm estaurolita \pm granate \pm plagioclasa

El granate sólo aparece en la parte estructuralmente más profunda de la zona de la estaurolita-andalucita. En las capas cuarcíticas, es característica la presencia de cloritoide y la asociación mineral está constituida exclusivamente por cuarzo + cloritoide.

Una dificultad a la hora de trazar las isogradas metamórficas dentro de la Formación “Ollo de Sapo”, es que los materiales cuarzo-feldespáticos no desarrollan minerales que indiquen de forma precisa las condiciones de presión y temperatura. Para trazar el límite de facies en estos materiales se ha utilizado el cambio de composición de la plagioclasa, que es albítica en la facies de los esquistos verdes y oligoclásica en la facies de las anfibolitas.

En la zona estudiada se ha comprobado esa variación de la composición de la plagioclasa. Además, las láminas delgadas han suministrado otro criterio, el desarrollo de cristales de cuarzo con formas esqueléticas incluidos en plagioclasa y feldespato potásico (Fotos 6.6 y 6.7). Al aumentar el grado metamórfico, los cuarzos con formas esqueléticas fueron sustituidos por los típicos cuarzos de alta temperatura, con hábito subhedral, con formas redondeadas e incluso con caras cristalinas bien desarrolladas y que se encuentran principalmente en los feldespatos (Foto 6.8), pero también como inclusiones en otros cristales de cuarzo (Foto 6.9).

6.1.4.- Zona de la sillimanita

Esta zona también denominada, a veces, 1ª zona de la sillimanita, se caracteriza por este mineral, como polimorfo estable del Al_2SiO_5 . Dentro de esta zona es común que los cristales de andalucita se encuentren rodeados por sillimanita, en su variedad de fibrolita, que proviene de la transformación de sus bordes, aunque también puede aparecer en su variedad prismática. Las asociaciones minerales en equilibrio presentes, dependiendo del tipo de litología, son:

- 1.- cuarzo + moscovita + biotita + sillimanita
- 2.- cuarzo + moscovita + biotita + sillimanita \pm estaurolita \pm granate \pm plagioclasa
- 3.- cuarzo + biotita + sillimanita
- 4.- cuarzo + moscovita + biotita + andalucita + sillimanita
- 5.- cuarzo + moscovita + biotita + andalucita + sillimanita \pm estaurolita \pm granate \pm plagioclasa
- 6.- cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa + estaurolita + granate + sillimanita
- 7.- cuarzo + moscovita + biotita + granate

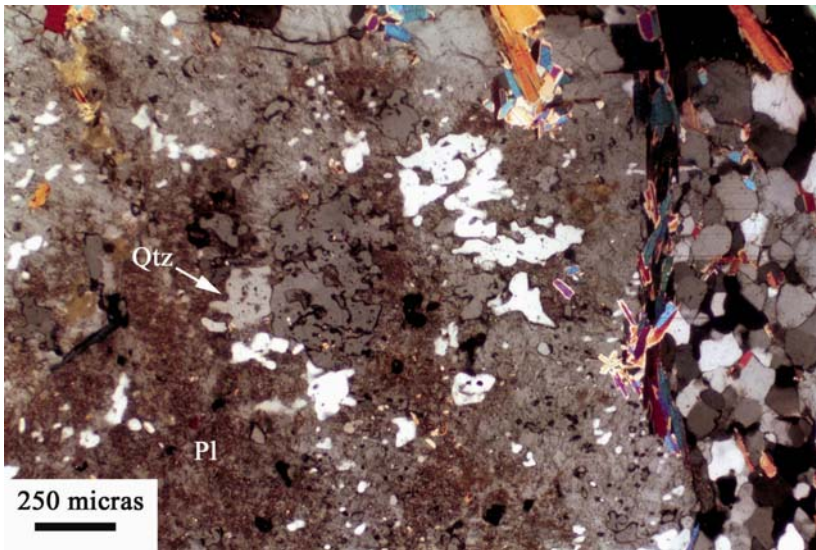


Foto 6.6: Cristales de cuarzo (Qtz) con formas poiquiloblásticas incluidos en plagioclasa (Pl). Este tipo de cuarzo se comienza a observar en el cambio de facies de los esquistos verdes a la facies de las anfibolitas, dentro de los ortogneises glandulares (nícoles cruzados).

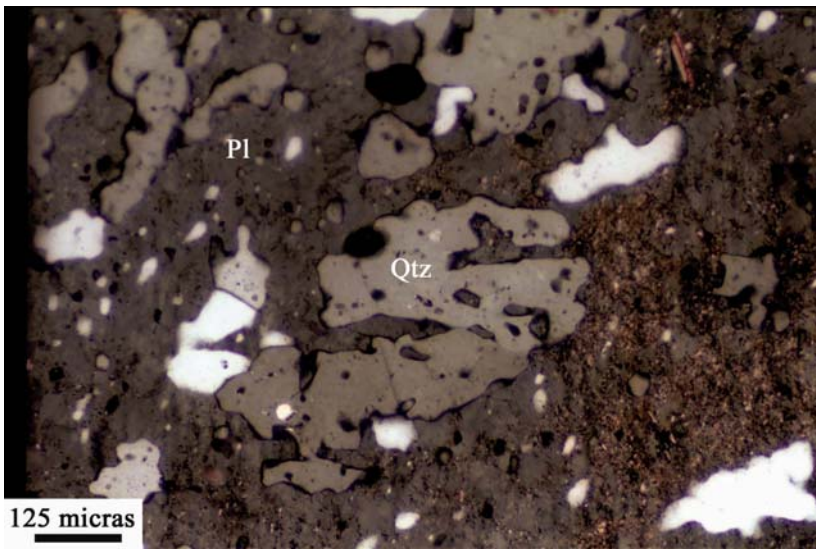


Foto 6.7: Detalle de los cuarzos neoformados (Qtz), donde se puede observar mejor la forma poiquiloblástica y su formación en el interior de los feldespatos, principalmente plagioclasa (Pl) (nícoles cruzados).

