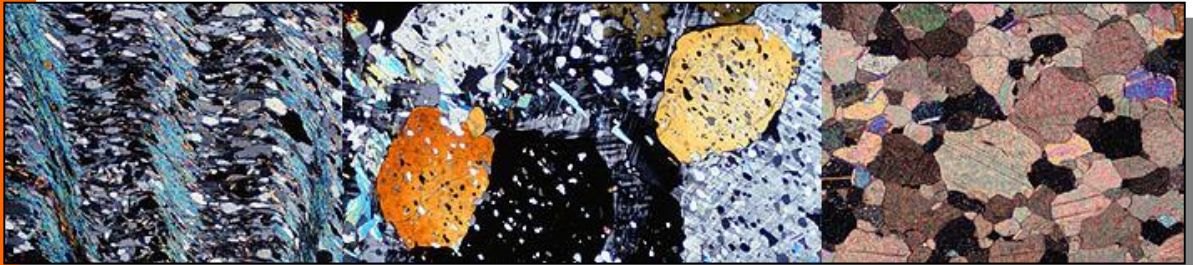

Petrología Metamórfica

Asistente de Prácticas

DEPARTAMENTO DE MINERALOGÍA Y PETROLOGÍA
UNIVERSIDAD DE GRANADA

(Versión 2004a)



© R. L. Torres Roldán, A. García-Casco, J. F. Molina Palma.
Universidad de Granada. 2004.

Este documento es para uso interno de los alumnos de la asignatura
Petrología Metamórfica y carece de finalidad comercial. Se prohíbe
su reproducción o distribución sin autorización expresa.

Contenido

1	Introducción	5
1.1	Rocas Metamórficas y Metamorfismo	5
1.2	Objetivos del estudio petrográfico de las rocas metamórficas.	5
1.2.1	Asociaciones minerales metamórficas y desarrollo textural	6
2	Clasificación y nomenclatura	8
2.1	Criterios de clasificación	8
2.2	Terminología basada esencialmente en características mineralógicas y de estructura	9
2.2.1	Esquema de nombres compuestos	9
2.2.2	Nombres específicos	9
2.3	Terminología basada en la naturaleza del protolito (prefijos meta-, orto-, para-)	11
2.4	Terminología basada en las condiciones del metamorfismo	11
2.4.1	Presión, temperatura y grado	11
2.4.2	Facies metamórficas	11
2.5	Esquema de nomenclatura recomendado por la SCMR-IUGS	14
2.5.1	Nombres raíz recomendados	14
2.5.2	Procedimiento recomendado para dar nombre a una roca	14
3	Texturas (microestructuras) de las rocas metamórficas	17
3.1	Texturas producidas por deformación	17
3.2	Texturas producidas por recristalización	19
3.2.1	Texturas ligadas a la liberación de tensiones intracristalinas	19
3.2.2	Texturas ligadas a la reducción de la energía de superficie y reforma de los cristales (annealing)	20
3.3	Texturas asociadas a reacciones entre minerales	21
3.3.1	Distribución y tamaño de los cristales	21
3.3.2	Inclusiones	22
3.3.3	Texturas de reemplazamiento: coronas y simplectitas	24
3.3.4	Indicadores texturales de coexistencia en equilibrio	25
4	Sistemática práctica	27
4.1	¿Cómo se aborda el estudio de una lámina delgada?	27
4.1.1	Paso 1: Descripción macroscópica.	27
4.1.2	Paso 2: Inventario mineralógico e identificación del grupo composicional	27
4.1.3	Paso 3: Identificar las texturas en que aparecen las distintas fases.	28
4.1.4	Paso 4: Análisis paragenético (secuencia de asociaciones)	28
4.1.5	Paso 5: Clasificación y estimación de las condiciones de formación.	29
5	Referencias y textos recomendados	30
6	Apéndice A: Glosario de términos y nombres de rocas metamórficas	31
7	Apéndice B: Glosario de texturas y procesos metamórficos	34
8	Apéndice C: Principales minerales constituyentes de las rocas metamórficas	37
9	Apéndice D: Diagramas AFM y ACF	42

9.1	AFM	42
9.2	ACF	42
10	Apéndice E: Modelo comentado de ficha petrográfica	44

1 Introducción

1.1 Rocas Metamórficas y Metamorfismo

En el interior terrestre, bajo condiciones ambientales (presión, temperatura, fluidos coexistentes, régimen de esfuerzos) distintas de aquellas en las que fueron originadas, las rocas ígneas y sedimentarias tienden a sufrir modificaciones de diversa naturaleza. El conjunto de estas transformaciones y los procesos mediante los que estas tienen lugar recibe el nombre de *metamorfismo*, y sus productos son las *rocas metamórficas*.

El metamorfismo se caracteriza primordialmente por operar en estado sólido¹. Debido a ello no suele conllevar cambios composicionales importantes² y el quimismo global de una roca metamórfica suele no diferir sustancialmente del de la roca parental (*protolito*). Comúnmente el metamorfismo incluye uno ó varios de los siguientes procesos: a) nucleación y crecimiento de nuevas especies minerales (*blastesis*), b) recristalización y/o descomposición de las ya existentes (incluyendo, en el caso de soluciones sólidas, posibles cambios de composición), y c) cambios estructurales a diversas escalas y con distintos estilos. Asociación mineral y desarrollo estructural son por tanto caracteres esenciales de las rocas metamórficas.

El estudio de las rocas metamórficas tiene en general dos propósitos básicos:

- Identificar sus protolitos. A este respecto conviene notar que, aunque el grado de transformación que muestran las rocas metamórficas respecto de su apariencia original puede ser importante, la relativa constancia en la composición global (reflejada en la asociación mineral), así como la posible persistencia de texturas o estructuras relictas, permiten a menudo identificar la procedencia original de la roca como derivada de un tipo particular roca sedimentaria ó magmática.
- Obtener información sobre las condiciones ambientales y contexto geológico en que tuvieron lugar las transformaciones metamórficas. Presión, temperatura y régimen de fluidos se estiman sobre todo en base a las asociaciones minerales neoformadas, en tanto que el contexto deformacional viene apuntado por el tipo de desarrollo textural. El conjunto de estas informaciones puede ser utilizado en la reconstrucción de las *trayectorias metamórficas* seguidas por estas rocas, y éstas a su vez para la ayudar a comprender la historia geológica y contexto geodinámico en que se produjo el metamorfismo.

La importancia del estudio de las rocas metamórficas se pone de manifiesto por la simple apreciación de que la mayor parte de la corteza y el manto superior deben estar constituidos por algún tipo de roca metamórfica (ó en vías de serlo). Las rocas metamórficas pueden proporcionar claves esenciales sobre cuestiones tan importantes como las regiones fuente de los magmas, la evolución de los orógenos y, en general, sobre los mecanismos y dinámica evolutiva del interior terrestre.

1.2 Objetivos del estudio petrográfico de las rocas metamórficas.

El presente cuaderno de prácticas hace especial referencia a la petrografía básica de las rocas metamórficas en lámina delgada, como complemento de la materia teórica y como ayuda y documentación práctica en el trabajo de laboratorio con microscopio petrográfico convencional. En

¹ Aunque es frecuente la presencia de una pequeña cantidad de fluido intergranular y, bajo determinadas circunstancias, puede incluir el que tenga lugar fusión parcial de la roca.

² Salvo los que puedan acompañar a procesos de pérdida ó ganancia de especies volátiles. Esta observación es dependiente de la escala. Una redistribución de componentes químicos a pequeña escala acompaña necesariamente a los cambios mineralógicos.

este trabajo de laboratorio los objetivos esenciales son la identificación y clasificación de los tipos más comunes de rocas metamórficas y la obtención de evidencias que ayuden a determinar el tipo y condiciones del metamorfismo representado en ellas. El cuerpo principal del cuaderno incluye una descripción de los principales esquemas para la clasificación y nomenclatura de las rocas metamórficas (capítulo 2), una breve discusión de los principales tipos de texturas que pueden presentarse y su interpretación (capítulo 3) y una introducción a la sistemática práctica del estudio petrográfico de rocas metamórficas comunes (capítulo 4). Los apéndices A y B son glosarios de referencia rápida con definiciones de términos comunes en la nomenclatura, texturas y procesos asociados a las rocas metamórficas. El apéndice C contiene un listado con datos básicos sobre los principales minerales constituyentes de las rocas metamórficas. El apéndice D resume los principios de construcción de los diagramas composicionales más comúnmente usados en la representación de las asociaciones minerales metamórficas.

1.2.1 Asociaciones minerales metamórficas y desarrollo textural

Muchas rocas metamórficas contienen una asociación mineral única y un tipo de estructura distintiva, cuyo inventario puede ser suficiente para dar nombre a la roca y clasificarla en términos de distintos criterios tales como el tipo de protolito (ígneo, sedimentario, etc.), grupo composicional y condiciones probables de equilibrio (e.g., facies). Sin embargo, dado que el metamorfismo es un proceso dinámico, es frecuente que tanto mineralogía como estructura presenten relaciones más complicadas. Tales complicaciones pueden por ejemplo resultar de un incompleto equilibrio durante la trayectoria metamórfica seguida por la roca, durante la cual se han podido suceder varios episodios de recristalización/deformación bajo diferentes condiciones. Un caso común es que una roca contenga (a) una *asociación mineral principal* (que posiblemente representa las máximas condiciones de presión y temperatura alcanzadas), (b) *relictos* de asociaciones minerales formadas con anterioridad a la asociación principal (incluidas las del protolito), y (c) minerales o asociaciones minerales *retrogradas*, que representan cambios ocurridos tras el episodio metamórfico principal, durante la exhumación de la roca o bien durante su exposición en superficie (i.e., alteraciones meteóricas). De un modo análogo, en algunas rocas es posible distinguir un desarrollo textural caracterizado por una secuencia de distintos episodios de deformación y de recristalización cuyo estudio puede ser relevante para la reconstrucción de la secuencia temporal relativa de transformaciones mineralógicas (i.e., mediante la correlación entre episodios de blastesis y deformación). En general, dado que uno de los objetivos fundamentales en el estudio de las rocas metamórficas es el establecimiento de las trayectorias seguidas por las mismas en el interior terrestre, la discriminación de posibles episodios sucesivos de transformación constituyen un objetivo adicional de interés, más allá de la mera identificación y clasificación.

El estudio petrográfico (al microscopio) de las rocas metamórficas debería por tanto de resultar en lo siguiente:

En lo relativo a la composición mineralógica:

1. Inventario mineralógico detallado (incluyendo especies accesorias, que en el caso de las rocas metamórficas pueden ser de especial relevancia). La mineralogía de una roca metamórfica es un indicador cualitativo de su composición global, y por ende uno de los principales criterios en la identificación del protolito (tipo de roca parental).
2. Identificación de la asociación mineral principal y, en su caso, de posibles asociaciones o especies minerales relictas y retrógradas. Este es un aspecto de particular importancia para la interpretación de las condiciones sufridas por la roca, para el que puede ser necesario combinar argumentos de distinta naturaleza (incluyendo criterios de compatibilidad no directamente derivados de las observaciones al microscopio).

En lo relativo al desarrollo textural:

3. Descripción global de la textura/estructura dominante en la roca. En muchos casos este es el mejor indicador del posible contexto geológico en que se produjo el metamorfismo (e.g., metamorfismo "regional", "de contacto", "cataclástico", etc.)
4. Descripción de las relaciones texturales características de las principales especies minerales (no necesariamente las mas abundantes), incluyendo relaciones entre granos y con respecto a posibles texturas deformacionales. En este análisis debe basarse en parte la adscripción de las mismas a cada una de las asociaciones minerales distinguidas en (2).

Estas observaciones deberían ser suficientes para clasificar y dar nombre a la roca, acotar o identificar el tipo de contexto en que tuvo lugar el metamorfismo y, en función del tipo de asociación principal presente, efectuar una estimación aproximada de las condiciones de presión y temperatura alcanzadas (grado o facies).

2 Clasificación y nomenclatura

Las rocas metamórficas constituyen un conjunto de gran diversidad en cuanto a mineralogía, estructura y composición química. Una parte de esta diversidad resulta de que las rocas metamórficas pueden originarse a partir de cualquier roca magmática o sedimentaria preexistente. Otra parte proviene de que las rocas metamórficas derivadas de un solo protolito ígneo o sedimentario pueden mostrar una amplia variedad de estructuras y mineralogía dependiendo de las condiciones (presión, temperatura, deformación) bajo las que tenga lugar el metamorfismo.

Lo anterior significa que establecer un esquema de clasificación y nomenclatura de las rocas metamórficas es una tarea difícil, complicada además por el hecho de que buena parte de la nomenclatura existente se ha desarrollado históricamente de un modo no sistemático. En un intento de mejorar esta situación, la Comisión sobre Sistemática en Petrología de la IUGS creó en 1985 una subcomisión dedicada a la sistemática de las rocas metamórficas (SCMR) cuyas recomendaciones se encuentran ya parcialmente disponibles en formato Web (véase <http://www.bgs.ac.uk/SCMR/>).

2.1 Criterios de clasificación

La SCMR sugiere adoptar como principios generales de clasificación el que

1. La nomenclatura de las rocas metamórficas debería basarse en primera instancia en características directamente observables a escala mesoscópica (o microscópica, de ser necesario), y que
2. Debería evitarse el empleo de términos genéticos en la definición primaria de tipos de roca. Tales términos deberían emplearse en todo caso cuando los procesos genéticos estén claramente definidos, así como los criterios para su identificación.

Por otro lado, parte importante de las dificultades para una clasificación sistemática de las rocas metamórficas provienen de que no es posible basar el esquema clasificatorio en un número reducido de parámetros. Las principales características de las rocas metamórficas que pueden ser (y han sido) utilizadas a efectos de clasificación y nomenclatura incluyen:

- (a) Mineralogía (asociación mineral)
- (b) Estructura (fundamentalmente meso- y microestructura)
- (c) Naturaleza del protolito
- (d) Condiciones de formación (fundamentalmente presión y temperatura)
- (e) Composición química

Se trata de un conjunto de parámetros heterogéneo en cuanto a carácter y requisitos de observación/determinación. Mineralogía y estructura son, sin embargo, las características más inmediatamente accesibles y aquellas en que suele estar indirectamente basada la determinación de los otros parámetros cuando no se dispone o no se emplean técnicas especializadas. Las recomendaciones de la SCMR incluyen por tanto que los nombres más comunes de rocas metamórficas se basen primariamente en esas características. El uso de términos basados en otros parámetros puede ser adecuado en el contexto de discusiones genéticas (condiciones de formación, sistemas composicionales específicos), o cuando las principales características de una roca estén relacionadas con ese parámetro (naturaleza del protolito, por ejemplo).

2.2 Terminología basada esencialmente en características mineralógicas y de estructura

2.2.1 Esquema de nombres compuestos

Debido a la amplia variedad mineralógica y estructural de las rocas metamórficas, en petrología metamórfica es tradicional el empleo de nombres compuestos tales como *esquistos con granate* y *estaurolita*, *mármol esquistoso con tremolita* ó *gneiss con biotita y moscovita*. En este esquema de nombres se distingue:

- a) Un término base, o raíz, que es típicamente un nombre específico que puede estar basado en características de tipo estructural (e.g., *esquistos* o *gneiss*), mineralógico (e.g., *anfíbolita* o *mármol*) o relacionado con la naturaleza del protolito (e.g., *metabasalto*, *metapelita*).
- b) Uno o varios términos calificadores (prefijos o sufijos) que proporcionan información adicional de tipo mineralógico o estructural.

El uso de nombres compuestos proporciona una gran flexibilidad y poder descriptivo para nombrar las rocas metamórficas, y es por ello en extremo popular aun cuando su uso no ha estado normalizado y es asistemático en lo referente al término base (que puede estar basado en distintos parámetros). Una de las recomendaciones de la SCMR es que este esquema de nomenclatura continúe usándose, si bien de un modo sistemático particularmente en lo relativo a la selección del término base (ver mas adelante).

2.2.2 Nombres específicos

Esta sección contiene numerosas referencias a nombres específicos de rocas metamórficas. Ver glosario en el Apéndice A para una definición y otros detalles sobre estos términos.

