



**Departamento de Mineralogía y
Petrología**
Universidad de Granada

Trabajo de Campo de Petrología



Gredos (Ávila) Información general y guía de campo

por: Fernando Bea, Antonio García Casco, Jane Scarrow, José Molina Palma, Rafael L. Torres Roldán

(se recomienda imprimir este documento en formato de 21 x 15 cm a dos caras)

Índice

1. Introducción	1
2. Calendario de Trabajo	Error! Marcador no definido.
3. Información General.....	5
4. Geología Regional.....	8
5. El Batolito de Ávila.....	13
6. Elaboración de un Trabajo de Campo	23
7. Rocas ígneas.....	36
8. Rocas metamórficas	39
9. Estudio petrográfico	68
10. Referencias	71
11. Cartografía de áreas de trabajo	74

Figura de la portada: "Per magma ad magma". Representación alegórica, con tintes mitológicos, de los procesos geológicos profundos. El investigador aparece ahogándose en un mar de magma (Read, 1948).

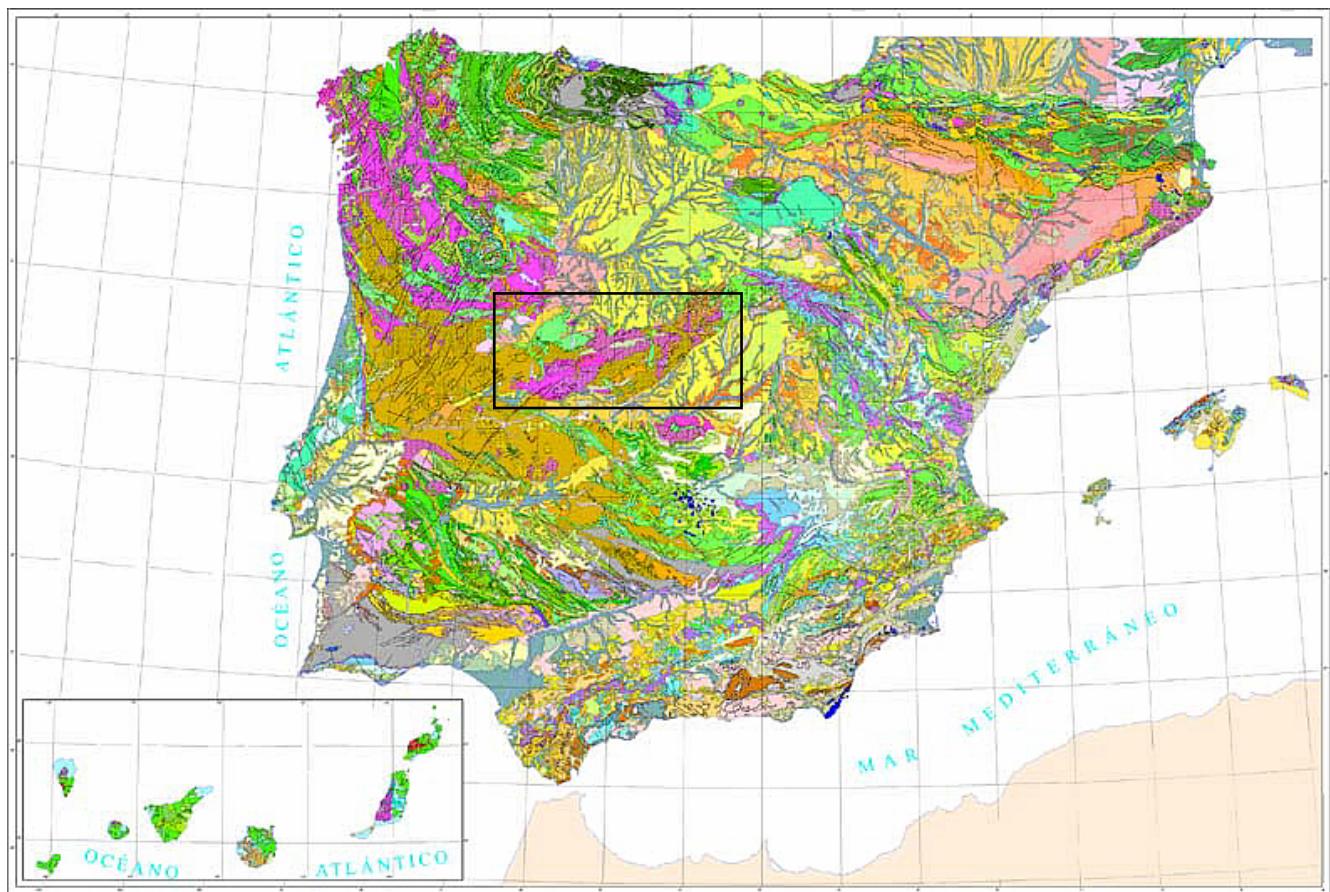
1. Introducción