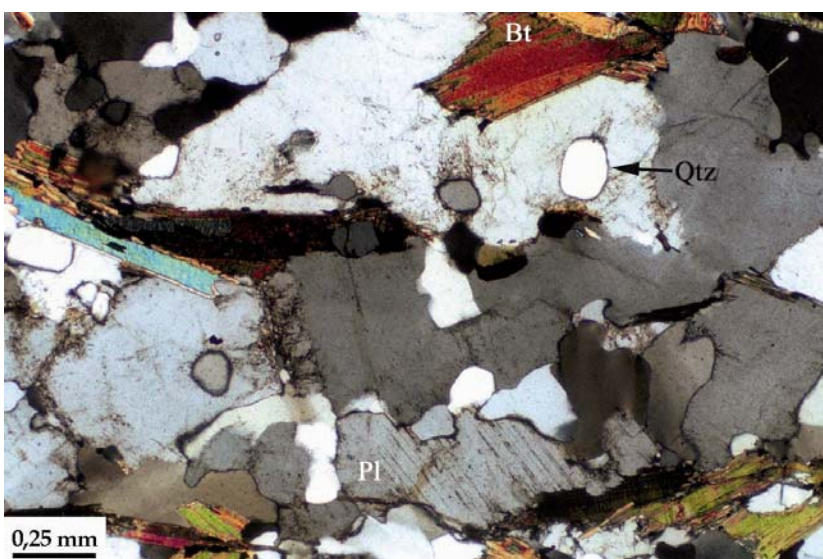
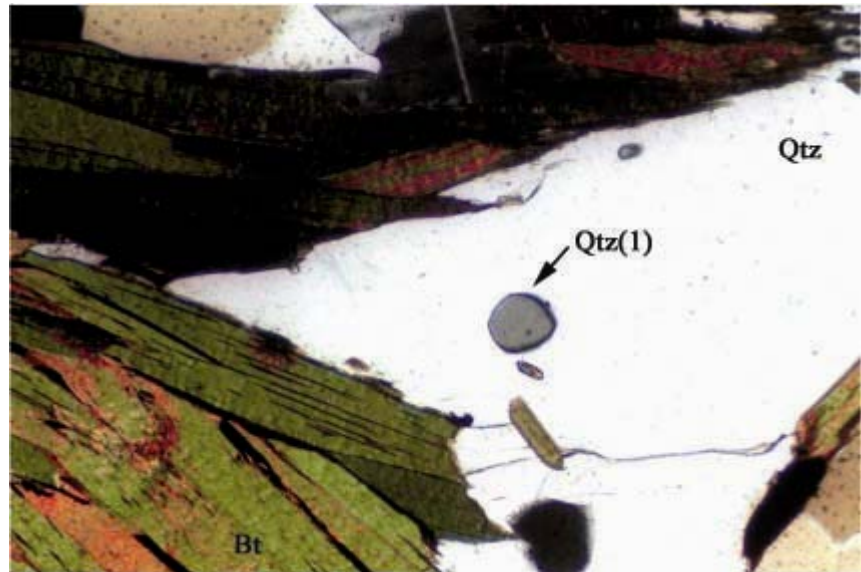


Foto 6.8: Aspecto de la textura de los gneises bandeados, donde se observa el desarrollo de los cuarzo redondeados (Qtz) subhedrales, que aparecen con el aumento del grado metamórfico, a partir de los cuarzos poiquiloblásticos de las 2 fotos anteriores (Pl = plagioclasa; Bt = biotita; nícoles cruzados).

Foto 6.9: También se observa cómo grandes cristales de cuarzo (Qtz) incluyen pequeños cristales de cuarzo (Qtz1). (Bt= biotita; nícoles cruzados).



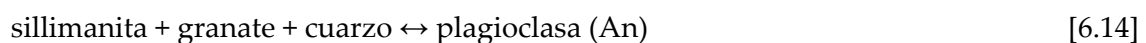
Con todo lo expuesto anteriormente, se puede trazar la evolución metamórfica y, en definitiva, la trayectoria P-T-t de los materiales de la unidad metamórfica central (UMC), que alcanzan la primera isograda de la sillimanita.

6.1.5.- Zona de la sillimanita – feldespato potásico

Esta segunda zona de la sillimanita se caracteriza por la desaparición de moscovita primaria y el crecimiento de sillimanita y feldespato potásico, que se puede explicar por medio de la reacción:



En los gneises bandeados, los granates (cálcicos) muestran diferentes grados de absorción hacia plagioclasa, indicando que la siguiente reacción continúa tienen lugar:



Lo que implica una descompresión a alta temperatura y un ascenso de estas rocas hacia la superficie. Los valores extremos para el desarrollo de esta reacción son de 3,4 y 7,6 kb para unas temperaturas de 660° C y 780° C. Como valores más probables estimamos 5,0 y 6,6 kb para 690° C y 770° C.

Las asociaciones minerales presentes en esta zona son:

1.- cuarzo + moscovita + biotita + feldespato potásico + sillimanita ± plagioclasa

- 2.- cuarzo + biotita + feldespato potásico + sillimanita ± plagioclasa
- 3.- cuarzo + biotita + sillimanita + feldespato potásico
- 4.- cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + sillimanita
- 5.- cuarzo + feldespato potásico + sillimanita
- 6.- cuarzo + biotita + sillimanita
- 7.- cuarzo + moscovita + biotita + feldespato potásico + plagioclasa
- 8.- cuarzo + biotita + feldespato potásico
- 9.- cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa + granate

Es característica de esta zona una intensa migmatización, que afecta sobre todo a la Formación "Ollo de Sapo" y a la Serie de "Viana do Bolo" de la cual, la litología dominante, los gneises bandeados, son el producto.

Las rocas metapelíticas (micaesquistos con granate) son, de hecho, gneises de alto grado y migmatitas, con leucosomas de composición granítica derivados de la fusión parcial. Los leucosomas aparecen concordantes con el bandeo litológico y la foliación principal de la roca, lo que les confiere una estructura estromática, o bien están plegados isoclinalmente a escala centimétrica o métrica. Otro hecho destacable es la presencia de leucosomas formados por masas discordantes no afectadas de forma tan intensa por el plegamiento, generados en etapas más tardías.

En los ortogneises cuarzo-feldespáticos, la textura gneísica está definida por una foliación biotítica dentro de la primera isograda de la sillimanita y por una foliación biotítica-sillimanítica en la segunda isograda de la sillimanita; en este segundo caso, la foliación separa lentes cuarzo-feldespáticas que contienen granate o agregados de granate y biotita.

Los porfiroblastos de feldespato potásico generados durante la migmatización aparecen estirados paralelamente a la Lm2 (Fotos 6.10 y 6.11), desarrollando colas de recristalización asimétricas y estando frecuentemente fracturados a lo largo de las superficies C'. La existencia de material leucosomático ocupando zonas de cizalla discretas y ligadas al "boudinaje" asimétrico de la foliación S2 de los gneises sugiere que la migmatización es un proceso sin-D2.

La evolución posterior de las rocas de esta zona es consistente con un enfriamiento acompañado de una suave descompresión. Dicho enfriamiento queda registrado por la sustitución del granate por agregados de biotita + plagioclasa + cuarzo y en la sustitución de la sillimanita por andalucita y moscovita.