Como ha sido mencionado en el párrafo anterior, la terminología en uso para las rocas metamórficas incluye una variedad de nombres que por lo general hacen referencia o están basados en características específicas de distinto tipo (mineralógicas y estructurales, fundamentalmente, pero también de tipo genético o composicional). Tales *nombres específicos* (en terminología de la SCMR) suelen tener connotaciones/definiciones precisas pero presentan el inconveniente de que no se han desarrollado de modo sistemático en el contexto de un esquema general de nomenclatura que comprenda el conjunto de las rocas metamórficas. El significado y connotaciones de estos nombres debe por tanto ser aprendido sin el soporte organizativo de un esquema sistemático. Estos nombres específicos son sin embargo una parte fundamental de la nomenclatura existente y están en muchos casos suficientemente asentados como para eliminar su uso. Este hecho es reconocido por la SCMR, cuyas recomendaciones incluyen normas para su empleo dentro de un esquema sistemático que se describe mas adelante.

Por otro lado, muchos nombres específicos están asociados a ramas ó áreas específicas de la petrología metamórfica. Estas agrupaciones de nombres específicos tienen por lo general nombres genéricos con claras connotaciones sobre el contexto y origen de las rocas en ellos comprendidas (e.g., *rocas de alta presión*, *rocas carbonáticas* o *cuarzo-pelíticas*, *impactitas*, *migmatitas*). A continuación se introducen algunos de los nombres específicos mas comúnmente empleados, organizados en base a los principales grupos composicionales de rocas metamórficas.

Rocas metamórficas cuarzo-pelíticas

Derivan de rocas sedimentarias arcillosas (pelitas, cuarzopelitas, areniscas, ortocuarcitas y cherts), caracterizadas por cantidades importantes de SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, K₂O y H₂O. Na₂O, CaO, MnO y TiO₂ aparecen en cantidades menores pero pueden ser determinantes en la estabilización de algunas fases metamórficas. El metamorfismo de rocas pelíticas da lugar a los siguientes litotipos comunes:

Metamorfismo regional: *pizarras, filitas y esquistos pelíticos* en grado bajo y medio; *gneises pelíticos, migmatitas y granulitas pelíticas* en grado alto.

Metamorfismo de contacto: *esquistos moteados y corneanas*.

Pelitas muy arcillosas se pueden transformar en rocas compuestas mayoritariamente por micas, denominadas *micacitas*; mientras que ortocuarcitas y cherts dan lugar a (*meta-*)*cuarcitas*, que presentan más de un 75 % de cuarzo modal.

Rocas metamórficas cuarzo-feldespáticas

Derivan de rocas sedimentarias cuarzo-feldespáticas (arcosas y grauwasas) ó de rocas ígneas félsicas (granitoides y sus equivalentes volcánicos). Se caracterizan por altos contenidos en SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O y Na_2O , y moderados a bajos en FeO , MgO y CaO . *Esquistos y gneises feldespáticos* son típicos productos del metamorfismo de este tipo de rocas. *Charnokitas y mangeritas* son nombres especiales para rocas de esta composición y alto grado (facies de granulitas).

Debido a la posible ambigüedad en cuanto al tipo de protolito implicado (sedimentario o ígneo), es frecuente que la terminología en uso para rocas de esta clase composicional incluya prefijos indicadores de derivación (si esta es conocida, ver mas abajo) como, por ejemplo: *metapsammita, metagranito, ortogneis, paragneis*, etc.

Rocas metamórficas carbonáticas

Proviene del metamorfismo de calizas, dolomías, margas y pelitas calcáreas. Los litotipos más calcáreos presentan contenidos muy altos en CO_2 , CaO y MgO (en el caso de dolomías). La abundancia de otros componentes como SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O y H_2O aumenta a medida que el componente pelítico es más importante. El metamorfismo de calizas y dolomías da lugar a *mármoles* (calcíticos y dolomíticos), mientras que margas y pelitas calcáreas dan lugar a rocas denominadas *calciesquistos o calcoesquistos*, constituidas por silicatos de Ca y Mg (e.g. *zoisita/clinozoisita, lawsonita, margarita, talco, tremolita*) y carbonatos. Como producto de la decarbonatación de mármoles impuros y calciesquistos, se desarrollan *rocas de silicatos cálcicos* en las que la fase carbonática ha sido consumida en buena medida o totalmente. Este tipo de rocas también aparece en contextos llamados *skarns*, en cuyo caso la decarbonatación extensiva suele estar relacionada con la infiltración de fluidos ricos en H_2O .

Rocas metamórficas máficas

Son derivados del metamorfismo de rocas ígneas máficas (gabros, coladas basálticas) e incluso de rocas sedimentarias ricas en FeO , MgO y CaO . En este grupo composicional, SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , H_2O y, en algunas ocasiones, CO_2 son los componentes químicos principales o que aparecen en cantidades significativas, influyendo de forma determinante sobre las relaciones de fases. Existe una gran variedad de términos para las rocas resultantes (en función del grado, composición y texturas). Por un lado se usan comúnmente nombres basados en el protolito, tales como *metagabro, metabasalto, gabros coronítico, etc.*, con referencia especial a la proveniencia o texturas dominantes. Otros nombres hacen referencia a rocas de esta clase metamorizadas bajo condiciones particulares y con mineralogías específicas, tales como *esquistos verdes, esquistos azules, anfibolitas, eclogitas y granulitas máficas*. Estos últimos sirven además como nomenclatura base para las facies metamórficas, que es un esquema simple de clasificación de las rocas metamórficas en base a las condiciones del metamorfismo (se discute mas adelante).

Rocas metamórficas ultramáficas

Son el resultado del metamorfismo de *lerzolitas, harzburgitas, dunitas* y otros tipos de rocas ultramáficas de proveniencia mantélica o cumúlática, con composiciones globales dominadas por SiO_2 , MgO , FeO , CaO . Durante el metamorfismo en contextos corticales estas rocas ultramáficas pueden sufrir procesos de hidratación y carbonatación, dando lugar a *serpentinitas* y

rocas oficarbonáticas, respectivamente. Estos procesos pueden llevar asociados variaciones significativas en los contenidos de SiO₂, MgO y CaO, por lo que en algunas ocasiones las rocas resultantes se pueden considerar rocas metasomáticas.

2.3 Terminología basada en la naturaleza del protolito (prefijos *meta-*, *orto-*, *para-*)

La terminología utilizada para hacer alusión al tipo de protolito consiste en uso del prefijo **meta-**, que se antepone al nombre de la roca parental correspondiente (ejemplos: *metagranito*, *metapelita*, *metabasalto*). Otros prefijos comúnmente usados son **orto-** y **para-**, que se anteponen al nombre específico cuando el protolito se presume de origen ígneo o sedimentario respectivamente (e.g. *ortogneis*, *ortoanfibolita*, *paragneis*).

El uso de nombres basados en la naturaleza del protolito mediante el prefijo *meta-* puede en algunos casos ser más apropiado que nombres alternativos en los que se enfatizan características metamórficas. La SCMR sugiere de hecho que esta clase de nombres se use preferentemente en el caso de rocas metamórficas cuyas principales características deriven del protolito, lo cual ocurre sobre todo en el caso de rocas de bajo grado y/o escasamente deformadas. Los prefijos *orto-*, y *para-* se usan para enfatizar el tipo de protolito que se postula, en especial cuando se trata de rocas metamórficas cuya composición global y otras características pueden derivar tanto de rocas ígneas como sedimentarias.

2.4 Terminología basada en las condiciones del metamorfismo

2.4.1 Presión, temperatura y grado

Términos tales como “de alta temperatura” o “de baja presión” se usan comúnmente como calificadores de nombre de roca para añadir información genérica sobre las condiciones P-T del metamorfismo. Dado que se trata de calificativos relativos, la SCMR recomienda emplearlos de modo consistente para los rangos de temperaturas y presiones que se indica en la Figura 1. Una noción relacionada, la de *grado metamórfico*, suele emplearse igualmente, bien como indicador relativo (“de más alto grado”, “de menor grado”), o como indicador aproximado de las condiciones P-T (especialmente temperatura). La SCMR recomienda usar los rangos de grado que se indican en la Figura 1 (de muy bajo a muy alto) con referencia exclusiva a la máxima temperatura alcanzada.

2.4.2 Facies metamórficas

En las rocas metamórficas existe una relación sistemática entre composición global y asociación mineral en equilibrio para unas determinadas condiciones metamórficas. Esta observación llevó al desarrollo del concepto de **facies metamórfica** a principios de siglo XX (Eskola, 1915). Las facies metamórficas se pueden definir como el conjunto de asociaciones minerales que en distintas composiciones globales representan unas condiciones específicas de metamorfismo (Turner, 1981). Este concepto es particularmente útil para la clasificación (genética) y estimación de las condiciones aproximadas en las que ha recristalizado una roca a partir de observaciones petrográficas sencillas (grupo composicional y asociación mineral principal). En términos prácticos, no obstante, conviene tener en cuenta que:

1. Los criterios mineralógicos para la clasificación de las facies metamórficas, así como su nomenclatura, se han basado tradicionalmente en las asociaciones minerales observadas en composiciones máficas. En el caso de rocas con composiciones no máficas la aplicación del esquema basado en rocas máficas puede presentar dificultades (o no ser aplicable) debido a la inexistencia de asociaciones suficientemente diagnósticas o al

efecto de factores distintos de P y T (régimen y composición de fluidos, esencialmente). Sin embargo, el esquema puede en general ser aplicado sin dificultades a rocas máficas y cuarzopelíticas, que suelen estar representadas en la mayoría de los terrenos metamórficos.

- No existe un consenso general sobre el número y tipo de facies a distinguir o considerar. En este cuaderno se adopta la versión simplificada y terminología recomendada por la SCMR (y en la mayor parte de textos recientes), en orden a facilitar la aplicabilidad mas general del esquema y su memorización.

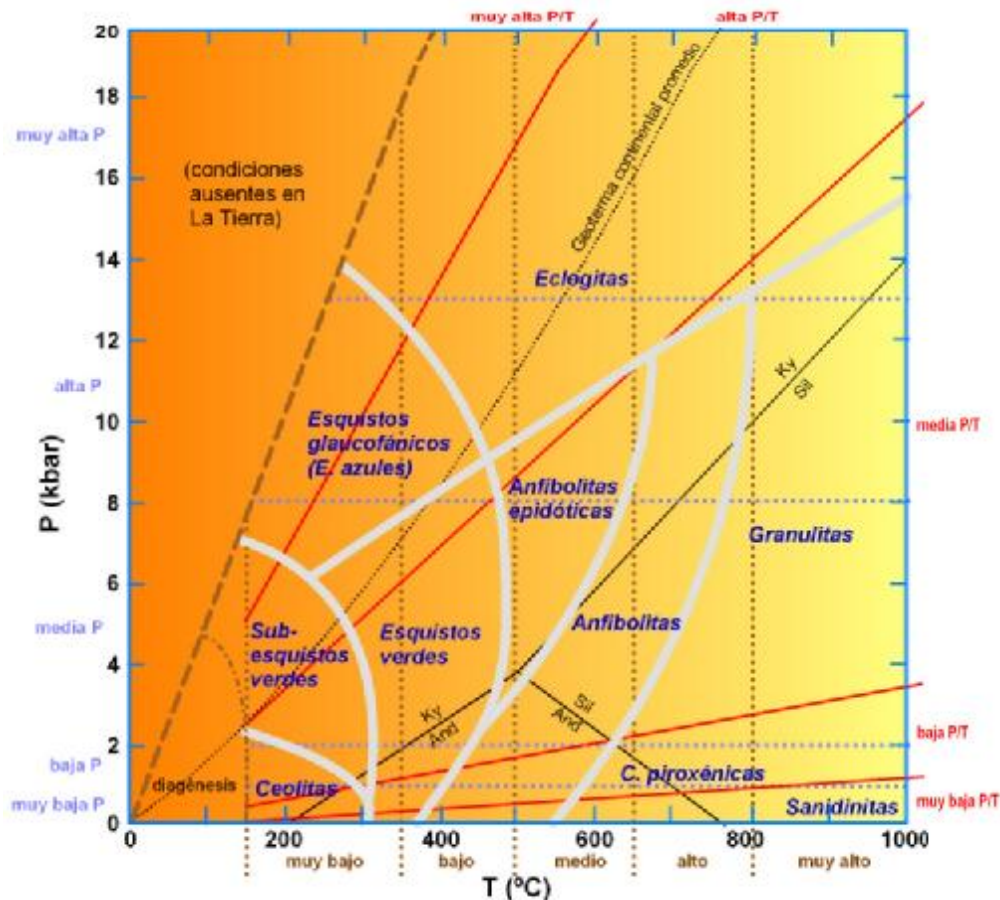


Fig. 1: Esquema, nomenclatura y distribución en el espacio P-T de las facies metamórficas más comunes (basado en Smulikowsky et al., 2002 y Spear, 1993). Los límites entre distintas facies son bandas transicionales, determinados fundamentalmente por cambios mineralógicos en composiciones máficas. Los campos de estabilidad de los polimorfos del silicato de Al (Holdaway, 1971) se incluyen como referencia. La figura incluye igualmente la terminología recomendada por la SCMR para cualificar el grado metamórfico (de muy bajo a muy alto, en función exclusiva de T), así como la presión y relación P/T.

Las facies metamórficas definidas fundamentalmente a partir de sistemas máficos y las asociaciones minerales características de cada una de ellas se indican en la Tabla 1, mientras que las condiciones metamórficas comprendidas por cada una de ellas se pueden ver en el diagrama P-T de la Figura 1. En la Tabla 1 también se presentan asociaciones minerales *cofaciales* observadas en rocas cuarzo-pelíticas. Asociaciones minerales diagnósticas para otros grupos composicionales no se indican en la Tabla 1 debido a las dificultades mencionadas anteriormente.

Tabla 1: Facies metamórficas: asociaciones y sub-asociaciones minerales diagnósticas en rocas máficas y cuarzo-pelíticas.

Facies		Rocas máficas	Metapelitas
<i>Ceolitas</i>		▪ Laumontita (mas común), analcita, heulandita, wairakita. (abundantes relictos).	▪ Interestratificados arcillosos.
<i>Sub-esquistos verdes (prehnita-pumpellyita)</i>	(AP)	▪ Lawsonita + albita.	▪ Illita/moscovita + clorita + albita + cuarzo. ▪ Estilpnomelana, pirofilita .
	(BP)	▪ Prehnita + pumpellyita ± clorita ± albita ± epidota (zona de mas baja temperatura). ▪ Pumpellyita + actinolita (zona de mas alta temperatura).	
<i>Esquistos verdes</i>	(AP)	▪ Actinolita + epidota ± albita ± clorita ± stilpnomelana (zona de mas baja temperatura). ▪ Hornblenda ± actinolita + albita + clorita + epidota ± granate (zona de mas alta temperatura).	▪ Clorita + moscovita + albita (zona de baja temperatura). ▪ Clorita + moscovita + biotita + albita. ▪ Cloritoide , paragonita + moscovita + albita. ▪ Granate + clorita + moscovita + biotita + albita (zona de mas alta temperatura).
	(BP)	▪ Albita + epidota + actinolita + clorita. ▪ Actinolita + oligoclasa.	▪ Moscovita + biotita + clorita.
<i>Anfibolitas</i>	(AP)	▪ Hornblenda + plagioclasa ± epidota ± granate.	▪ Estaurolita, distena ó sillimanita + moscovita (zona de mas baja temperatura). ▪ Sillimanita + feldespatos-K ± moscovita + cordierita ó granate. ▪ Sillimanita + granate + cordierita (feldespatos-K ausente).
	(BP)	▪ Hornblenda + plagioclasa ± cumingtonita	▪ Cordierita + clorita + biotita + moscovita. ▪ Andalucita + biotita + moscovita. ▪ Cordierita + andalucita + moscovita (zona de mas alta temperatura).
<i>Granulitas</i>	(AP)	▪ Granate + clinopiroxeno + cuarzo + plagioclasa ± hornblenda. ▪ Granate + clinopiroxeno + ortopiroxeno + plagioclasa ± hornblenda.	▪ Distena + feldespatos-K. ▪ Cordierita + granate + feldespatos-K ± sillimanita ± hiperstena ▪ Hiperstena , safirina + cuarzo (alta temperatura).
	(BP)	▪ Clinopiroxeno + ortopiroxeno + plagioclasa ± olivino ± hornblenda.	▪ Cordierita + andalucita + feldespatos-K + hiperstena . ▪ Corindón + magnetita + anortita, vidrio (cuarzo ausente; alta temperatura).
<i>Esquistos azules</i>	(AP)	▪ Glaucofana + lawsonita.	▪ Fengita + clorita ó talco + granate (biotita ausente). ▪ Cloritoide magnésico, carfolita.
<i>Eclogitas</i>	(AP)	▪ Onfacita + granate (plagioclasa y lawsonita ausentes).	▪ Talco + distena ± granate ± fengita.
<i>Corneanas piroxénicas</i>	(BP)	▪ Clinopiroxeno + ortopiroxeno + plagioclasa (olivino estable con plagioclasa)	▪ (ver granulitas BP)
<i>Sanidinitas</i>	(BP)	▪ Pigeonita ▪ Labradorita rica en K	▪ (ver granulitas BP)

(AP), (BP): En las facies de sub-esquistos verdes, esquistos verdes, anfibolitas y granulitas se indican asociaciones características de condiciones de mas alta y baja presión relativa, respectivamente. Las facies de esquistos azules-eclogitas y de comeanas piroxénicas-sanidinitas representan inherentemente condiciones de AP y BP respectivamente

2.5 Esquema de nomenclatura recomendado por la SCMR-IUGS

La SCMR propone continuar usando un esquema de nomenclatura basado en nombre compuestos (nombre raíz + calificadores, como se ha descrito anteriormente), si bien uno estandarizado en lo referente a los nombres raíz que deben emplearse. Estos últimos se sugiere que sean limitados a un conjunto de “nombres recomendados”, que a su vez pueden subdividirse en un conjunto sencillo de “nombres sistemáticos” y un rango de nombres específicos seleccionado de entre los más comúnmente usados.