El objetivo la asignatura Trabajo de Campo de Petrología consiste en introducir al alumno en el reconocimiento, estudio de campo y cartografía de complejos plutonometamórficos profundos. La región de trabajo pertenece al Macizo Hespérico, y se localiza en el Sistema Central, Sierra de Gredos (provincia de Ávila). Esta región contiene una gran variedad de rocas plutónicas, subvolcánicas y metamórficas, así como excelentes afloramientos que permiten una buena visualización de las litologías y sus relaciones geométricas.

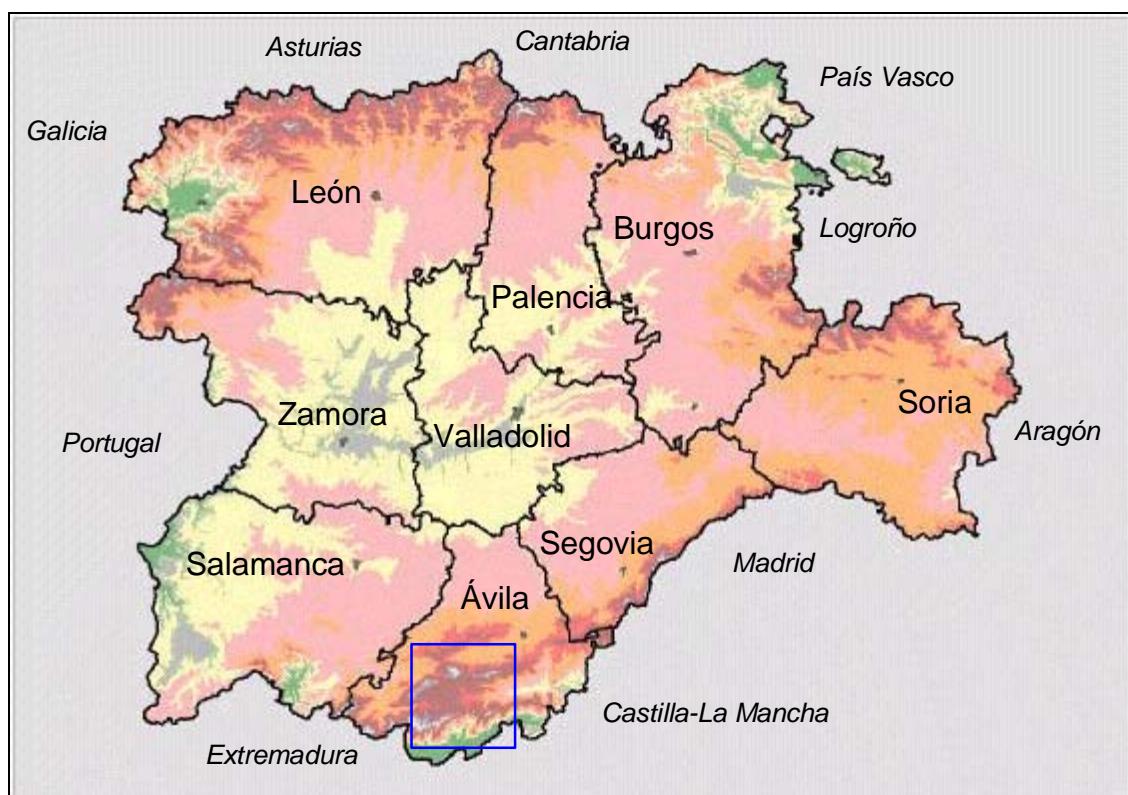
La base se encuentra en Hoyos del Espino, pueblo serrano de unos 400 habitantes localizado a 1.440 m de altitud y a unos 70 km de Ávila capital. En el pueblo existen hostales, casas rurales y el Camping Gredos localizado a dos km de Hoyos del Espino (Carretera Plataforma, km 1.8 Hoyos del Espino, Ávila, <http://www.campinggredos.com/>; email: campinggredos@campinggredos.com; tlf: 920-207585, 657-655687) donde los alumnos podrán alojarse. Debido a la altitud de la zona de trabajo, se recomienda lleven ropa de abrigo y contra la lluvia, así como sacos y mantas apropiados.