Finalmente, la unidad alcanza condiciones de la facies de los esquistos verdes indicadas por la sustitución del granate por agregados de biotita + clorita, procesos de moscovitización y/o transformación de la sillimanita en moscovita, así como el desarrollo de cloritoides de gran tamaño (Fotos 6.12 y 6.13), que suelen mostrar un maclado polisintético y un carácter tardío en las litologías más apropiadas, los micaesquistos con granate.

Foto 6.10: Cristales de feldespato potásico generados durante la migmatización M2. Los cristales aparecen estirados paralelamente a L2, a la vez que desarrollan colas de recristalización asimétricas.

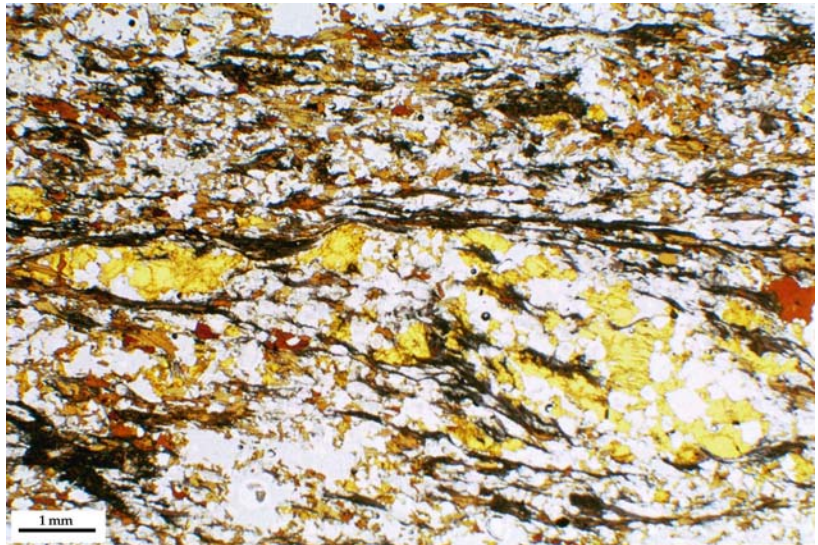


Foto 6.11: Detalle de la foto anterior donde se aprecian mejor las características de la textura de la foliación marcada por la sillimanita. (Sil= Sillimanita; Qtz= cuarzo; Kfs= feldespato potásico; Bt= biotita).

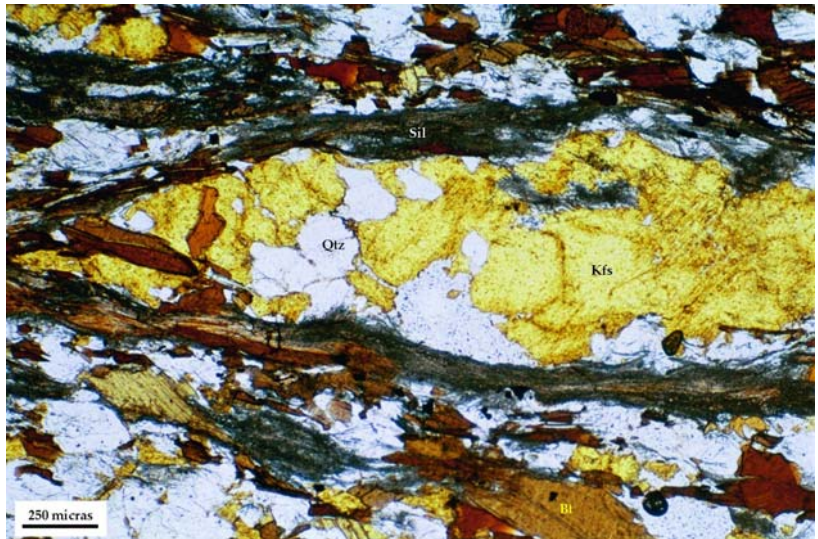


Foto 6.12: Cristales de cloritoide (Cld) de gran tamaño, con maclado polisintético dentro de los micaesquistos con granate, desarrollados al final del proceso metamórfico, sobreimponiéndose a las fábricas S2. (Muestra: 9-12, IB-1307, perteneciente al fondo documental del IGME; nícoles cruzados).



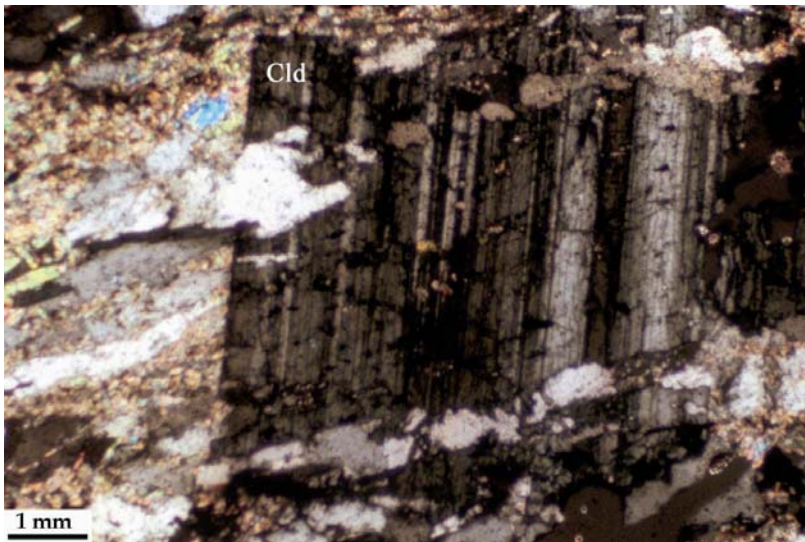


Foto 6.13: Cristal de cloritoide (Cld) de gran tamaño, con maclado polisintético. Este tipo de cloritoides incluyen la esquistosidad principal (S2), marcada por el alineamiento de cristales de cuarzo (nícoles cruzados).

6.1.6.- Asociaciones con distena

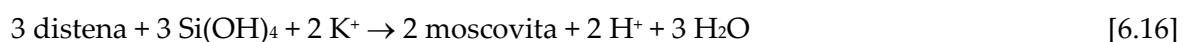
La distena se ha encontrado en dos áreas y litologías diferentes, en las pizarras de las Capas de Los Montes del flanco N del Antiforme de Sanabria y en los gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”.

La primera ya fue citada por IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y VAREA NIETO (1982) en la hoja MAGNA de Viana del Bollo, nº 228, donde describen una banda de hasta 50 metros de espesor, de esquistos negros y azules, muy alumínicos, con cloritoide, sobre los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”, en la que es sistemática la presencia de cuarzos de exudación con distena. Se ha comprobado la existencia de esa banda, que se prolonga hasta el N de Santiago de la Requejada y las orillas de río Negro. La distena se encuentra tanto en los cuarzos de exudación como en los niveles pizarrosos, donde presenta la asociación mineral cuarzo + moscovita + distena (Fotos 3.54 a 3.56 y Foto 5.48).