2.5.1 Nombres raíz recomendados

Nombres raíz sistemáticos

A efectos de una nomenclatura sistemática que pueda aplicarse del modo general, se propone el empleo de tres términos raíz de base estructural que cubren las principales variaciones en cuanto a estructura principal en las rocas metamórficas: **esquistito**, **gneiss** y **granofelsita**. Esencialmente, estos términos hacen referencia al grado de fisilidad (esquistosidad) que muestre una roca, y por ello sus definiciones derivan de la definición recomendada para “esquistosidad”, que es como sigue:

“Una orientación preferencial de granos minerales de hábito desigual producida por procesos metamórficos. Una esquistosidad se dice que está *bien desarrollada* cuando los granos de hábito desigual son abundantes y muestran un alto grado de orientación preferencial, de manera que la roca muestra planos de fisilidad en una escala repetitiva menor de un cm. Si, como resultado de una menor abundancia de granos de hábito desigual o de un menor grado de orientación preferencial, la escala en que se repiten los planos de fisilidad es mayor de un cm, entonces se dice que la esquistosidad está *pobrementemente desarrollada*.”

Por tanto, de acuerdo a esta definición, si una roca presenta una esquistosidad bien desarrollada la roca tiene una estructura esquistosa y es denominada *esquistito*. Si presenta una esquistosidad pobrementemente desarrollada tiene una estructura gneílica y es un *gneis*. Finalmente si la roca no presenta esquistosidad tiene una estructura granofelsítica (masiva) y es una *granofelsita* (o *granoblastita*). Debe subrayarse que en el contexto de estas recomendaciones los términos esquistito, gneiss y granofelsita carecen de connotaciones mineralógicas o composicionales (es decir se aplican sólo en función del tipo de estructura dominante).

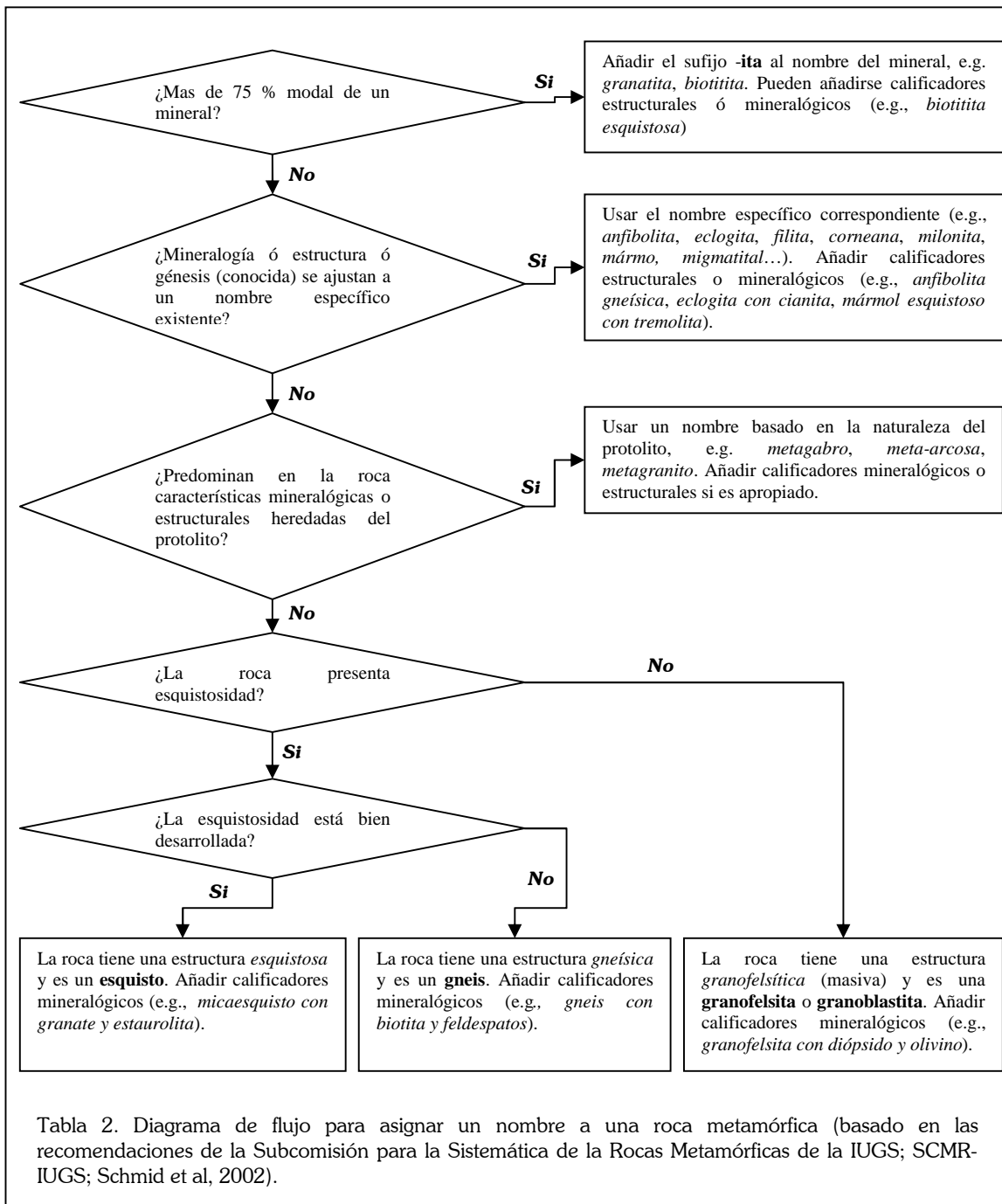
Nombres raíz específicos

Se trata de un conjunto seleccionado de entre los nombres específicos comúnmente utilizados y cuyo uso esta bien asentado en la literatura. La mayor parte de estos términos se ha presentado anteriormente (sección 2.2.2). Estos nombres específicos pueden normalmente ser usados como nombres raíz, con preferencia a los nombres sistemáticos (i.e., esquistito gneis y granofelsita), particularmente aquellos que hacen referencia a los tipos de roca mas comunes (e.g., *anfíbolita*, *eclogita*, *mármol*, *pizarra*, *filita*, *cuarcita*, *granulita*, *serpentinita*..).

2.5.2 Procedimiento recomendado para dar nombre a una roca

El procedimiento general recomendado se ilustra en el diagrama de flujo de la Tabla 2. Nótese que el procedimiento incluye en primer lugar opciones que consideran la posibilidad de asignar nombres basados en términos raíz no sistemáticos (nombres específicos o basados en la naturaleza del protolito), y que finalmente (o por defecto, en caso de que exista incertidumbre respecto de alguna de estas opciones) permite en cualquier caso asignar un nombre basado en términos raíz sistemáticos (de base estructural). Una consecuencia de este esquema es que una roca podría eventualmente ser nombrada correctamente de hasta tres modos diferentes: a) con un nombre basado en el protolito, b) con un nombre específico (no sistemático) y c) con un nombre raíz sistemático. Así, por ejemplo, una misma roca podría ser nombrada alternativamente como (a) metabasalto, (b) anfíbolita y (c) gneis con plagioclasa y hornblenda.

Cual de estos nombres habría de usarse podría depender en parte de los datos u observaciones disponibles, y en parte también en que características de la roca se desee enfatizar (i.e., derivación, mineralogía o estructura).



La SCMR, sin embargo, sugiere que en el momento de tomar opciones en el diagrama de la Tabla 2 se sigan algunas orientaciones generales:

1. Si la roca contiene $\geq 75\%$ modal de un mineral, entonces puede usarse un nombre que resulta de posponer el sufijo **-ita** al nombre de dicho mineral (e.g. *biotitita*, *cuarcita*,

glaucofanita, *epidotita*), aunque cabe notar que algunos de los nombres específicos existentes no tienen esta implicación (e.g., *anfíbolita*).

2. Si las características de la roca se ajustan a las de un nombre específico bien conocido y comúnmente utilizado es generalmente más apropiado usar dicho nombre (e.g., *anfíbolita*, *eclogita*, *mármol*, etc), en particular cuando el nombre específico es más conciso o provee de mayor información que el nombre compuesto sistemático equivalente (p.e., “*mármol*” vs. “*granofelsita carbonática*”). Sin embargo, en caso de duda respecto a lo apropiado de un nombre específico se recomienda utilizar el nombre sistemático de base estructural.
3. El uso de nombres basados en la naturaleza del protolito (si este aspecto es determinable o conocido) es particularmente recomendable cuando las características predominantes de la roca sean precisamente las derivadas de dicho protolito (sea mineralogía o estructura), lo cual sucede especialmente en el caso de rocas débilmente metamorfizadas.
4. En el caso de rocas de origen mantélico tales como *lerzolitas*, *harzburgitas*, *websteritas* o *werlitas*, se recomienda el empleo de la nomenclatura ígnea y definiciones dadas por Le Maitre (2002) con indicación, si procede, de qué fase o fases aluminosas (i.e., *plagioclasa*, *espinela* o *granate*) están presentes. Cuando sea conveniente enfatizar la naturaleza metamórfica de la roca, no obstante, puede emplearse el prefijo *meta-* (e.g., *metaperidotita*) o bien emplear un nombre con raíz estructural (e.g., *gneis con piroxeno y olivino*).
5. En el caso de calificadores mineralógicos, la elección de que constituyentes minerales debe incluirse puede atender a distintos criterios. La regla general es incluir los constituyentes *mayores* en orden decreciente de abundancia (e.g., *gneis con cuarzo*, *feldespato* y *biotita*). No obstante, si la mineralogía de la roca incluye constituyentes minerales que se consideran *críticos*, estos pueden ser igualmente especificados incluso si su abundancia es pequeña. Por otro lado minerales que son *esenciales* no deberían ser añadidos al nombre ya que estos son inherentes a la definición del mismo. Las siguientes definiciones respecto de los constituyentes minerales son aplicables:
 - **Constituyente principal:** mineral presente con un contenido modal $\geq 50\%$
 - **Constituyente mayor:** Id. con contenido modal $\geq 5\%$
 - **Constituyente menor:** Id. con contenido modal $< 5\%$
 - **Constituyente esencial:** Constituyente mineral que debe estar presente con un contenido modal mínimo para satisfacer la definición de una roca. Puede ser un constituyente mayor o menor (a especificar en la definición).
 - **Constituyente crítico o asociación (mineral) crítica:** Constituyente o asociación de minerales constituyentes cuya presencia (o ausencia) es indicativa de condiciones específicas de formación y/o de una composición química distintiva de una roca. Puede tratarse de constituyentes mayores o menores.
6. A efectos prácticos se acepta que los nombres específicos que se definen en función de una asociación mineral diagnóstica (e.g., *eclogita*, *anfíbolita*) aplican igualmente en el caso de que la roca contenga cantidades menores de minerales relictos o retrógrados que no encajen en la definición. Por otra parte, la presencia de tales minerales relictos o retrógrados no debería reflejarse en el nombre compuesto correspondiente (como calificadores mineralógicos).

3 Texturas (microestructuras) de las rocas metamórficas

El desarrollo textural de las rocas metamórficas es el resultado de tres procesos distintos: (1) deformación; (2) recrystalización; y (3) reacciones entre minerales. A continuación se describen estos tres mecanismos y las principales texturas a ellos asociadas.

3.1 Texturas producidas por deformación

Cuando una roca se somete a un campo de esfuerzos, ésta se puede deformar por diversos mecanismos que dependen de las velocidades relativas de deformación y de recrystalización (*recovery*), que a su vez dependen de la temperatura y de la presencia eventual de un fluido intergranular. Los mecanismos de deformación más importantes son: fracturación, deslizamiento y rotación pasiva de los granos minerales, disolución por presión y deformación de la red cristalina (deformación intracristalina o plástica).



Fig. 2. Granos de cuarzo con extinción ondulante sugiriendo la existencia de dislocaciones intracristalinas producidas por deformación plástica. (Passchier y Trouw, 1996).

Los mecanismos de fracturación están generalmente asociados a altas tasas de deformación, lo cual da lugar a una fuerte reducción del tamaño de grano (molturación) y a rocas denominadas *cataclasitas* (o rocas cataclásticas). También a altas tasas de deformación,

pero con mecanismos de deformación plástica, que se activan al aumentar la temperatura o en presencia de una fase fluida, se produce una reducción del tamaño de grano por procesos de recrystalización dinámica, desarrollándose en este caso rocas denominadas *milonitas*. Minerales pre-existentes de tamaño grano grueso (e.g., granos sedimentarios o fenocristales de rocas ígneas) o que son resistentes a la deformación pueden permanecer con un tamaño relativamente grueso, típicamente insertos en una matriz de grano mas fino, se denominan *porfidoclastos* o *porfiroclastos*, y la textura global resultante es denominada *porfidoblástica*. Los porfidoclastos pueden aparecer rodeados por un agregado de granos mas pequeños derivados del mismo porfidoclasto, que si se han formado por un proceso de fracturación del porfidoclasto se denomina *textura en mortero*. Sin embargo, como se discutirá posteriormente, procesos de recrystalización pueden originar texturas similares, en cuyo caso, sería incorrecto emplear ese término.

Los mecanismos de deformación plástica dan lugar a dislocaciones cristalinas, desarrollo de maclas mecánicas y a la rotación de la red cristalina, que se traducen en el desarrollo de cristales curvos y *microkinks*. Aunque las dislocaciones intracristalinas no se pueden observar directamente con el microscopio petrográfico, su presencia se puede inferir

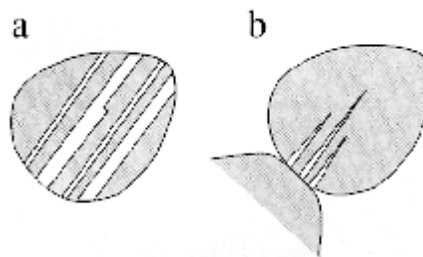


Fig. 3. Diferencias geométricas entre maclas mecánicas y de crecimiento. Las maclas mecánicas se caracterizan por presentar formas de cuña con planos de composición simples. (Passchier y Trouw, 1996).

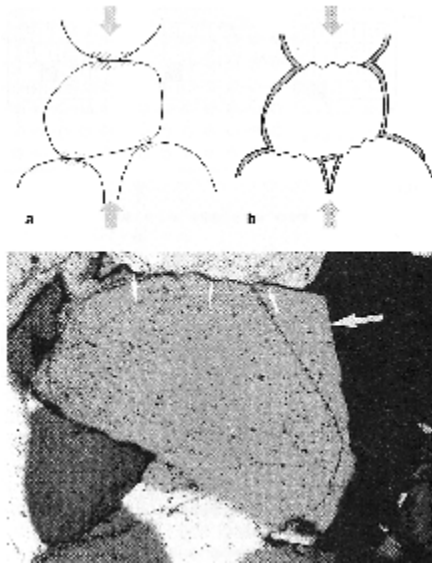


Fig. 4. Mecanismos de disolución por presión. Los granos se disuelven a lo largo de límites de grano perpendiculares a la dirección de aplastamiento. El material disuelto se deposita sobre límites de grano subnormales a la dirección de aplastamiento dando lugar al desarrollo de granos inequidimensionales. Notar la presencia de superficies microestilolíticas y recrecimientos en un grano de cuarzo deformado por disolución por presión. (Winter, 2001).

rectos (i.e. sin peldaños).