En la segunda zona, la distena fue descrita por MARTÍNEZ GARCÍA (1973), quien la atribuyó a un metamorfismo pre-varisco. En los gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”, la distena siempre se ha encontrado como inclusiones, blindada en cristales de plagioclasa. En general, los cristales suelen tener finas orlas de moscovita (Fotos 6.14 y 6.15), que se forma a expensas de ella y de acuerdo con la reacción (YARDLEY, 1989):



Una vez que la distena ha sido orlada completamente por la moscovita, y ya no hay contacto con cuarzo, la sustitución puede continuar a través de la reacción:



La presencia de distena en el flanco N del Antiforme de Sanabria implica el desarrollo de una zona de distena, característica de un metamorfismo barroviense o de presión intermedia. Sin embargo, no se ha cartografiado como tal en la Figura 6.2 debido a lo limitado de su aparición, y a que prácticamente coincide con la isograda de la biotita.

Hay que aceptar que las condiciones P-T de aparición de la distena se dieron para un área extensa que abarca las unidades metamórficas central e inferior (UMC y UMI). Sin embargo, el mineral no se desarrolló en los materiales cuarzo-feldespáticos del "Ollo de Sapo". Y en gran parte de los metasedimentos pelíticos del Ordovícico Inferior y la Serie de "Viana do Bolo", donde sí lo hizo, ha desaparecido para dar paso a otro polimorfo durante la evolución metamórfica subsecuente, quedando preservado sólo en dominios estructurales por encima de la isograda de la andalucita y en los más profundos, debido al crecimiento de plagioclasa, que lo blindó.

Foto 6.14: Cristal de distena (**Ky**) blindado en plagioclasa (**Pl**), mostrando una fina orla de moscovita. (**Bt** = biotita).

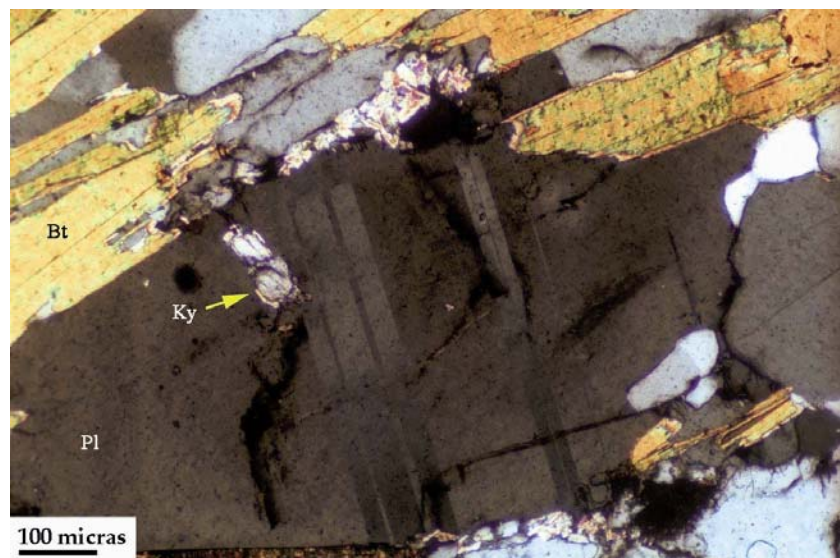
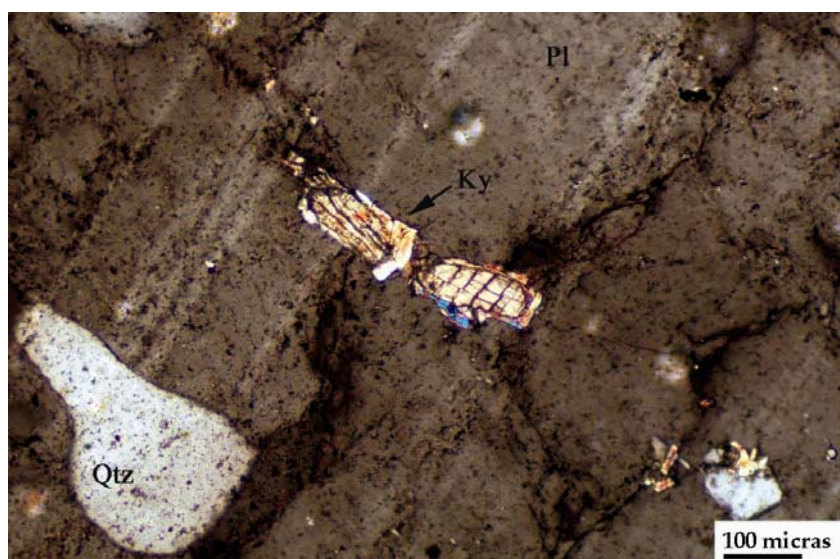


Foto 6.15: Otro detalle de la presencia de distena (**Ky**) en los gneises bandeados. Como siempre, se encuentra blindada en los cristales de plagioclasa (**Pl**). Se observa muy bien cómo tiene una orla de moscovita. Otra de las características de esta zona metamórfica es la neoformación de cuarzo (**Qtz**) en el interior de cristales de plagioclasa por procesos de reajustes composicionales.



6.1.7.- Asociaciones minerales en rocas calcosilicatadas

Las rocas de silicatos cálcicos forman alternancias con niveles métricos de mármoles calcícticos y dolomíticos, con capas de cuarcitas, o aparecen intercaladas en los gneises bandeados, siempre dentro de las zonas metamórficas correspondientes a la 1ª o 2ª isograda de la sillimanita.

Las asociaciones minerales encontradas, características de la zona de la sillimanita en este tipo de roca son:

- 1.- cuarzo + plagioclasa + hornblenda + titanita ± biotita ± granate ± piroxeno
- 2.- cuarzo + plagioclasa + clinopiroxeno (diopsídico)+ granate + titanita

Las reacciones minerales en rocas calcosilicatadas pueden ser de gran ayuda como indicadores del grado metamórfico, pero gran parte de estas reacciones son muy dependientes de la movilidad y las actividades del H₂O y CO₂, lo que dificulta usarlas para establecer las condiciones del metamorfismo.

Las etapas tardías del metamorfismo, en estas rocas calcosilicatadas, quedan registradas en diversos procesos de retrogradación. La hornblenda puede aparecer transformada en sus bordes a otro anfíbol de carácter actinolítico, junto con clorita, y la plagioclasa se encuentra total o parcialmente reemplazada por un agregado de grano fino de epidota + zoisita + clinozoisita + albita + cuarzo + moscovita (mica blanca). La presencia de anfíbol actinolítico junto con la asociación albita + epidota + clorita es indicativa de la facies de los esquistos verdes, y corresponde con la etapa del metamorfismo retrogrado.

6.2.- EVOLUCIÓN METAMÓRFICA

Los materiales de las regiones de Sanabria-Carballeda y Terra do Bolo han sido afectados por un metamorfismo regional progrado y polifásico, simultáneo con la deformación varisca, que varía desde condiciones epizonales (zona de la clorita) a condiciones meso- y catazonales (zonas de la estaurolita y sillimanita - feldespato potásico).

El objetivo de esta sección consiste en estudiar la evolución tectonotermal de estas regiones, tratando de establecer las condiciones máximas del metamorfismo y su evolución en el espacio P-T-t. Para este análisis emplearemos la subdivisión en unidades metamórficas superior, central e inferior, estrechamente relacionada con los niveles estructurales definidos por la deformación de la segunda fase.

Con las isogradas y zonas metamórficas identificadas se puede establecer que el metamorfismo que afectó a estas regiones es de tipo barroviense, definido por BARROW (1893) en las Highlands meridionales de Escocia. Este metamorfismo se caracteriza por unas condiciones de presión intermedia, y evolucionó hacia condiciones de menor presión a lo largo de la orogenia.

6.2.1.- Evolución de la unidad metamórfica superior (UMS).

Esta unidad aflora en la mitad oriental de la zona de estudio y se caracteriza por encontrarse toda ella dentro de la facies de los esquistos verdes, más concretamente en las zonas de la clorita y la biotita. Estructuralmente corresponde a la parte superior del basamento varisco, por encima de la banda de cizalla subhorizontal de segunda fase de deformación. En la Figura 6.3 se muestra la trayectoria propuesta para esta unidad.

Los metasedimentos ordovícicos se encuentran siempre en la zona de la clorita, así como los materiales de la Formación "Ollo de Sapo" inmediatamente por debajo de ellos, pero el núcleo del anticlinorio, ocupado por el ortogneis glandular, se encuentra en la zona de la biotita y se caracteriza además por los procesos de despotasificación, albitización y neoformación de minerales del grupo de la epidota (zoisita-clinozoisita), junto con calcita.

El trazado de la trayectoria P-T es necesariamente corto, y está mal acotado para su rango de presiones por falta de minerales índice. Se supone que corresponde a un gradiente de tipo barroviense por extrapolación del identificado en las unidades metamórficas subyacentes, y se asocia al primer evento metamórfico (M1). Aunque es evidente que las rocas han vuelto a la superficie, las evidencias de retrogradación son escasas, por lo que sólo se ha dibujado la trayectoria progradada.

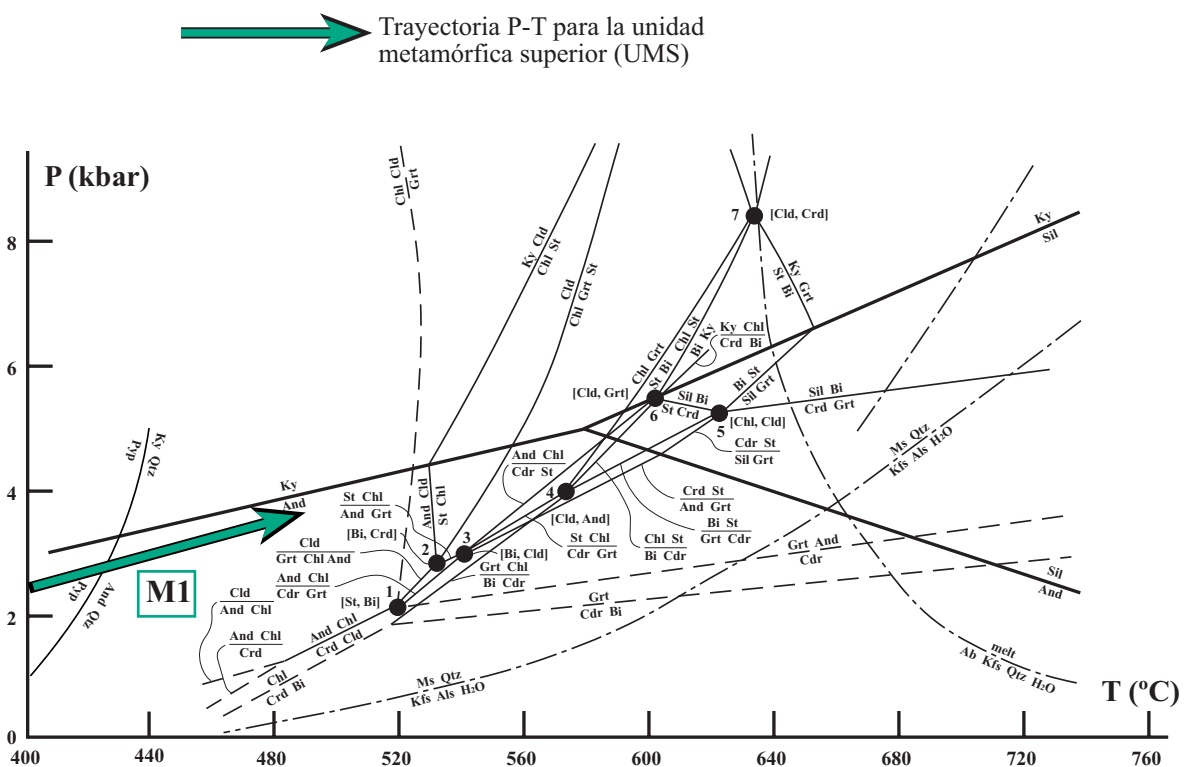


Figura 6.3: Trayectoria P-T propuesta para la UMS.

6.2.2.- Evolución de la unidad metamórfica central (UMC)

Esta unidad aflora en la mitad occidental de la zona de estudio, abarcando las zonas de la biotita (parcialmente, ver Figura 6.2), estaurolita-andalucita y 1ª de la sillimanita y, aunque no individualizadas como tales, se asume que también incluye las zonas del granate y la distena. Estructuralmente corresponde a la parte superior de una potente zona de cizalla sinmetamórfica de la segunda fase de deformación (D2), sincrónica con un metamorfismo M2 y en el que se desarrollaron las zonas metamórficas mencionadas, cuyas isogradas son subparalelas a las fábricas S2 regionales y aproximadamente concéntricas con el domo tectono-metamórfico de Sanabria-Viana do Bolo. La fuerte recrystalización metamórfica sufrida durante el desarrollo de M2, contrasta con la historia metamórfica deducida para la UMS representativa del M1.