Los procesos de deformación por presión requieren la existencia de un fluido intergranular. Este mecanismo de deformación se debe a que los límites de grano perpendiculares a la dirección de aplastamiento se deforman con mayor intensidad (i.e. presentan una mayor concentración de dislocaciones) dando lugar a una mayor energía de deformación (Fig. 4). Debido a esto, el mineral se disuelve con mayor facilidad a lo largo de esas superficies causando un gradiente en la concentración del material disuelto que es transportado a zonas de menor concentración-deformación (análogas a las *sombras de presión* alrededor de porfidoblastos que se discuten posteriormente), dando lugar a crecimiento sobre caras cristalinas normales a la dirección de aplastamiento y así al desarrollo de granos inequidimensionales.

La rotación de minerales inequidimensionales, así como el estiramiento de granos minerales por deformación intracristalina y fenómenos de disolución por presión, puede dar lugar al desarrollo de una orientación preferente de los granos, produciendo una fábrica planar, lineal o plano-lineal. Este tipo de fábricas se denominan genéricamente como *foliación*, que es un término general que engloba otros más específicos como *clivaje*, *esquistosidad* y *bandeado gneísico*, utilizados respectivamente, para tamaños de grano muy fino a fino,

a partir de la flexión (*bending*) del grano deformado, que en el caso de cristales anisótropos produce una extinción no homogénea o *extinción ondulante* (con polarizadores cruzados; Fig. 2). El maclado mecánico se genera por la rotación de una parte de la red cristalina hasta una orientación de macla. Las maclas mecánicas se pueden diferenciar de las de crecimiento por su forma y distribución. Las maclas mecánicas se distribuyen de forma heterogénea a lo largo del grano (Fig. 3), concentrándose en zonas donde el grado de deformación es más alto como en los contactos entre granos. Los miembros de maclas mecánicas además presentan forma de cuña, que puede cerrarse hacia el interior del grano (e.g. plagioclasa) o hacia el borde (calcita) y planos de composición

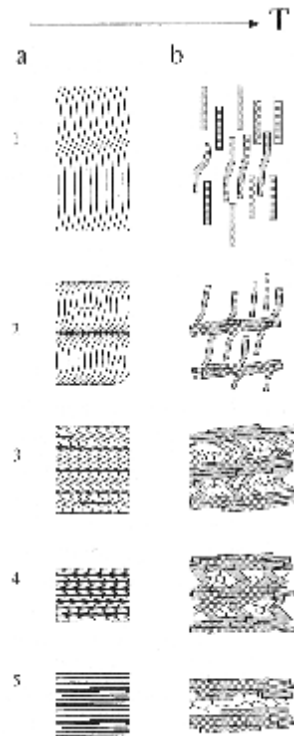


Fig. 5. Bandeado composicional asociado a foliaciones de crenulación. Los flancos de los micropliegues representan microzonas de cizalla y se enriquecen en micas (granos tabulares grises), mientras que el cuarzo (granos incoloros) se disuelve por mecanismos de disolución por presión, depositándose en las zonas de charnela. (Passchier y Trouw, 1996).

moderado y grueso (ver glosario en Apéndice C).

Los procesos de disolución por presión, rotación y de deformación plástica también pueden dar lugar al desarrollo de un *bandeado composicional*. Fragmentos de roca en conglomerados, fenocristales en roca ígneas u otros elementos pre-existentes como venas pueden ser rotados o estirados durante la deformación dando lugar a un bandeo composicional paralelo a la foliación (*transposición*). Los mecanismos de disolución por presión pueden dar lugar a bandeados composicionales durante el desarrollo de foliaciones de crenulación. En metapelitas, por ejemplo, la presencia de alternancias milimétricas de niveles ricos en micas (\pm grafito) y niveles ricos en cuarzo y/o feldespatos es frecuente, asociadas a foliación de crenulación y esquistosidad. Los flancos de los micropliegues que se acompañan la formación de la foliación de crenulación, que representan microzonas de cizalla, se enriquecen en micas que tienen mayor facilidad para deslizar a lo largo de planos 001, mientras que cuarzo y feldespatos se disuelven y se concentran en las charnelas que representan zonas con menor deformación relativa (Fig. 5).

3.2 Texturas producidas por recristalización

La energía libre total de una asociación mineral estable I para ciertas condiciones P-T-X, $G(P,T,X)^{T,I}$, se puede expresar como:

$$G(P, T, X)^{T,I} = G(P,T,X)^{V,I} + G(P,T,X)^{S,I} + G(P,T,X)^{D,I},$$

donde $G(P,T,X)^{V,I}$ es la energía libre de volumen, que viene dada por la energía libre de cada una de las fases minerales que constituyen la asociación mineral; $G(P,T,X)^{S,I}$ es la energía libre de superficie, debida a la discontinuidad que supone la existencia de límites de grano con enlaces atómicos no balanceados; y $G(P,T,X)^{D,I}$ es la energía de deformación asociada a la distorsión de la estructuras cristalinas como se ha mencionado en la sección precedente. El término de volumen presenta el mayor valor en términos absolutos, y es el que determina qué asociación mineral será estable bajo ciertas condiciones P-T-X, es decir el que controla la cristalización de nuevas asociaciones minerales (*blastesis*) que discutiremos posteriormente. Los otros dos términos energéticos, aunque pequeños, son responsables de importantes reajustes o transformaciones texturales de asociaciones minerales existentes (i.e. sin blastesis), proceso al que se hace referencia como *recristalización*.

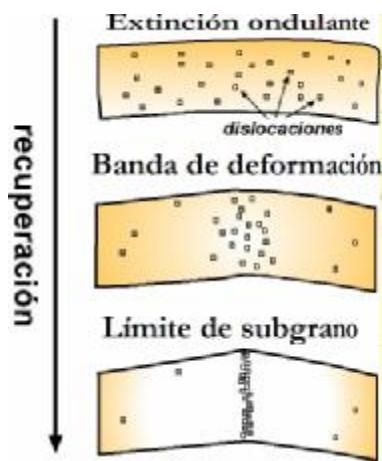


Fig. 6. Mecanismos de recristalización asociados a la liberación de tensiones intracristalinas. Un grano deformado con una distribución homogénea de dislocaciones intracristalinas reduce la energía de deformación por migración de dislocaciones originándose bandas de deformación y límites de subgrano. (Passchier y Trouw, 1996).

3.2.1 Texturas ligadas a la liberación de tensiones intracristalinas

A partir de un cristal deformado con una distribución homogénea de dislocaciones, se puede conseguir una reducción de la energía si las dislocaciones migran a lo largo del cristal concentrándose en dominios planares denominados *bandas de deformación* (Fig. 6). De este modo el cristal queda dividido en zonas con extinción uniforme que pasan en pequeñas distancias a dominios con un gran densidad de dislocaciones. Si el proceso de recristalización avanza, la anchura de las banda de deformación se reduce dando lugar a *límites de subgrano* (Fig. 6). Estos límites separan fragmentos del grano (*subgranos*) con la red cristalina ligeramente rotada entre sí (normalmente $< 5^\circ$).

En los bordes de cristales muy deformados se pueden formar nuevos cristales libres de deformación intracristalina que crecen a expensas de los dominios deformados (*recristalización*).

dinámica), resultando en una textura muy parecida a las texturas en mortero (Fig. 7), pero que no implica mecanismos de fracturación. Por medio de estos mecanismos también se pueden desarrollar granos con bordes irregulares en dientes de sierra (cf. Passchier y Trouw, 1996).

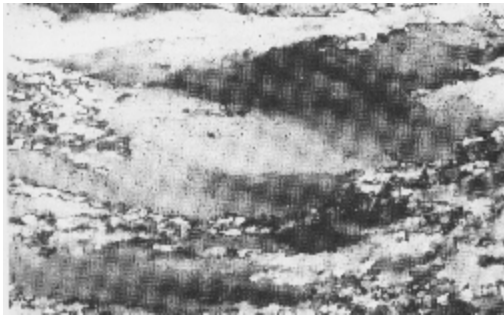


Fig. 7. Reemplazamiento de subgranos estrados de cuarzo por agregados muy finos de la misma fase mineral mediante mecanismos de recristalización dinámica. (Passchier y Trouw, 1996).

3.2.2 Texturas ligadas a la reducción de la energía de superficie y reforma de los cristales (annealing)

Este mecanismo de recristalización implican una reducción de la superficie de granos irregulares y la eliminación de los granos más pequeños (Fig. 8).

La energía libre de superficie de los límites de grano puede depender de la orientación de estos con relación a la red cristalina. Si no existe una fuerte dependencia, los procesos de reforma (*annealing*) dan lugar, en rocas mono-minerálicas, a agregados poligonales equigranulares con puntos triples cuyos ángulos interfaciales aproximan 120° (*textura granoblástica poligonal*; Fig. 9). Minerales con tendencia a desarrollar estas texturas son: cuarzo, feldespatos, cordierita y carbonatos. Por el contrario, en minerales anisótropos como piroxenos, anfíboles, micas, sillimanita o turmalina, la energía de superficie depende de la orientación y existe cierta tendencia al desarrollo preferencial de ciertas caras cristalinas (e.g. 110 en anfíboles y piroxenos, 001 en micas), dando lugar a agregados de cristales prismáticos o planares orientados al azar con ángulos interfaciales variables (*textura decusada*) (Fig. 10).



Fig. 8. Mecanismos de recristalización por reducción de la energía de superficie. Nuevos granos minerales con límites de grano rectos se forman a partir de granos irregulares, mientras que aquellos de tamaño más pequeño son eliminados. (Passchier y Trouw, 1996).

A diferencia de las rocas ígneas, donde los minerales precoces desarrollan formas euhedrales debido a que cristalizan en un medio líquido, los minerales metamórficos crecen en contacto con otros minerales (crecimiento forzado), por lo que la capacidad para desarrollar formas euhedrales depende de la energía libre de superficie de sus caras. De esta forma, se ha observado que los minerales con mayor energía de superficie tienden a presentar formas euhedrales, estableciéndose la siguiente lista empírica (*serie cristaloblástica*) de preferencia para el desarrollo de cristales euhedrales (indicada en orden decreciente): (1) Titanita, rutilo, pirita, espinela (2) Granate, sillimanita, estaurolita, turmalina (3) Epidota, magnetita, ilmenita (4) Andalucita, piroxeno, anfíbol (5) Mica, clorita, dolomita, cianita (6) Calcita, vesuvianita, escapolita (7) Feldespatos, cuarzo y cordierita.



Fig. 9. Fábrica poligonal de granos de escapolita formada por re-cristalización estática. (Passchier y Trouw, 1996).

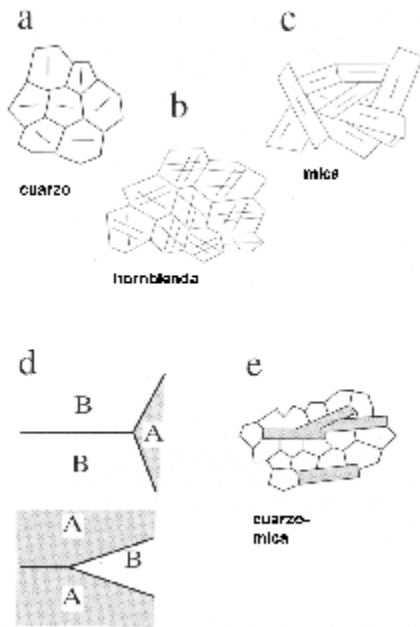


Fig. 10. Influencia de la anisotropía de energía de superficie sobre texturas de recrystalización estática. a) Agregado granoblástico en minerales con valores de energía de superficie similares sin importante dependencia de la orientación cristalográfica. b) Agregado en minerales con pequeña anisotropía de energía de superficie. Los límites de grano paralelos a planos cristalográficos de más baja energía de superficie (e.g. planos 110 en anfíbol) tienden a presentar un mayor desarrollo. c) Agregado decusado en minerales con fuerte anisotropía de superficie. Existe un marcado desarrollo de límites de grano paralelos a superficies de baja energía (e.g. planos 001 en micas) desarrollándose cristales euhedrales orientados al azar. d) Agregados polimineralicos. Agregado mineral con ángulos interfaciales distintos de 120° debido a una mayor energía de superficie en límites de grano entre minerales similares. e) Agregado de cuarzo y micas con ángulos interfaciales de 90° en contactos mica-cuarzo. (Passchier y Trouw, 1996).

crecimiento.

3.3.1 Distribución y tamaño de los cristales

El tamaño y distribución de las fases minerales depende de la relación relativa entre velocidad de nucleación y de crecimiento. Algunas fases minerales como andalucita, cianita, granate o estaurolita presentan tasas relativas de nucleación bajas, y tienden a aparecer como un pequeño número de granos de tamaño relativamente grande, que se denominan *porfiroblastos* o *porfidoblastos*, en una matriz de grano más fino; otras fases minerales como cuarzo, mica blanca o feldspatos, con tasas relativas de nucleación más elevadas, suelen presentarse como abundantes granos de tamaño fino,

3.3 Texturas asociadas a reacciones entre minerales

Las reacciones metamórficas implican la nucleación y el crecimiento de nuevas fases minerales (blastesis) a partir de una asociación mineral preexistente inestable. Estos procesos implican la disolución de las fases inestables, el transporte de los componentes químicos a la superficie de crecimiento de las fases neoformadas, la incorporación de estos a la superficie del grano y liberación de otros componentes que no entran en las fases neoformadas. A su vez, el crecimiento de las fases neoformadas se puede producir sobre núcleos de la misma fase mineral que se forman cuando se alcanzan las condiciones de estabilidad de la asociación mineral producto, aunque, en general, debido a problemas cinéticos, la reacción no se inicia hasta que se sobrepasan en cierta medida las condiciones de estabilidad de la asociación mineral reactante (*overstepping*). En otras ocasiones algunas de las fases minerales de la nueva asociación eran estables por lo que no se requiere un proceso de nucleación, sino que se produce un recrecimiento de los granos preexistentes (en algunos casos con composición diferente, dando lugar a una *zonación composicional*). Por lo tanto las texturas asociadas a procesos reaccionales van a depender de: (1) la relación entre la velocidad de nucleación y la de crecimiento; (2) el tipo de nucleación; (3) la velocidad de transporte de los componentes químicos hacia o fuera de las nuevas zonas de crecimiento.

A continuación se describen texturas ligadas estrictamente a procesos reaccionales y otros aspectos del desarrollo textural que dependen de las velocidades relativas de nucleación y

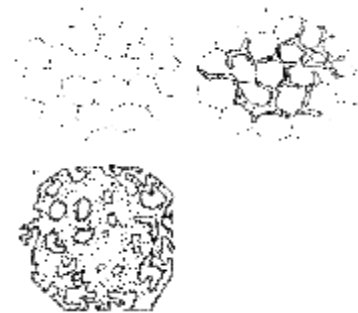


Fig. 11. Desarrollo de granos pegioblasticos mediante crecimiento de un neoblasto nucleado en los límites de grano de una matriz con textura granoblástica. (Castro, 1988).

constituyendo la matriz de la roca. Algunas fases minerales como anfíbol, lawsonita, biotita o clorita pueden aparecer tanto como porfidoblastos como en agregados más finos en la matriz de la roca.

3.3.2 Inclusiones

Durante los procesos de blastesis, las fases neoformadas tienden a crecer libres de inclusiones para minimizar la energía de superficie. Eso se consigue por procesos de disolución y transporte hacia otras partes de la roca de aquellos minerales que no son consumidos durante el crecimiento de la fase neoformada. Sin embargo, si la velocidad de crecimiento es mayor que la velocidad de disolución y transporte, el mineral neoformado puede crecer con inclusiones. De esta forma se pueden desarrollar porfidoblastos ricos en inclusiones que se denominan *poikiloblastos* o *peciloblastos* (Fig.11).

El desarrollo de inclusiones minerales puede ser un proceso activo, i.e. controlado por la estructura cristalina de la fase huésped (e.g. grafito incluido en andalucita; zonado en reloj de arena en cloritoide; Figs. 12 y 13) o bien un proceso pasivo en el que la fase huésped engloba a otras fases minerales conservando la fábrica pre-existente (Fig. 14).

El análisis de inclusiones minerales es muy importante para establecer la secuencia de procesos reaccionales y deformacionales. Sin embargo, el significado petrogenético de estas inclusiones no es evidente en algunas ocasiones y es necesario un estudio combinado que incluya, además del análisis petrográfico, el empleo de redes petrogenéticas y de relaciones de campo. Los minerales incluidos en una fase huésped pueden representar: (1) relictos de una asociación mineral previa (2) fases que no han intervenido en la reacción de formación de la fase huésped (i.e., fases inertes; e.g., inclusiones de circón en biotita reemplazada por clorita), (3) fases minerales reactantes que no han sido consumidas totalmente durante el curso de una reacción metamórfica (i.e., fases en exceso; e.g., cuarzo en cuarcitas y en la mayor parte de metapelitas de grado bajo a medio), (4) productos de reacción que son englobados por una fase coexistente con una mayor tasa

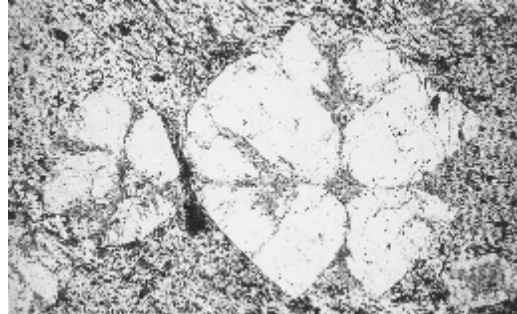


Fig. 12. Desarrollo activo de inclusiones minerales (controlado por la estructura cristalográfica de la fase huésped). Peciloblasto de andalucita con inclusiones de grafito en forma de cruz (chiastolito). (Passchier y Trouw, 1996).



Fig. 13. Desarrollo activo de inclusiones minerales. Peciloblasto de cloritoide con zonación de la distribución de inclusiones en reloj de arena. (Passchier y Trouw, 1996).

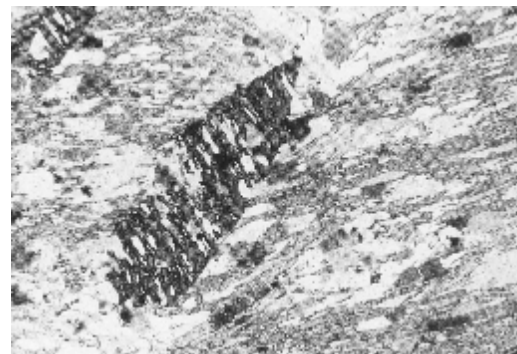


Fig. 14. Desarrollo pasivo de inclusiones. Peciloblasto sin-tectónico de anfíbol en un esquistos de albita y cuarzo. Notar la continuidad de la foliación definida por los minerales incluidos en el anfíbol (S_1) con la de la matriz (S_2). (Passchier y Trouw, 1996).

de crecimiento.

Sin embargo, el origen de la fase incluida se puede inferir en algunas ocasiones. Así, si una fase mineral solo aparece en inclusiones, i.e. nunca en la matriz de la roca, se puede concluir que ese mineral es una fase relicta inestable en las condiciones metamórficas en las que creció la fase huésped. Por otra parte, si las fases minerales que aparecen como inclusiones en peciloblastos y las de la matriz definen una foliación, se puede establecer una secuencia (relativa) de crecimiento bastante detallada. De esta forma, a partir de las relaciones entre la foliación definida por las inclusiones (S_i) y la de la matriz o foliación externa (S_e), pueden distinguirse tres situaciones modelo distintas:

1. Si S_i es paralela y se continua con S_e , entonces S_i y S_e representan la misma foliación y el peciloblasto se formó después de la etapa de deformación que las originó (peciloblasto *post-cinemático*; Fig. 15a, b). En este caso, si S_i está microplegada, se dice que el peciloblasto presenta una textura *helicítica*. Si S_e está microplegada, procesos de recristalización asociados a la blastesis post-cinemática pueden causar el desarrollo de agregados minerales sin deformación intracristalina que mimetizan la fábrica microplegada pre-existente, dando lugar a *arcos poligonales* (Fig. 16).
2. Si S_i y S_e son discordantes, entonces S_i se formó en un proceso deformacional previo al que dio lugar a S_e y el peciloblasto se formó antes de la etapa de deformación que dio lugar a S_e (peciloblasto *pre-cinemático* en relación a S_e ; Fig. 15c, d). En este caso, se pueden desarrollar zonas dilatacionales adyacentes al peciloblasto (*sombras de presión*) en las que comúnmente precipitan fases minerales neoformadas (e.g., cuarzo en metapelitas) (Fig. 15c). Además, el peciloblasto puede presentar evidencias de deformación intracristalina y texturas de recristalización dinámica ocasionadas por la deformación asociada a S_e .
3. Si S_i se continua con S_e y se dispone en espiral, entonces S_i se formó por rotación de S_e (o viceversa) durante el crecimiento del peciloblasto (peciloblasto *sin-cinemático*; Fig. 15e, f). Este proceso da lugar a los típicos granates en "bola de nieve" (*snowball*) comúnmente observados en metapelitas (Fig. 15e). Otras evidencias de

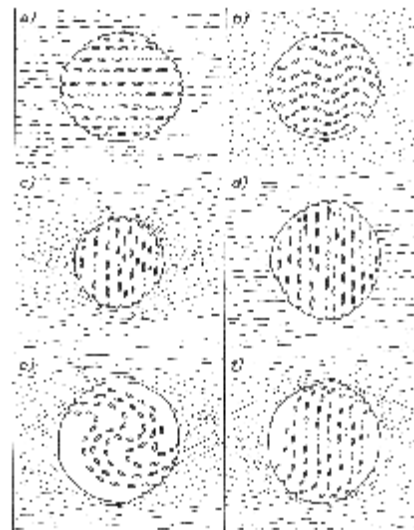


Fig. 15. Análisis de la secuencia de blastesis mineral mediante el estudio de peciloblastos con inclusiones orientadas. a, b) Porfidoblasto post-cinemático: S_i es paralela y se continua con S_e . Notar textura helicítica en (b). c, d) Porfidoblasto pre-cinemático: S_i y S_e son discordantes. Notar el desarrollo de sombras de presión adyacentes al porfidoblasto. e, f) Porfidoblasto sin-cinemático: S_i se continua con S_e y se dispone en espiral. Notar también el desarrollo de sombras de presión. (Yardley, 1989).



Fig. 16. Peciloblasto post-cinemático con inclusiones helicíticas, y arcos poligonales en charnelas de una foliación microplegada. Notar la ausencia de granos deformados en la zona de charnela, que está definida por el crecimiento de minerales tabulares que mimetizan una fábrica previa. (Winter, 2001).

crecimiento sin-cinemático de peciloblastos incluyen un aumento de la intensidad de plegamiento o un decremento del espaciado (aplastamiento) de S_1 hacia el borde de estos.

3.3.3 Texturas de reemplazamiento: coronas y *simplectitas*

Cuando dos o más fases minerales se hacen inestables debido a cambios en las condiciones metamórficas, se puede producir el crecimiento de una o varias fases minerales que las reemplazan. En general el reemplazamiento se inicia a partir de los bordes de grano dando lugar a un *borde de reacción* (Figs. 17, 18). Cuando el borde de reacción se presenta como un anillo que rodea totalmente a la fase reemplazada, la textura se denomina *foso* (blindaje) o *corona* (e.g., Fig. 19).

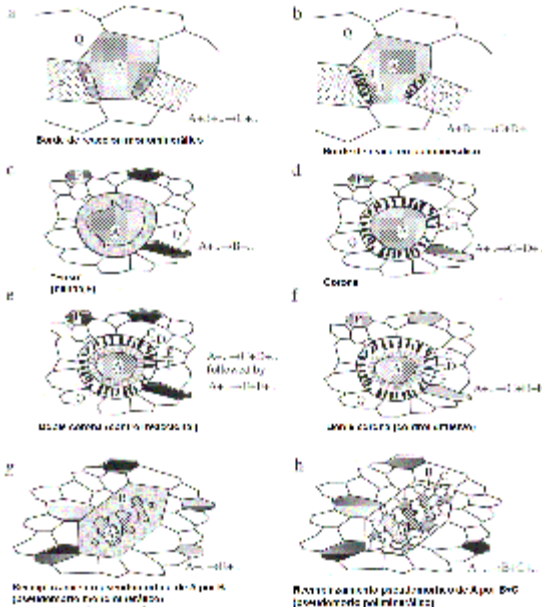


Fig. 17. Texturas reaccionales y de reemplazamiento. A-F, minerales involucrados en las reacciones; P y Q fases inertes. a) Borde de reacción monominerálico. b) Borde de reacción con dos fases C y D desarrollando un intercrecimiento simplectítico. c-f) Diversos tipos de coronas. g) Reemplazamiento pseudomórfico de A por B. h) Reemplazamiento pseudomórfico de A por B+C. (Passchier y Trouw, 1996).

Las fases neoformadas pueden aparecer formando inter-crecimientos lamelares o vermiculares muy finos denominados *simplectitas* (reaccionales) (Figs. 17, 21). Los intercrecimientos simplectíticos también se pueden producir por la descomposición de una fase mineral en dos o más fases (*simplectitas* de exsolución; e.g., onfacita \rightarrow diópsido + plagioclasa o hornblenda + plagioclasa). Las *simplectitas* también se pueden clasificar por su geometría en *simplectitas* lamelares y *simplectitas* globulares, que parecen haberse

formado a partir de las primeras por procesos de recristalización (Fig. 22). Por su frecuencia, algunos intercrecimientos simplectíticos reciben nombres especiales. Así, se utiliza el término *mirmekita* para agregados vermiculares de plagioclasa rica en Na y cuarzo que aparecen frecuentemente reemplazando a feldespato K; y *kelifita* para coronas múltiples alrededor de olivino que pueden contener ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol, espinela o granate. Es interesante destacar que aunque los intercrecimientos simplectíticos presentan una energía de superficie muy elevada, su desarrollo se ve favorecido al requerir un transporte de masa mucho menor.

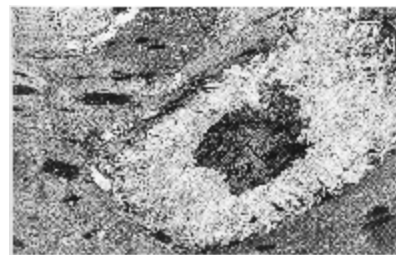


Fig. 18. Reemplazamiento pseudomórfico de estaurolita por micas. (Passchier y Trouw, 1996).

El desarrollo de bordes de reacción es importante para establecer la secuencia de reacciones metamórficas experimentadas por una roca. En muchas ocasiones el reemplazamiento es parcial



Fig. 19. Foso (corona monomineralica) de granate separando plagioclasa de clinopiroxeno y hornblenda. (Passchier y Trouw, 1996).

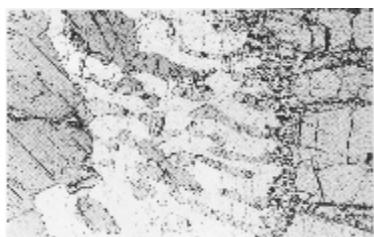


Fig. 20. Intercrecimiento simplectítico de plagioclasa y ortopiroxeno en el contacto entre granate y anfíbol. (Passchier y Trouw, 1996).

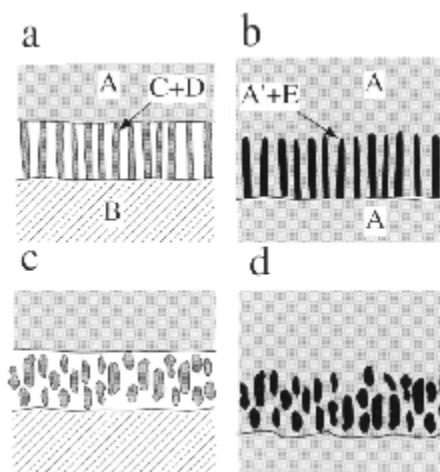


Fig. 21. Tipos de simplectitas. a) Simplectita lamelar reaccional. b) Simplectita lamelar de exsolución. c) Simplectita globular reaccional. d) Simplectita globular de exsolución. Las simplectitas globulares pueden haber sido formadas por recristalización de simplectitas lamelares. (Passchier y Trouw, 1996).

y se puede determinar la naturaleza de las fases reemplazadas. La fase mineral desestabilizada también se pueden inferir, aunque haya sido totalmente consumida, si se conserva la forma de sus granos (reemplazamiento pseudomórfico; Figs. 17, 18). Las texturas pseudomórficas son frecuentes en rocas que no han sufrido procesos de deformación durante o después de la blastesis metamórfica, como en corneanas, metagabros, metagranitos, y rocas de grado medio a alto que han sufrido procesos de re-hidratación.

3.3.4 Indicadores texturales de coexistencia en equilibrio

Las rocas metamórficas se pueden contemplar como sistemas químico-físicos sujetos a cambios provocados por variaciones en las condiciones del entorno. Estos cambios tienen como objetivo alcanzar un estado de equilibrio. Como en otros sistemas, el equilibrio en rocas es una condición de no cambio. Para el caso de equilibrios "estables", esta condición está representada por una configuración mineralógica que, bajo unas condiciones determinadas, es comparativamente más estable que cualesquiera configuración alternativa dentro de los límites impuestos por la composición global. La estabilidad es una condición de mínima energía libre. Como indicamos anteriormente, la energía de un sistema metamórfico comprende tres componentes fundamentales: $G(P,T,X)^V$, $G(P,T,X)^S$ y $G(P,T,X)^D$. Una vez que las reacciones entre fases minerales han cesado, i.e. se ha alcanzado un estado de $G(P,T,X)^V$ mínimo, los procesos de recristalización pueden actuar para minimizar los otros dos componentes dando lugar a texturas de tipo granoblástico o decusado.

Sin embargo, en muchas circunstancias esta configuración de mínima energía no se alcanza debido a limitaciones cinéticas críticas (e.g., difusionales) o a tasas relativas de deformación muy elevadas. Por este motivo, ejemplares de rocas bien equilibradas texturalmente son mas bien la excepción que la regla. Dependiendo de la trayectoria P-T-t seguida y de otras condiciones (e.g. presencia de fluidos), muchas rocas presentan asociaciones minerales originadas en diversos estadios evolutivos (progrados y retrógrados), posiblemente bajo condiciones muy diferentes. Lo

que sigue es una lista de posibles criterios a tener en cuenta para decidir si dos o más fases minerales han podido coexistir en equilibrio.

- a) Existencia de contactos mutuos no reaccionales. Tales contactos deberían ser simples, sin indicios de reemplazamiento. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que la existencia de contactos reaccionales (e.g., simplectíticos) no elimina la posibilidad de que dos fases hayan podido coexistir en equilibrio con anterioridad al desarrollo del borde reaccional. Por otra parte, la existencia de una fase que aparece reemplazando a otra puede representar un ajuste del equilibrio en el caso de procesos reaccionales continuos que conllevan cambios en la composición de las fases y de sus proporciones modales (reacciones de transferencia neta).
- b) Una misma orientación preferencial y/o congruencia textural.
- c) Que muestren efectos de transformación similares (en el caso de fases relictas).
- d) Que aparezcan intercrecidas o incluidas mutuamente entre sí.
- e) Que no sean incompatibles (es decir, que las fases puedan coexistir en un mismo intervalo de presión y temperatura). Una primera estimación de compatibilidad puede basarse en una comparación con asociaciones minerales típicas de distintas facies en rocas comunes (ver Tabla 1). La proyección (cualitativa) de la asociación en un diagrama de fases adecuado también puede ser de ayuda (e.g., el diagrama AFMK para las metapelitas), aunque un análisis riguroso puede requerir datos composicionales detallados y el empleo de técnicas algebraicas y estadísticas para detectar dependencias lineales entre las composiciones de las fases en espacios de más de cuatro componentes (dimensiones).

4 Sistemática práctica

En esta sección se discuten los principales tipos de rocas metamórficas clasificadas por grupos composicionales que se estudiarán en las sesiones prácticas de laboratorio.

Como ya se ha mencionado, los objetivos fundamentales de estas prácticas son: (1) la clasificación de la roca cuya lámina delgada se estudia y (2) la determinación (siempre que sea posible) de las condiciones P-T aproximadas en base a la asociación principal observada. Esto lleva implícito, por una parte, una determinación sistemática de las fases minerales presentes y, por otra, un análisis textural que permita eventualmente establecer una historia de cristalización y la determinación de la asociación o secuencia de asociaciones (paragénesis) presentes en la roca.

4.1 ¿Cómo se aborda el estudio de una lámina delgada?

A continuación se incluye una orientación general sobre el modo práctico de abordar el examen de láminas delgadas de rocas metamórficas. Por conveniencia, se ha subdividido este proceso en una serie de pasos discretos, congruentes con la cumplimentación de las fichas petrográficas (un modelo comentado se incluye en el Apéndice E. Seguir estos pasos no es obligatorio, aunque sí recomendable como punto de partida y de creación de un hábito sistemático (y concienzudo) en las observaciones.