La Figura 6.4 muestra dos trayectorias P-T para la UMC, una para cada uno de los flancos del Antiforme de Sanabria.

Las pizarras ordovícicas del flanco N se caracterizan por la presencia generalizada de cloritoide sin- a postcinemático en relación con S2. Según se desciende estructuralmente, aumenta la intensidad de la deformación y el grado metamórfico, observándose el desarrollo de distena en bandas, y que tienden a localizarse hacia la parte basal de las Capas de Los Montes, cerca del contacto con la Formación "Ollo de Sapo". En pelitas ricas en Al, el desarrollo de distena a partir de pirofilita se produce aproximadamente a 400° C y a 4 Kbar. Las distenas incluyen una S1, a veces crenulada, de lo que se deduce que la distena es sincinemática temprana con S2 y representa una etapa de aumento de la presión que se atribuye al emplazamiento de los complejos alóctonos.

Los cristales de distena se encuentran transformados total o parcialmente en andalucita, a la vez que se encuentran aplastados por la crenulación S3, por lo que la andalucita es tardía- a postcinemática con S2, reflejando la etapa de retrometamorfismo asociada al episodio extensional D2, bien desarrollado en dominios mesocorticales.

En el flanco N no se ha observado la presencia de granate ni de estaurolita, pero sí se ha constatado que el grado metamórfico aumenta suavemente de SE a NO, pasando de condiciones de blastesis de cloritoide hasta las de andalucita, en la cerrada del embalse del Bao.

Para el flanco S, la historia metamórfica es más compleja. Así, desde el SE hacia el NO, la evolución se extiende desde la zona de la clorita hasta la segunda zona de la sillimanita (sillimanita-feldespatos potásico). Para el estudio de esta zona metamórfica se han escogido los afloramientos pertenecientes a las Sierras de la Gamoneda y de Parada, situados al SO de Puebla de Sanabria, que ofrecen un afloramiento continuo.

Las relaciones microtexturales en rocas metapelíticas indican que el crecimiento de porfiroblastos sin-M2 es contemporáneo al desarrollo de la foliación S2, aunque buena parte de la deformación D2 postdata el pico metamórfico regional. Es decir, el metamorfismo varisco de baja P/alta T fue sincrónico con la formación de las fábricas no coaxiales subhorizontales S2.

La parte estructuralmente más alta, de la cizalla sinmetamórfica, coincide aproximadamente con la entrada de la isograda de la biotita en toda la mitad occidental de la región. La biotita se

encuentra definiendo la esquistosidad S2, tanto en los materiales metasedimentarios como en los ortogneises glandulares. El cloritoide, muy abundante en algunas metapelitas, es también sin-S2 en esta unidad, y el crecimiento de estauroлита se extiende desde el inicio de D2 (estauroлитas progradadas) hasta su culminación (estauroлитas retrógradas, en las zonas más profundas, con inclusiones de sillimanita).

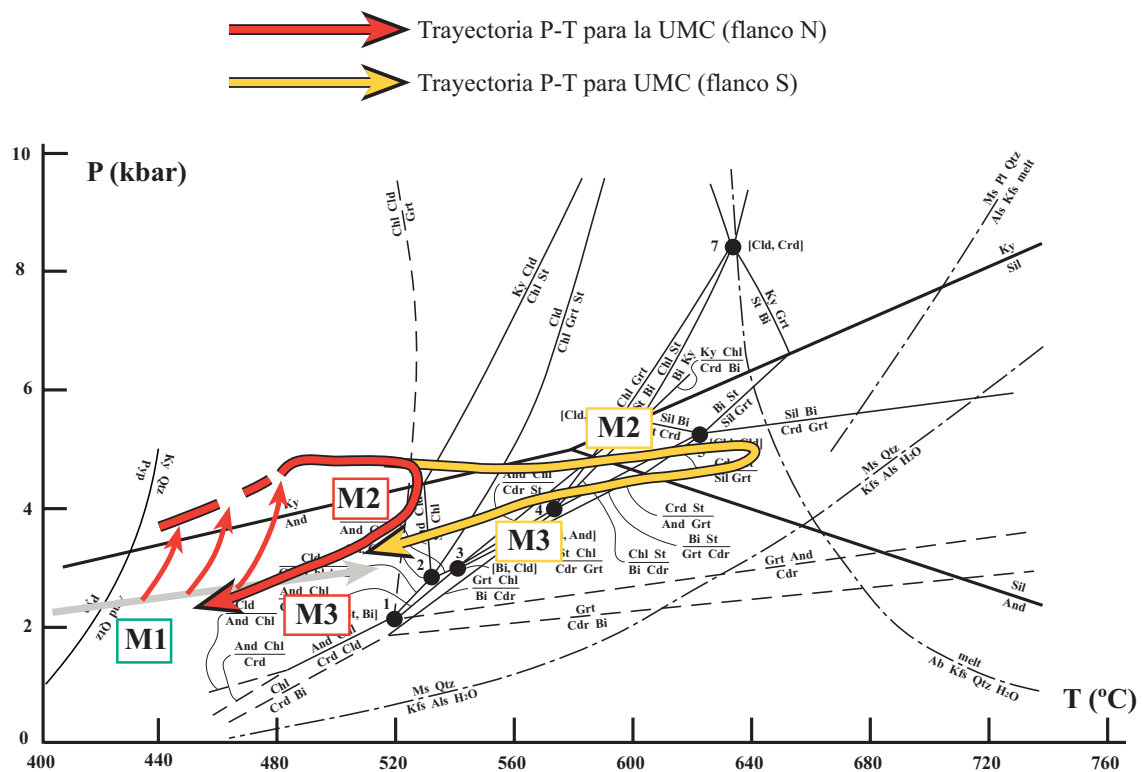


Figura 6.4: Trayectorias P-T deducidas para la UMC en los metasedimentos ordovícicos de ambos flancos del Antiforme de Sanabria.

La andalucita comenzó a desarrollarse al mismo tiempo o ligeramente después que la estauroлита, a la que incluye con frecuencia. En la 1ª zona de la sillimanita, se pueden observar porfiroblastos de andalucita sin-M2 rodeados por una foliación S2 formada por biotita, moscovita y sillimanita, y la propia andalucita aparece parcialmente transformada en este último mineral. Esta reacción indica que las rocas han seguido una trayectoria P-T por debajo del punto triple de estabilidad de los polimorfos del Al_2SiO_5 , lo que implica un calentamiento isobárico. En la red petrogenética (Figura 6.1), el rango de presión en el cual se produce la transformación de andalucita a sillimanita durante el aumento de temperatura, para rocas que presumiblemente vienen del campo de la distena, puede situarse alrededor de 4-5 kbar.

La Figura 6.4 muestra dos trayectorias P-T para los esquistos de las Capas de Los Montes en los flancos N y S del Antiforme de Sanabria. Los del flanco N evolucionaron por el campo de la distena, sufriendo una retrogradación por el campo de la andalucita. Debido a su posición estructural relativamente alta, se libraron del fuerte calentamiento isobárico que caracteriza la evolución del flanco S.

La trayectoria para el flanco S asume una parte inicial común, aunque aquí la distena no se habría preservado. Después, entraron sucesivamente en los campos de la andalucita, sillimanita y de nuevo, andalucita, siguiendo una trayectoria progradada aproximadamente isobárica y después una retrograda ligeramente descompresiva, que puede describirse como un tercer evento metamórfico (M3).

6.2.3.- Evolución de la unidad metamórfica inferior (UMI)

Esta unidad abarca la zona de la sillimanita-feldespatos potásico y representa el nivel estructural más profundo aflorante. En la Figura 6.5 se muestra la trayectoria P-T sin-D2 deducida. Las litologías utilizadas fueron los micaesquistos con granate, los gneises bandeados de la Serie de "Viana do Bolo" y los ortogneises cuarzo-feldespáticos del "Ollo de Sapo" y Covelo.

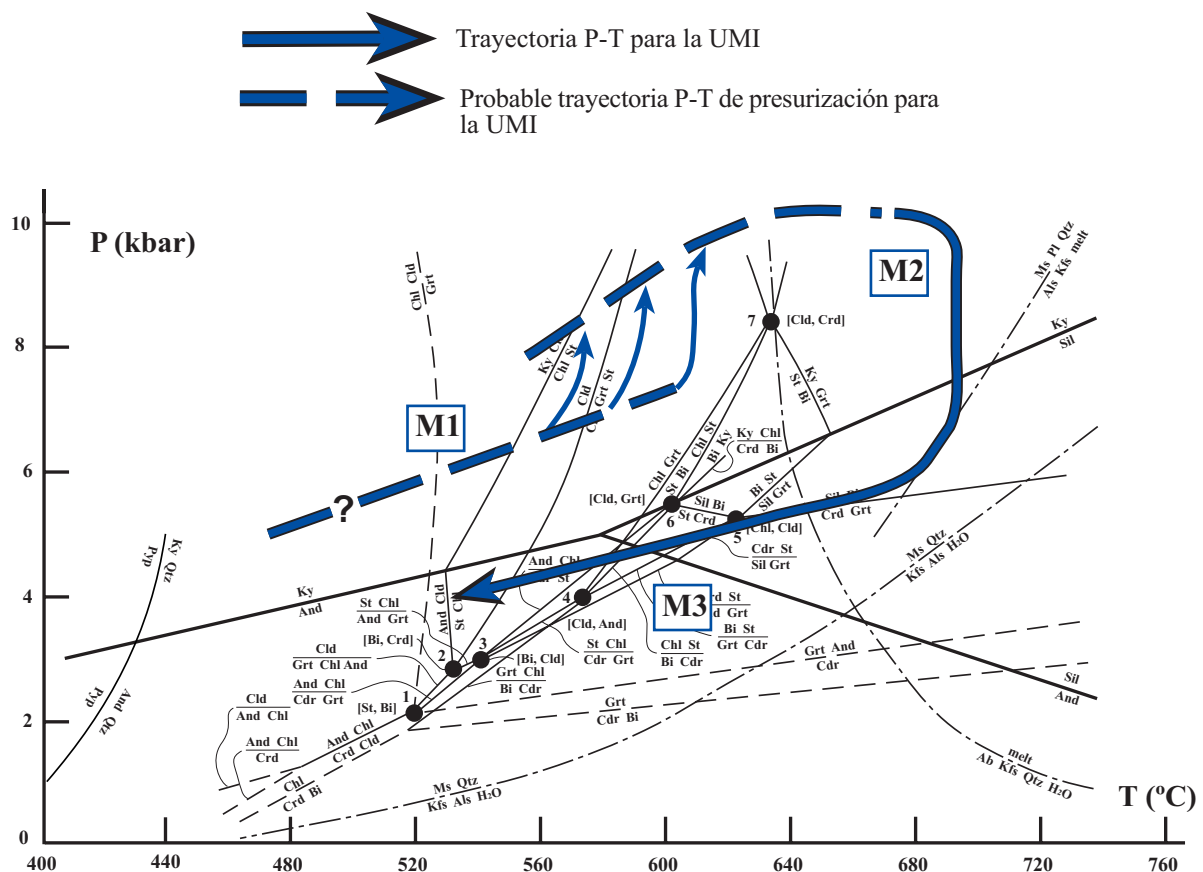


Figura 6.5: Trayectoria P-T deducida para la UMI, incluyendo la trayectoria probable para los estadios precoces del metamorfismo (trazo discontinuo).

La trayectoria inicial muestra una progradación por el campo de la distena, cuyo trazado es hipotético, pero justificado por las abundantes inclusiones de distena en plagioclasas de los gneises bandeados y la existencia de granates anhedrales desestabilizados, cuya transformación a biotita y plagioclasa durante el evento M2 indica la existencia de otro previo, M1, progrado y de presión intermedia. El aumento de presión reflejado en la trayectoria P-T, al igual que para la UMC, se atribuye al emplazamiento de los complejos alóctonos.

Esta primera parte de condiciones progradadas fue seguida de una trayectoria descendente casi isotérmica, pasando al campo de la sillimanita para luego seguir un recorrido descendente con poca pendiente por el campo de la andalucita, hasta la facies de los esquistos verdes (M3).

6.2.4.- Interpretación de la evolución metamórfica

El conjunto de las trayectorias deducidas para las tres unidades metamórficas se muestra en la Figura 6.6. La trayectoria para la UMI es característica de la evolución de una corteza engrosada por una colisión continental, y está justificada por la aparición precoz de distena, estauroilita y granate. No es ninguna novedad, puesto que en todo el NO peninsular se describe la presencia de distena desarrollada en los inicios del metamorfismo y que suele encontrarse como relicta en los porfiroblastos de andalucita (ATHERTON *et al.*, 1974; MARTÍNEZ Y ROLET, 1988), y que en esta zona se encuentra como relicta en porfiroblastos de plagioclasa.

Además, dentro de los micaesquistos con granate de la Serie de "Viana do Bolo", los núcleos de los granates parcialmente re-absorbidos en estas rocas contienen agujas de rutilo, mientras que fuera de ellos sólo se encuentra ilmenita. Las agujas de rutilo pueden representar estadios del evento metamórfico de presión intermedia. También hay que tener en cuenta que los granates estudiados en las muestras 266-76 (gneises bandeados) y 266-22 (micaesquistos con granate), muestran perfiles que indican que se han desarrollado en condiciones de aumento de presión y donde la temperatura disminuye o se mantiene constante, como queda reflejada en la trayectoria P-T. Esto puede estar relacionado con el emplazamiento de los complejos alóctono, que en estos momentos se estarían situando encima de los materiales de la región de Sanabria.