4.1.1 Paso 1: Descripción macroscópica.

Un conveniente primer paso en el estudio de una lámina delgada es observar las relaciones generales a escala de la lámina (y del ejemplar de mano, si está disponible), a simple vista o con ayuda de una lupa (sostener la lámina al trasluz sobre un fondo de color blanco). A grandes rasgos es posible de este modo identificar rápidamente algunos tipos de rocas metamórficas en base al color y tipo de microestructura dominante (e.g., rocas máficas vs. metapelitas, rocas cuarzo-feldespáticas, gneises, y otras). También es útil para localizar posibles porfiroblastos aislados (a menudo representados tan sólo por unos pocos cristales) y otras fases minoritarias de aspecto destacado respecto de la matriz en que se encuentran insertas. Este es igualmente el mejor modo de caracterizar el tipo de fábrica y la microestructura predominantes en la roca, incluyendo posibles heterogeneidades de pequeña escala, bandeo composicional, segregaciones, etc.

4.1.2 Paso 2: Inventario mineralógico e identificación del grupo composicional

La identificación de todas las especies minerales presentes y una estimación de sus abundancias relativas es el siguiente objetivo del estudio. Esto puede ser tan simple como una lista de un par de minerales (e.g., en anfibolitas que comúnmente consisten en la asociación anfíbol-plagioclasa), o presentar dificultades en el caso de rocas de grano fino (de bajo grado), las fuertemente alteradas o aquellas con mineralogías complejas o inusuales (a menudo relacionadas con un marcado desequilibrio). El número de fases presentes en una roca bien equilibrada es función de su composición global y de las condiciones de equilibramiento, y por lo general no excede de 5 ó 6 en rocas comunes (p.e., en metapelitas y gneises), incluyendo minerales en cantidades accesorias. Tales asociaciones suelen representar condiciones de equilibrio divariantes o polivariantes. La presencia de un elevado número de fases (6 o más) puede significar condiciones de baja varianza (mono o invariantes), aunque más frecuentemente es el resultado de desequilibrio global, caracterizado en muchos casos por la persistencia de fases relictas y/o transformaciones parciales de carácter retrógrado.

Finalmente, una consideración ponderada de la mineralogía de la roca y de las proporciones modales de las fases presentes debería permitir estimar a que grupo composicional general pertenece la roca (i.e., si se trata de una roca cuarzo-pelítica, máfica, carbonática etc.). Esta estimación debe usarse más tarde para decidir que sistema-modelo y diagrama de fases podría ser empleado con provecho para analizar cualitativamente las relaciones generales de equilibrio y en particular las de la asociación mineral principal que se estime que caracteriza a la roca.

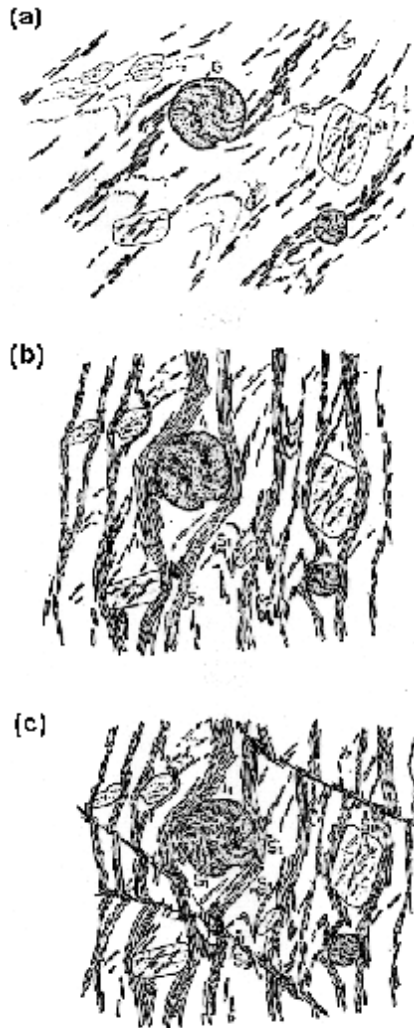


Fig. 22. Relaciones blastesis-deformación en un esquistó polifásico con deformación polifásica (adaptado de Spry, 1969).

(a) El bandeo original S_0 se pliega durante D_1 desarrollando la foliación S_1 . Blastesis sincinemática de mica, cuarzo y granate (G) rotacional. Blastesis postcinemática de albita (Ab) helicítica (S_1 concordante con S_0).

(b) Una segunda fase de deformación (D_2) produce una foliación más penetrativa (S_2). S_1 se percibe en charnelas de pliegues relictos. S_0 es borrada por completo. S_2 rodea a las fases preexistentes (granate y albita) produciendo sombras de presión (S_1 discordante con S_0). También tiene lugar recristalización sincinemática de mica y cuarzo.

(c) Una tercera fase (D_3) de menor importancia pliega S_2 y desarrolla una foliación espaciada (S_3) sin blastesis asociada.

4.1.3 Paso 3: Identificar las texturas en que aparecen las distintas fases.

Tras el reconocimiento mineralógico conviene retomar las observaciones sobre cada fase con énfasis en las texturas en que aparecen o de las que son distintivas. El objetivo es identificar que fases constituyen (presumiblemente) la asociación mineral principal (en equilibrio) y cuales deberían ser excluidas de esta última (fases o asociaciones de fases relictas y/o retrogradadas). El principal criterio a emplear es la existencia o no de contactos mutuos no reaccionales (ver apartado 3.3.4). El análisis detallado de estas texturas puede ayudar posteriormente a establecer que reacciones han operado, el orden cronológico de acontecimientos de blastesis/recristalización, y en definitiva en la reconstrucción de la historia metamórfica de la roca hasta donde sea posible. En este apartado se hará por tanto inventario de la(s) relaciones entre los minerales, así como de las textura(s) distintivas observables y que minerales las presentan o conforman. La realización de dibujos esquemáticos es muy recomendable si ello es requerido para una mejor comprensión.

4.1.4 Paso 4: Análisis paragenético (secuencia de asociaciones)

Después de la realización del inventario mineralógico y textural, es el momento de considerar estas observaciones en términos de su significado respecto del orden cronológico (relativo) de acontecimientos. El objetivo final de este apartado será el establecimiento de la asociación mineral principal, entendiendo por esta la que refleje la condición de más alto grado alcanzada por la roca, así como las posibles fases o asociaciones de fases relictas y retrógradadas existentes. En todos los casos la asignación de fases a cada tipo de asociación deberá basarse y ser argumentada en términos de las observaciones efectuadas en el paso anterior (especialmente la existencia o no de

contactos mutuos no reaccionales). En rocas deformadas puede ser adicionalmente útil la consideración de las relaciones blastesis-deformación. La Fig. 22 muestra un ejemplo ilustrativo de análisis de relaciones blastesis-deformación en un esquisto con deformación polifásica.

Una vez concluida la estimación de que fases constituyen la asociación principal es muy recomendable hacer un test cualitativo de la misma proyectando esquemáticamente las relaciones de compatibilidad implícitas a la misma en un diagrama composicional apropiado al grupo composicional al que se estima que pertenece la roca. En dicha proyección no deberían resultar ambigüedades respecto del espacio composicional de la asociación (intersecciones de líneas de compatibilidad, p.e.). De no ser así, puede resultar conveniente o necesario reconsiderar las conclusiones previas con vistas a identificar las posibles razones de dicha inconsistencia (errores de identificación de fases minerales, evidencias texturales de desequilibrio no percibidas o incorrectamente interpretadas, etc.)

4.1.5 Paso 5: Clasificación y estimación de las condiciones de formación.

Por último, con toda la información obtenida hasta el momento, daremos nombre a la roca según los criterios apuntados en este cuaderno (sección 2). La estimación aproximada de las condiciones P-T podrá basarse en la lista de asociaciones minerales diagnósticas para las distintas facies en rocas pelíticas y máficas (Tabla 1), el apéndice C sobre minerales metamórficos y sus relaciones paragenéticas, y, muy en particular, la información mas específica sobre la evolución metamórfica de distintos sistemas composicionales que se proporciona en la parte sistemática de la asignatura.

Por otro lado debe tenerse en cuenta que la posibilidad de estimar condiciones de formación sobre datos puramente petrográficos, y la precisión de las estimaciones, depende críticamente de que las rocas contengan asociaciones suficientemente diagnósticas. En este sentido las metapelitas (rocas de composición cuarzo-pelítica) son el tipo de roca que en general permite una estimación relativamente mas precisa debido a la frecuente presencia de silicatos de aluminio y otras asociaciones AFM distintivas. Por lo general las rocas máficas pueden ser clasificadas sin problemas dentro del esquema general de facies metamórficas ya que este último está basado y aplica especialmente a cambios mineralógicos característicos de este tipo de rocas. Otros grupos composicionales pueden presentar mayores dificultades o incertidumbre debido a: (1) incertidumbre acerca de la composición de la fase fluida (factor de especial relevancia en el caso de rocas carbonáticas), (2) La presencia de asociaciones de alta varianza, cualitativamente estables en amplios intervalos P-T, y (3) El efecto de componentes adicionales (e.g., Mn o Ti) que puedan influir de forma significativa en la estabilidad de las asociaciones minerales.

5 Referencias y textos recomendados

- Barker, A.J., 1990. Introduction to metamorphic textures and microstructures. Blackie. Glasgow and London. (segunda edición publicada en 1998 por Stanley Thornes Publishers).
- Bard, J.P., 1986. Microtextures of igneous and metamorphic Rocks. Kluwer Academic Publishers.
- Best, M.G., 1982. Igneous and metamorphic petrology.- W.H. Freeman and Co. San Francisco.
- Bucher, K., y Frey, M., 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag.
- Castro, A., 1988. Petrografía Básica, Paraninfo, España.
- Eskola, P., 1915. On the relation between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region. Bull. Comm. Géol. Finland, 44, 109-145.
- Hibbard, M.J., 1995. Petrography to petrogenesis. Prentice Hall, New Jersey.
- Holdaway, M.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. Am. J. Sci., 271, 97-131.
- Passchier, C.W. y Trouw, R. A. J., 1996. Microtectonics. Springer-Verlag. Berlin.
- Philpotts, A.R., 1990. Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice-Hall.
- Shelley, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Classification, textures, microtextures and mineral preferred orientations. Chapman and Hall. London.
- Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E., Desmons, J y Siivola, J., 2002. How to name a metamorphic rock. (véase <http://www.bgs.ac.uk/SCMR/>).
- Smulikowsky, W., Desmons, J, Harte, B., Sassi, F. y Schmid, R, 2003. Types Grade and Facies. (véase <http://www.bgs.ac.uk/SCMR/>).
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineral. Soc. Am. Monograph 1.
- Spry, A., 1969. Metamorphic textures. Pergamon Press.
- Turner, F.J., 1981., Metamorphic petrology. MacGraw-Hill.
- Vernon, R.H., 1976. Metamorphic processes. George Allen.
- Williams, H., Turner, F.J. y Gilbert, C.M., 1982. Petrography: an introduction to the study of rocks in thin sections. Freeman & Co.
- Winter, J.D., 2001. Introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall.
- Yardley, B. W. Y., 1996. Introduction to Metamorphic Petrology. Addison-Wesley Longman, Incorporated.
- Yardley, B. W. D., W. S. MacKenzie y Guildford, C., 1995. An Atlas of metamorphic rocks and their textures. Longman, Sc.Tech., New York.

6 Apéndice A: Glosario de términos y nombres de rocas metamórficas

Anfibolita: Roca metamórfica caracterizada por la asociación anfíbol (> 40 % modal) + plagioclasa ± granate ± epidota ± cuarzo, derivada de protolitos ígneos de composición máfica y más raramente de sedimentos calcáreos. Es la roca tipo de la facies de anfibolitas.

Blastomilonita: Mílonita con un crecimiento significativo de blastos durante o inmediatamente posterior a la deformación.

Brecha tectónica (o de falla): Roca constituida por fragmentos líticos angulosos producidos por deformación cataclástica.

Calcoesquisto (calciesquisto): Roca metamórfica foliada derivada de margas y pelitas calcáreas. Presentan un abundante contenido en carbonatos y silicatos de calcio.

Cataclasita: Roca muy deformada caracterizada por una fuerte reducción del tamaño de grano debido a cataclisis y por la ausencia de fábricas planares o plano-lineares.

Charnokita: Roca charnokítica de composición granítica.

Corneana (*hornfels*): Roca masiva (i.e. sin foliación) de composición variable con textura granoblástica o decusada de grano fino a medio, producida típicamente por metamorfismo de contacto. Estas rocas pueden preservar estructuras preexistentes tales como laminaciones cruzadas o granoclasificación debido a la ausencia de deformación,

Cuarcita: Roca metamórfica constituida esencialmente por cuarzo (> 80% modal), derivada de areniscas ricas en cuarzo (ortocuarcitas) y concreciones silíceas diagenéticas (cherts).

Eclogita: Roca metamórfica de alta presión de composición máfica, constituida por granate y clinopiroxeno onfacítico con plagioclasa y lawsonita ausentes. Como fases accesorias más comunes puede presentar cuarzo/coesita, zoisita/clinozoisita o epidota, cianita, paragonita, fengita, anfíbol de tipo glaucofánico o barroisítico y rutilo. Roca tipo de la facies de eclogitas.

Espilita: Roca metasomática producto de la transformación hidrotermal de basaltos oceánicos en condiciones de bajo grado (facies de zeolitas y esquistos verdes).

Esquisto: Roca metamórfica de tamaño de grano medio (visible en muestra de mano) con una foliación muy penetrativa definida por la orientación preferente de filosilicatos u otros minerales inequidimensionales como anfíbol.

Esquisto azul (*blueschist*): Roca metamórfica foliada, generalmente derivada de protolitos máficos, con color débilmente azulado en muestra de mano debido a la presencia de anfíbol sódico (glaucofana, crossita). Esquistos azules con glaucofana y una fase de baja temperatura (lawsonita y/o aragonito) definen la facies de esquistos azules.

Esquisto blanco (*whiteschist*): Roca metamórfica foliada de alta presión caracterizada por la subasociación cianita + talco.

Esquisto moteado (*spotted schist*): Roca foliada de metamorfismo de contacto, usualmente de composición pelítica, caracterizada por la presencia de porfidoblastos y/o poikiloblastos de andalucita, biotita o cordierita, que dan un aspecto moteado a la roca.

Esquisto verde (*greenschist*): Roca foliada de composición básica y color verdoso en muestra de mano debido al desarrollo de asociaciones con clorita, actinolita, epidota

o pumpellyita. Roca tipo de la facies de esquistos verdes.

Fenita: Roca metasomática con composición sienítica o más subsaturada debido a procesos de desilificación secundarios.

Filita: Roca metamórfica de tamaño de grano fino (no visible en muestra de mano) con una foliación muy penetrativa definida por la orientación preferente de filosilicatos. La superficie de foliación generalmente presenta un aspecto brillante.

Gneis: Roca metamórfica de tamaño de grano grueso (milimétrico) con una foliación grosera (foliación gneísica) y/o por un bandeo composicional (bandeo gneísico).

Gneis bandeado: Roca gneísica con un bandeo composicional paralelo a la foliación.

Gneis ocelar (*augen gneiss*): Roca con foliación gneísica y porfidoclastos originados por deformación plástica (i.e. roca milonítica).

Granofelsita (granoblastita): En general, roca metamórfica que carece de fábricas planares o plano-lineares penetrativas (cf. corneanas)

Granulita: Roca metamórfica de composición máfica, pelítica o cuarzo-feldespática con asociaciones minerales de alta temperatura (ver asociaciones diagnóstico en Tabla 1) y, frecuentemente, con textura granoblástica o decusada. Su presencia define la facies de granulitas. Clásicamente, no obstante, el término simple (sin cualificación) se ha aplicado a rocas granoblásticas de composición máfica.

Greisen: Roca constituida por asociaciones con micas de Li, fluorita o topacio, producida por procesos metasomáticos asociados al emplazamiento de granitos de tipo S.

Leucosoma (leucosome): Parte leucocrática de una migmatita, comúnmente caracterizado por una apariencia y textura magmáticas.

Mangerita: Roca charnokítica de composición monzonítica.

Mármol: Roca metamórfica derivada de calizas y dolomías, constituida esencialmente por carbonatos (calcita, dolomita, magnesita o aragonito).

Melanosoma (melanosome): Roca melanocrática complementaria del leucosoma que aparece en algunas migmatitas. Comúnmente retiene una textura deformacional y es rico en fases refractarias aluminosas y/ferromagnesianas.

Mesosoma (mesosome): Porción no migmatizada dentro de una migmatita. Puede corresponder al paleosoma, o a una porción de roca refractaria que no fundió.

Metabasita: Roca metamórfica derivada de protolitos ígneos máficos y algunos tipos de sedimentos ricos en FeO, MgO y CaO.

Metapelita: Roca metamórfica derivada de protolitos sedimentarios de composición pelítica.

Migmatita (roca mixta): Roca de grado medio a alto muy heterogénea a escala macroscópica con una componente leucocrática de composición cuarzo-feldespática de origen ígneo o hidrotermal.

Migmatita agmatítica: Migmatita brechoide.

Migmatita diktyonítica: Migmatita con mesosoma atravesado por venas de leucosoma.

Migmatita estromática: Migmatita bandeada.

Milonita: Roca con fuerte reducción del tamaño de grano y desarrollo de una fábrica planar o plano-linear, producidos por deformación plástica (no cataclástica) en zonas con alta intensidad de deformación (zonas de cizalla y de falla).

Milonita ocelar: Milonita con abundantes porfidoclastos.

Neosoma (neosome): Leucosoma + melanosoma.

Oficarbonato: Serpentinita con abundantes venas de carbonatos.

Paleosoma (paleosome): Protolito del neosoma.

Protomilonita: Milonita en la que > 90 % de la roca no ha sufrido reducción del tamaño de grano.

Pseudotaquilita: Roca deformacional constituida por material ultrafino, de apariencia vítrea y fractura concoidal, que puede aparecer en venas o en la matriz de rocas miloníticas porfidoclásticas.

Pizarra (slate): Roca metamórfica de tamaño de grano muy fino (submicroscópico) con una foliación muy penetrativa definida por la orientación preferente de filosilicatos.

Protolito: Roca de la que deriva un determinado litotipo metamórfico. Muchas rocas metamórficas se denominan con referencia al protolito mediante el prefijo meta- (e.g. metapelita, metabasita, metagranito).

Ultramilonita: Milonita en la que > 90 % del protolito ha sufrido una fuerte reducción del tamaño de grano.

Restita: Parte de una migmatita que representa el material residual tras la segregación del leucosoma. Material refractario transportado en un magma desde la zona de generación de fundidos.

Roca charnokítica: Roca con ortopiroxeno (o fayalita + cuarzo) y feldespato y posiblemente cuarzo. Su origen puede ser

ígneo, metamórfico o meta-ígneo. Las charnokitas ígneas se pueden denominar con los términos recomendados por la IUGS (e.g. granito con ortopiroxeno), mientras que las de origen metamórfico se pueden clasificar como granulitas.

Roca de antofilita-cordierita: Roca de composición espilitica metamorfizada en facies de anfibolitas.

Roca de silicatos cálcicos (calc-silicate rock): Roca metamórfica o metasomática constituida por silicatos de calcio (e.g. lawsonita, anortita, epidota, zoisita/clinozoisita, vesubianita, diópsido, grosularia, anfíboles cálcicos, wollastonita, escapolitas).

Roca eclogítica: Todo tipo de roca con asociaciones diagnósticas de facies de eclogitas (e.g. jadeita, talco y cianita).

Rodingita: Roca de silicatos cálcicos, producida por metasomatismo de rocas máficas plutónicas asociadas a complejos ultramáficos. Los procesos de rodingitización se pueden ocurrir durante metamorfismo de fondo oceánico.

Skarn (tactita): Roca de silicatos cálcicos de origen metasomático.

Serpentinita: Rocas metamórficas (o metasomática) de composición ultramáfica, constituidas, esencialmente, por minerales del grupo de la serpentina (crisotilo, lizardita, antigorita).

7 Apéndice B: Glosario de texturas y procesos metamórficos

Agregado decusado: Agregados de cristales prismáticos o lamelares de tendencia idioblástica o hipidioblástica orientados al azar.

Agregado granoblástico: Mosaico equidimensional de granos xenomorfos, con tendencia al desarrollo de puntos triples con ángulos interfaciales a 120° en dominios monominerálicos.

Agregado lepidoblástico: Agregado constituido por minerales de hábito planar orientados de forma subparalela.

Agregado nematoblástico: Agregado constituido por minerales de hábito prismático o acicular orientados de forma subparalela.

Anatexia: (o anatexis) Sinónimo de fusión parcial. Rocas anatéticas (e.g. gneises anatéticos) son rocas que han sufrido fusión parcial, por lo general sin que ésta fuese seguida de una separación efectiva del fundido y el residuo.

Bandeado metamórfico (*metamorphic layering*): Alternancia de capas de distinta composición mineralógica o textural producida por diferenciación o segregación metamórfica (i.e. no se presenta en el protolito). Frecuente en gneises y en metapelitas con foliación de crenulación.

Blastesis: Proceso de nucleación y crecimiento en estado sólido de nuevas fases minerales a partir de otras preexistentes.

Borde de reacción: Mineral o conjunto de minerales que reemplazan a fases minerales inestables a lo largo de los límites de grano.

Cataclasis: Proceso de reducción de tamaño de grano por mecanismos de deformación frágiles (fracturación y rotación de agregados minerales) produciéndose

fragmentos líticos angulosos heterométricos.

Chiastolito: Variedad de andalucita con una característica distribución de inclusiones de grafito en forma de cruz. Muy frecuente en esquistos moteados y corneanas pelíticas.

Clivaje: Foliación de origen deformacional caracterizada por superficies subparalelas finamente espaciadas a lo largo de las cuales la roca tiende a ser fisible.

Clivaje de crenulación: Clivaje que se desarrolla por microplegado y transposición de una foliación preexistente. Puede llevar asociado procesos de diferenciación metamórfica (segregación) a pequeña escala.

Clivaje de fractura: Clivaje definido por un conjunto de planos de fractura regularmente espaciados a pequeña escala.

Clivaje espaciado: Clivaje con planos de fisilidad relativamente espaciados, entre los que se presentan láminas de roca con una estructura distinta que se denominan "microlitones".

Clivaje pizarroso: Clivaje definido por la orientación preferente de filosilicatos de tamaño de grano muy fino (submicroscópico). Se presenta en metapelitas de grado muy bajo (pizarras).

Corona: Borde de reacción que se presenta como un anillo que rodea totalmente a una fase mineral que está siendo reemplazada.

Crenulación: cf. Clivaje de crenulación.

Diferenciación metamórfica: Redistribución de granos minerales o componentes químicos en una roca dando lugar a una anisotropía modal-composicional penetrativa. En general, no se producen cambios globales significativos.

Esquistosidad: Foliación definida por la orientación preferente de minerales tabulares (e.g. micas) o prismáticos (e.g. anfíboles, piroxenos) en una roca metamórfica completamente cristalizada y/o recristalizada.

Estructura: Disposición de las partes de una roca a todas las escalas, incluyendo relaciones geométricas entre las partes, su forma y características internas. Los términos micro-, meso-, macro- y megaestructura hacen referencia a la escalas microscópica, de la muestra, de afloramiento o regional respectivamente.

Fábrica: Configuración geométrica tridimensional de todos los granos minerales que constituyen una roca, incluyendo tipo y grados de orientación preferencial. También es utilizado con connotaciones similares a las del término "estructura".

Foliación: Cualesquiera tipo de elemento planar de una roca que presente una orientación preferente y que sea repetitivo a pequeña escala (i.e. penetrativo). Distintas foliaciones pueden coexistir en la misma roca. Las superficies virtuales paralelas a la foliación se denominan "superficies S", y frecuentemente se etiquetan según la secuencia de generación (S_1 , S_2 , etc.).

Foliación gneísica: Foliación definida por la orientación preferente de minerales inequidimensionales de tamaño de grano medio a grueso que carece de fisilidad.

Foliación milonítica: Foliación definida por agregados de grano muy fino deformados plásticamente, característica de rocas fuertemente deformadas (milonitas).

Lineación: Cualesquiera característica lineal prominente en una roca que aparezca repetitivamente, por lo general, a pequeña escala. (i.e. penetrativo) Puede estar definida por la alineación de granos o agregados de granos, de cuerpos alargados, intersección de planos de foliación y otras superficies, ejes de micropliegues, estrías, etc. De modo similar a la foliación, distintas lineaciones

pueden coexistir en una roca, y se etiquetan análogamente L1, L2, etc.

Paragénesis: Secuencia de asociaciones minerales producidas durante la evolución metamórfica de una roca. A veces también usado como sinónimo de asociación mineral en equilibrio. Este último término es aplicable a un grupo de minerales coexistentes en una roca, originados simultáneamente bajo las mismas condiciones (e.g. paragénesis sin-cinemática).

Peciloblasto (poikiloblasto): Cristal de tamaño de grano relativamente grueso que contienen gran número de inclusiones de otras fases minerales.

Porfiroblasto (o porfidoblasto): Cristal de tamaño de grano relativamente grueso formado por recristalización o blastesis en el seno de una matriz de grano más fino.

Porfiroblasto/poikiloblasto helicítico: Cristal con inclusiones de otras fases minerales que definen una foliación microplegada que se continua con la de la matriz, indicando su cristalización post-cinemática.

Porfiroblasto/poikiloblasto en bola de nieve o rotacional (*snowball/rotational*): Cristal con inclusiones de otras fases minerales que definen una foliación interna dispuesta en espiral que se continua con la de la matriz, indicando su cristalización sin-cinemática.

Porfiroclasto (o porfidoclasto): En rocas miloníticas y cataclásticas, describe un cristal relicto de la asociación premilonítica con tamaño de grano relativamente grueso rodeado por una matriz de grano muy fina debido a procesos cataclásticos o de deformación plástica.

Pseudomorfosis: Reemplazamiento de una fase mineral preexistente por un mineral o agregado mineral preservando la forma del grano de la fase reemplazada.

Simplectita: Intercrecimiento lamelar o vermicular muy fino de dos o más fases minerales.

Simplectita de exsolución: Agregado simplectítico producido por descomposición de una fase mineral en dos o más.

Simplectita reaccional: Agregado simplectítico producido por reemplazamiento reaccional de dos o más fases minerales inestables.

Textura masiva: Roca metamórfica constituida por minerales orientados al azar (i.e. sin ninguna orientación preferente).

Textura seriada: En rocas miloníticas y cataclásticas, variación continua en el tamaño de porfiroclastos y de fragmentos líticos.

8 Apéndice C: Principales minerales constituyentes de las rocas metamórficas

(abreviaturas según Kretz, 1973, cuando aplicables)

Nombre	Abr.	Fórmula	Observaciones
Actinolita	Act	$\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Grupo de los anfíboles. Facies de esquistos verdes en metabasitas. Frecuente en asociaciones con epidota, albita y clorita. Desde facies de esquistos verdes hasta anfibolitas en rocas carbonáticas.
Albita	Ab	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	Ver plagioclasa.
Almandino	Alm	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_8$	Ver granate.
Andalucita	And	Al_2SiO_5	Metamorfismo de baja P.
Andradita	Adr	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Ver granate.
Anfibol			Solución sólida compleja. Ver actinolita, barroisita, crossita, glaucofana y hornblenda.
Anortita	An	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	Ver plagioclasa.
Antigorita	Atg	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	Grupo de la serpentina. Hábito laminar. Principal constituyente de serpentinitas.
Apatito	Ap	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH,F,Cl})$	Accesorio común en rocas ácida.
Aragonito	Arg	CaCO_3	Metamorfismo de alta P y baja T en rocas carbonáticas
Barroisita	Bar	$\text{CaNa}(\text{Mg,Fe})_3(\text{Al,Fe})_2\text{AlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Grupo de los anfíboles. Facies de anfibolitas y eclogitas.
Biotita	Bt	$\text{K}_2(\text{Mg,Fe})_6\text{Al}_{2-3}\text{Si}_{6-5}\text{O}_{20}(\text{OH})_4$	Mica trioctaédrica. Amplio campo de condiciones P-T en metapelitas y rocas cuarzo-feldespáticas.
Calcita	Cal	CaCO_3	Rocas carbonáticas.
Carfolita	Crf	$(\text{Mg, Fe, Mn}) (\text{Al, Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6(\text{OH})_4$	Carfolita con bajos contenidos en Mn puede aparecer en metapelitas en

			condiciones de alta P y baja T. La variedad rica en Mn pueden aparecer a presiones intermedias.
<i>Cianita (Distena)</i>	Ky	Al_2SiO_5	Metamorfismo de alta P.
<i>Clinopiroxeno</i>			Solución sólida compleja. Ver diópsido, jadeita, onfacita.
<i>Clinozoisita</i>	Czo	$Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$	Facies de esquistos verdes, anfibolitas y eclogitas en metabasitas, rocas carbonáticas y de silicatos cálcicos.
<i>Clorita</i>	Chl	$(Mg,Fe,Al)_{12}(Si,Al)_8O_{20}(OH)_{16}$	Facies de esquistos verdes en metabasitas, asociada a epidota, albita y actinolita.
<i>Cloritoide</i>	Cld	$(Fe,Mg)_2Al_4Si_2O_{10}(OH)_4$	Facies de esquistos verdes en metapelitas.
<i>Cordierita</i>	Crd	$(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$	Facies de anfibolitas y granulitas a P intermedias en metapelitas.
<i>Crisotilo</i>	Ctl	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	Grupo de la serpentina. Hábito fibroso. Principal constituyente de serpentinitas.
<i>Crossita</i>	Cro	$Na_2(Mg,Fe)_3(Al,Fe)_2Si_8O_{22}(OH)_2$	Grupo de los anfíboles. Campo de estabilidad muy amplio en condiciones de alta fugacidad de oxígeno.
<i>Cuarzo</i>	Qtz	SiO_2	Rocas saturadas en sílice.
<i>Diópsido</i>	Di	$CaMgSi_2O_6$	Grupo de los piroxenos. Facies de granulitas en metabasitas. Facies de anfibolitas, granulitas y eclogitas en rocas carbonáticas y de silicatos cálcicos.
<i>Dolomita</i>	Dol	$CaMg(CO_3)_2$	Rocas carbonáticas y ultramáficas.
<i>Epidota</i>	Ep	$Ca_2FeAl_2Si_3O_{12}(OH)$	Facies de esquistos verdes, anfibolitas y eclogitas en metabasitas, rocas carbonáticas y de silicatos cálcicos.
<i>Titanita (Esfena)</i>	Spn	$CaTiSiO_4(O,OH)$	Facies de esquistos verdes y anfibolitas en metabasitas y calciesquistos.
<i>Espesartina</i>	Sps	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	Ver granate.
<i>Estaurolita</i>	St	$(Fe,Mg)_4Al_{18}Si_{7.5}O_{44}(OH)_4$	Facies de anfibolitas en metapelitas. Comúnmente asociada a cianita o sillimanita.
<i>Fayalita</i>	Fa	Fe_2SiO_4	Grupo del olivino. Rocas cuarzo-

			feldespáticas en facies de granulitas.
<i>Feldespato K</i>	Kfs	$KAlSi_3O_8$	Amplio campo de condiciones P-T en rocas cuarzo-feldespáticas. Facies de anfibolitas y granulitas en metapelitas.
<i>Forsterita</i>	Fo	Mg_2SiO_4	Grupo del olivino. Metabasitas en facies de granulitas. Facies de anfibolitas y granulitas en mármoles dolomíticos. Amplio campo de condiciones P-T en rocas ultramáficas.
<i>Glaucofana</i>	Gln	$Na_2(Mg,Fe)_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$	Grupo de los anfíboles. Asociada a lawsonita y/o aragonito en facies de esquistos azules. Asociada a onfacita y granate en facies de eclogitas de baja T.
<i>Grafito</i>	Gr	C	Metapelitas y rocas carbonáticas.
<i>Granate</i>	Grt		Solución sólida compleja. Ver almandino, andradita, espesartina, grosularia y piropo. Rico en almandino y espesartina en metapelitas, apareciendo en facies de esquistos verdes o grado más alto y eclogitas. Altos contenidos en almandino, moderados en grosularia y piropo y bajos en espesartina en metabasitas, apareciendo en facies de anfibolitas o grado más alto y eclogitas. Rico en grosularia y andradita en rocas de silicatos cálcicos y calciesquistos.
<i>Grosularia</i>	Grs	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	Ver granate.
<i>Hiperstena</i>	Hip	$Mg_{1-1.4}Fe_{1-0.6}Si_2O_6$	Ver Piroxenos.
<i>Hornblenda</i>	Hb	$Ca_2(Mg,Fe)_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2$	Grupo de los anfíboles. Facies de anfibolitas y granulitas en metabasitas.
<i>Jadeita</i>	Jd	$NaAlSi_2O_6$	Rocas cuarzo-feldespáticas en facies de eclogitas.
<i>Lawsonita</i>	Lws	$CaAl_2Si_2O_7(OH).2H_2O$	Facies de esquistos azules y prehnita-pumpellyita en rocas de silicatos cálcicos y metabasitas.
<i>Micas</i>			Dos series de solución sólida compleja. Micas dioctédricas: ver moscovita, paragonita, margarita. Micas trioctédricas: ver biotita.
<i>Magnesita</i>	Mag	$MgCO_3$	Rocas carbonáticas y ultramáficas.
<i>Margarita</i>	Mrg	$Ca_2Al_8Si_4O_{20}(OH)_4$	Mica dioctaédrica. Calciesquistos en un amplio de condiciones P-T.