La evolución posterior incluye una descompresión drástica, marcada por la desestabilización de granate y rutilo, y la fusión parcial de los materiales pelíticos y gnéisicos, que asignamos al evento M2.

La trayectoria para la UMC discurre al principio paralela a la de la UMI, como correspondería a rocas que experimentan también el engrosamiento colisional pero situadas a relativamente poca profundidad. La presencia de distena en el flanco N del Antiforme de Sanabria nos refleja un considerable aumento de la presión, que puede considerarse coetáneo con el aumento de presión que sufre la UMI, marcado por el desarrollo de los granates estudiados en las muestras 266-76 y 266-22, y que puede reflejar el emplazamientos de los complejos alóctonos. Sin embargo, en la UMC abandonan su trayectoria ascendente, de presurización progresiva, para seguir una de fuerte calentamiento casi isobárico, cuyo pico térmico se acerca al de la trayectoria de la UMI. Este tipo de trayectorias es característico del bloque superior de despegues

extensionales de escala cortical, y permite interpretar la segunda fase de deformación varisca y el metamorfismo M2 en clave de colapso gravitacional y re-equilibrio de la corteza orogénica.

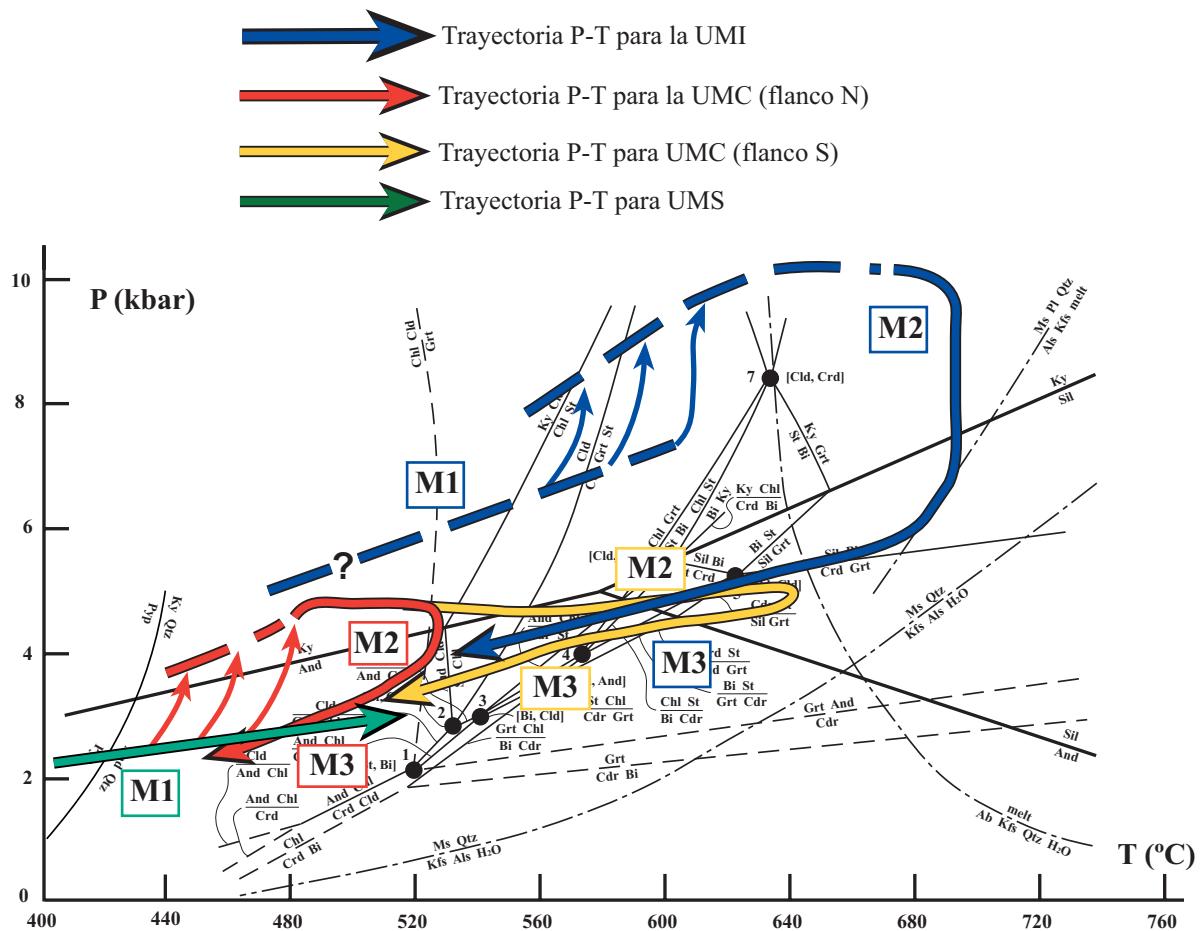


Figura 6.6: Trayectorias P-T inferidas para las tres unidades metamórficas. Estabilidad de los polimorfos Al_2SiO_5 según POWELL Y HOLLAND (1990).

La razón del fuerte calentamiento hay que buscarla en el ascenso de rocas calientes desde zonas profundas de la corteza, que en principio puede estar relacionado con un despegue extensional, pero también con el flujo viscoso de rocas parcialmente fundidas como las que constituyen la UMI.

Lo anterior es válido para la UMC en el flanco S del Antiforme de Sanabria. En el flanco N, el calentamiento isobárico es menos evidente en los metasedimentos de las Capas de Los Montes, pero lo es en las zonas más profundas, y eso puede explicarse por una cierta oblicuidad entre la base de la formación ordovícica y las zonas más calientes en ascenso, que estarían algo más profundas hacia el N. Una vez alcanzado su pico térmico, la trayectoria del flanco S de la UMC muestra una retrogradación coincidente con la de la UMI, el evento metamórfico M3, que implica el cese del movimiento diferencial entre ambas unidades y el comienzo de su evolución posterior durante la deformación D3, caracterizada por descompresión y enfriamiento simultáneos.

Esa última parte de la historia fue probablemente más compleja de lo que la trayectoria, dibujada esquemáticamente, sugiere, al menos localmente. En efecto, cabe esperar nuevos episodios de calentamiento en relación con la intrusión de los granitoides, y también una despresurización limitada, pero rápida, en el bloque levantado de la Falla de Chandroiro.