Monticelita	Ol	$MgCaSiO_4$	Mármoles dolomíticos y rocas de silicatos cálcicos.
Moscovita	Ms	$K_2Al_6Si_6O_{20}(OH)_4$	Mica dioctaédrica. Metapelitas y rocas cuarzo feldespáticas en un amplio campo de condiciones P-T (hasta el límite superior de la facies de anfibolitas). En facies de alta presión la moscovita se enriquece en Si, debido a un aumento del componente fengítico ($Feng, K_2Mg_2Al_2Si_8O_{20}(OH)_4$).
Olivino	Ol	$(Mg,Fe, Ca)_2SiO_4$	Solución sólida compleja. Ver fayalita, forsterita, monticelita.
Onfacita	Omp	$(Ca,Na)(Mg,Al)Si_2O_6$	Grupo de los piroxenos. Metabasitas y sedimentos ricos en Ca, Fe y Mg en facies de eclogitas.
Ortopiroxeno	Opx	$(Fe, Mg)_2Si_2O_6$	Solución sólida entre enstatita ($En, Mg_2Si_2O_6$) y ferrosilita ($Fs, Fe_2Si_2O_6$) con limitado contenido en Ca. El término extremo ferrosilita es, general, inestable en relación a fayalita + cuarzo. Rocas maficas y cuarzo- feldespáticas en facies de granulitas.
Paragonita	Pg	$Na_2Al_6Si_6O_{20}(OH)_4$	Mica dioctaédrica. Facies de eclogitas, esquistos azules y verdes y anfibolitas en, metabasitas metapelitas y espilitas.
Pirofilita	Prl	$Al_4Si_8O_{20}(OH)_4$	Metapelitas en facies de grado bajo.
Piropo	Prp	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	Ver granate. Facies de eclogitas en rocas ultramáficas.
Plagioclasa	Pl		Solución sólida entre albita y anortita, con contenidos limitados en K. Ver albita y anortita. El contenido en Ca puede aumentar con la T en metabasitas y metasedimentos con Ca y Na. Albita: facies de esquistos verdes. Oligoclasa: facies de anfibolitas. Andesina y composiciones más rica en Ca: facies de anfibolitas y granulitas. Términos muy ricos en anortita en rocas de silicatos cálcicos en facies de anfibolitas y granulitas, y en rocas ultramáficas en facies de anfibolitas y granulitas.
Prehnita	Prh	$Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$	Facies de prehnita-pumpellyita en metabasitas.
Pumpellyita	Pmp	$Ca_4(Mg,Fe)(Al,Fe)_5Si_6O_{22}(OH)_3 \cdot 2H_2O$	Facies de prehnita - pumpellyita en metabasitas.

<i>Rutilo</i>	Rt	TiO ₂	Accesorio común en rocas de alta P.
<i>Serpentina</i>			Ver antigorita y crisotilo.
<i>Sillimanita</i>	Sil	Al ₂ SiO ₅	Facies de anfibolitas y granulitas.
<i>Talco</i>	Tlc	Mg ₆ Si ₈ O ₂₀ (OH) ₄	Facies de esquistos verdes, anfibolitas y eclogitas en rocas ultramáficas. Facies debajo grado en mármoles. Facies de esquistos azules y eclogitas en metapelitas.
<i>Tremolita</i>	Tr	Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	Ver actinolita.
<i>Turmalina</i>	Tur	Na(Fe,Mg) ₃ Al ₆ B ₃ Si ₆ O ₂₇ (OH,F) ₄	Accesorio común en rocas pelíticas y cuarzo- feldespáticas.
<i>Wollastonita</i>	Wo	CaSiO ₃	Rocas carbonáticas. Facies de anfibolitas y granulitas a P < 3 kbar y fluidos ricos en CO ₂ . En presencia de fluidos más acuosos, puede aparecer a T más bajas.
<i>Zoisita</i>	Zo	Ca ₂ Al ₃ Si ₃ O ₁₂ (OH)	Facies de esquistos verdes, anfibolitas y eclogitas en metabasitas y rocas carbonáticas y de silicatos cálcicos.

9 Apéndice D: Diagramas AFM y ACF

9.1 AFM

En sistemas pelíticos y cuarzo feldespáticos las relaciones de estabilidad de las distintas asociaciones minerales que pueden aparecer se pueden estudiar utilizando diagramas A (Al₂O₃) - F (FeO+MnO) - M (MgO) proyectados desde cuarzo y una fase de K (moscovita o feldespato K) con el potencial químico de H₂O fijado externamente.

Las coordenadas de las fases minerales en el diagrama AFM se pueden calcular a partir de las siguientes expresiones:

$$A = (C_{Al_2O_3} - 3 C_{K_2O}) / (C_{Al_2O_3} - 3 C_{K_2O} + C_{MgO} + C_{FeO}) \quad (\text{proyección desde moscovita})$$

$$A = (C_{Al_2O_3} - 3 C_{K_2O}) / (C_{Al_2O_3} - 3 C_{K_2O} + C_{MgO} + C_{FeO}) \quad (\text{proyección desde Kfs})$$

$$M = C_{MgO} / (C_{MgO} + C_{FeO} + C_{MnO})$$

donde C_i es la proporción molar de los componentes expresados en óxidos.

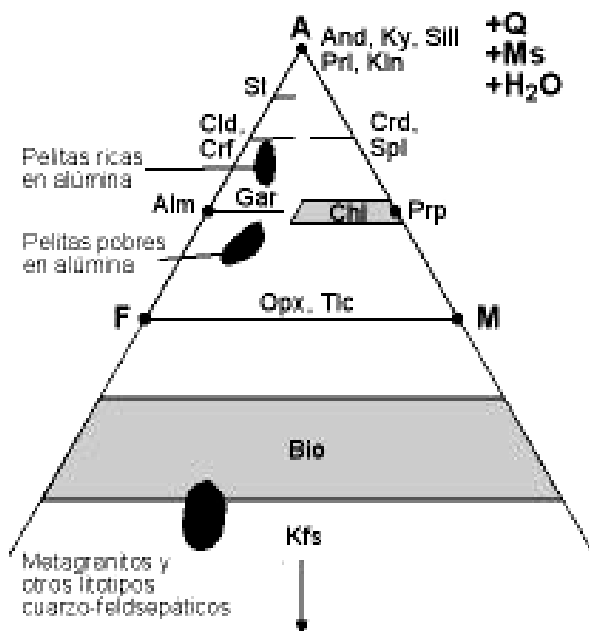


Fig 25. Diagrama AFM proyectado desde cuarzo y moscovita con el potencial químico de H₂O fijado externamente. Ver Apéndice D para abreviaturas de fases minerales. Otras abreviaturas: Kln, caolinita; Spl, espinela.

En la Fig. 25 se ilustra un diagrama AFM proyectado desde cuarzo y moscovita con los campos composicionales de las fase minerales más relevantes en sistema pelíticos y cuarzo-feldespáticos, de pelitas con contenidos variables en alúmina y de rocas cuarzo-feldespáticas. Conviene notar que, debido a la estabilidad de granate en condiciones de grado medio y alto y de clorita en condiciones de grado bajo, el desarrollo de asociaciones con aluminosilicatos, estauroлита, cloritoide o cordierita es poco común en rocas cuarzo-feldespáticas.

9.2 ACF

Del mismo modo, en sistemas ricos en calcio, las relaciones de fases se pueden estudiar en diagramas A (Al₂O₃) - C (CaO) - F (FeO+MgO+MnO) proyectados desde cuarzo con los potenciales químicos de H₂O y CO₂ fijados externamente. Estos diagramas se pueden emplear con cierta fiabilidad en sistemas carbonáticos con limitada componente pelítica. En sistemas más

complejos, como metabasitas (con cantidades significativas de Na) y rocas de composición margosa (ricas en Ca y K), las proyecciones ACF se pueden emplear en algunas ocasiones, aunque la representación e interpretación de las relaciones de fases puede ser más dificultosa debido a la condensación de los componentes ferromagnesianos y la no inclusión de los elementos alcalinos (Na y K).

Las coordenadas de las fases minerales en el diagrama ACF se pueden calcular a partir de las siguientes expresiones:

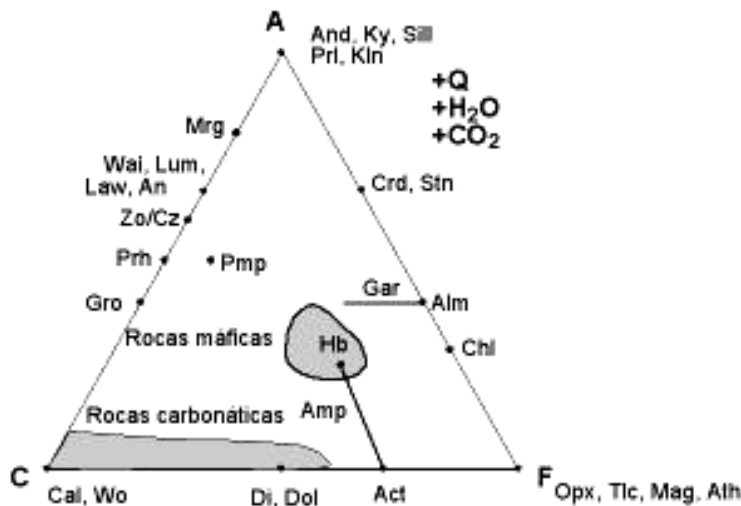
$$A = (C_{Al_2O_3} + C_{Fe_2O_3} - C_{Na_2O} - C_{K_2O}) / \text{FACTOR}$$

$$C = C_{CaO} / \text{FACTOR}$$

$$F = (C_{MgO} + C_{FeO} + C_{MnO}) / \text{FACTOR}$$

$$\text{donde FACTOR} = C_{Al_2O_3} + C_{Fe_2O_3} + C_{MgO} + C_{FeO} + C_{MnO} + C_{CaO} - C_{Na_2O} - C_{K_2O}$$

En la Fig. 26, se ilustra un diagrama ACF con la composición de las principales fases minerales que



pueden aparecer en sistemas carbonáticos y máficos, junto con sus campos composicionales. La estabilidad de fases cálcicas como anortita y epidota limitan la estabilidad de asociaciones con aluminosilicatos, que sin embargo pueden aparecer en rocas máficas ricas en Al en facies de eclogitas (plagioclasa ausente).

Fig 26. Diagrama ACF proyectado desde cuarzo con los potenciales químicos de H₂O y CO₂ fijados externamente. Ver Apéndice D para abreviaturas de fases minerales. Otras abreviaturas: Ath, antofilita; Lum, laumontita; Stn, stilpnomelana; Wai, wairakita.

10 Apéndice E: Modelo comentado de ficha petrográfica

Alumno/a:

Sigla de la muestra:

1) Descripción macroscópica/mesoscópica:

Observe la muestra de mano y/o la lámina delgada a simple vista. Trate de determinar que tipo de estructura principal caracteriza la roca (esquistosa, gneílica o masiva) y otras características apreciables a esta escala (e.g., tamaño de grano y color general, bandeado, porfiroblastos, pliegues).

2) Mineralogía y grupo composicional.

- a) Enumere las fases presentes en la lámina delgada por orden de abundancia. Indique igualmente si existe alguna fase que no haya podido identificar.
- b) Basándose en el inventario mineralógico anterior, trate de determinar a que grupo composicional general pertenece la roca (e.g., si es una roca cuarzopelítica, máfica, carbonática, etc).

3) Características texturales (microestructurales).

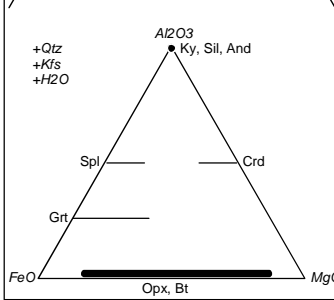
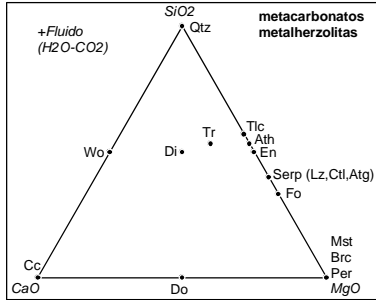
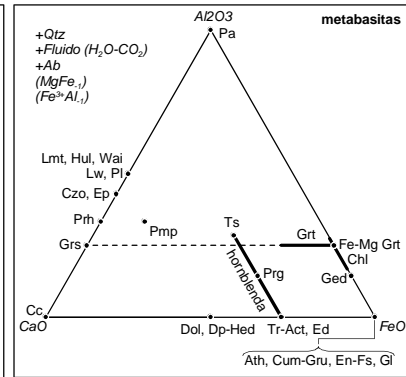
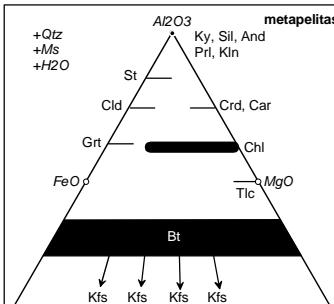
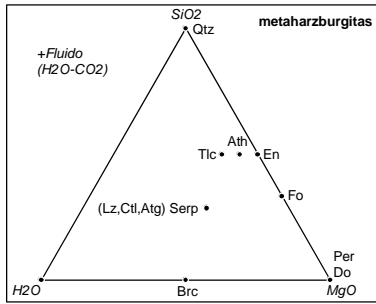
De ser necesario complemente las observaciones efectuadas a escala mesoscópica en relación a la estructura general de la roca y cualesquiera estructuras deformacionales presentes. Describa/comente los caracteres más relevantes relacionados con el modo en que aparecen las fases (e.g. en la matriz y/o como porfiroblastos, grado de orientación preferencial) y sus relaciones mutuas. Enfaticese especialmente aquellas relaciones que sugieran coexistencia en equilibrio (e.g., contactos netos mutuos) o en desequilibrio (e.g., relaciones de inclusión sistemática o de reacción/reemplazamiento). Haga un dibujo esquemático si fuese necesario.

4) Asociaciones minerales.

Asociación principal:

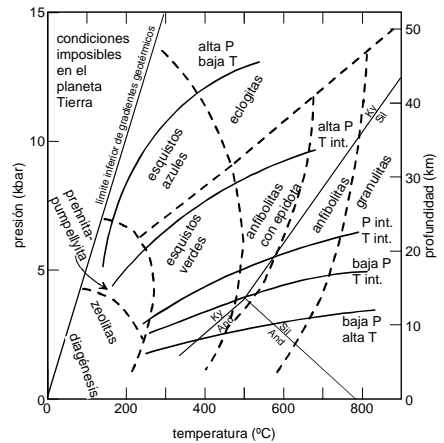
Asociación relicta:

Asociación retrógrada:



Justifique la respuesta basándose en las características texturales y, de ser posible, ilustrando las relaciones de compatibilidad en un diagrama de fases apropiado a la composición global de la roca tal como se estimó en el apartado 2. Note que debe cumplimentar los apartados relativos a asociación relicta o retrógrada sólo en el caso de que haya identificado algunas fases como pertenecientes a estas categorías.

5) Condiciones de formación



Estime, de forma razonada, si es posible asignar condiciones formación a la(s) asociación(es) distinguidas en 4 en términos de grado, facies o un rango o relación P-T determinados. En caso afirmativo indique esquemáticamente esas condiciones (o trayectoria) en el gráfico P-T adjunto.

6) Nombre de la roca

Asigne un nombre sistemático a la roca siguiendo las recomendaciones que se dan en la sección 2 del Asistente de Prácticas. De resultar apropiado puede proponer otros nombre alternativos basados en nombres específicos c de protolito.