Desde esta base se realizarán salidas diarias al campo, seguidas de trabajo de gabinete en el Camping Gredos para pasar a limpio las cartografías y apuntes diarios. Así mismo, dispondremos de microscopios petrográficos para el estudio de láminas delgadas de los principales tipos de rocas de la región.

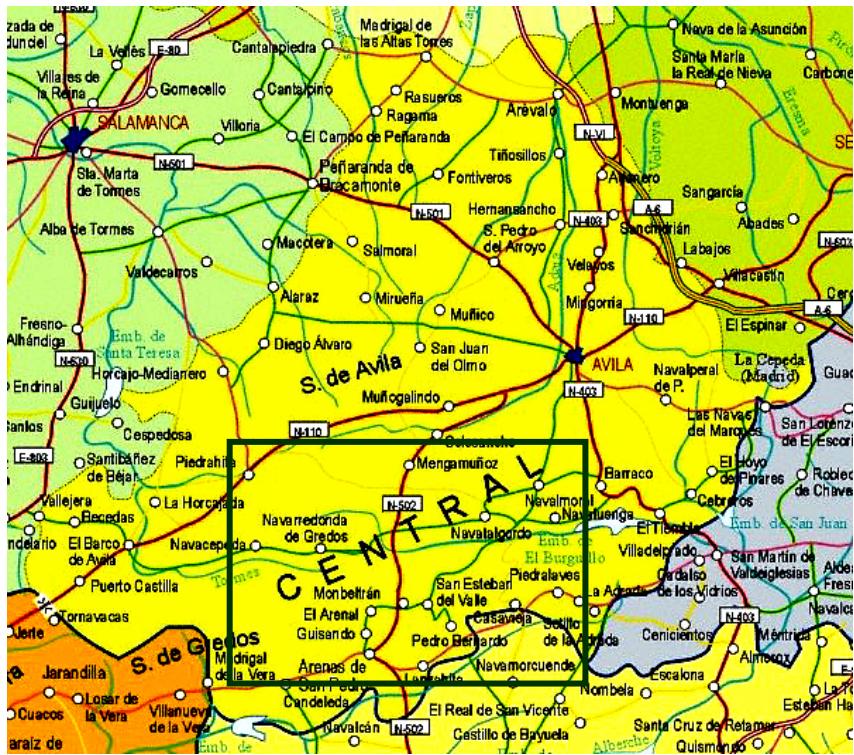
Para aprobar la asignatura, los alumnos deberán entregar según vaya desarrollándose el campamento tanto las cartografías, cortes e informes de campo, como los informes petrográficos de las láminas delgadas. Así mismo, se plantearán distintas pruebas individuales y colectivas que será necesario superar.



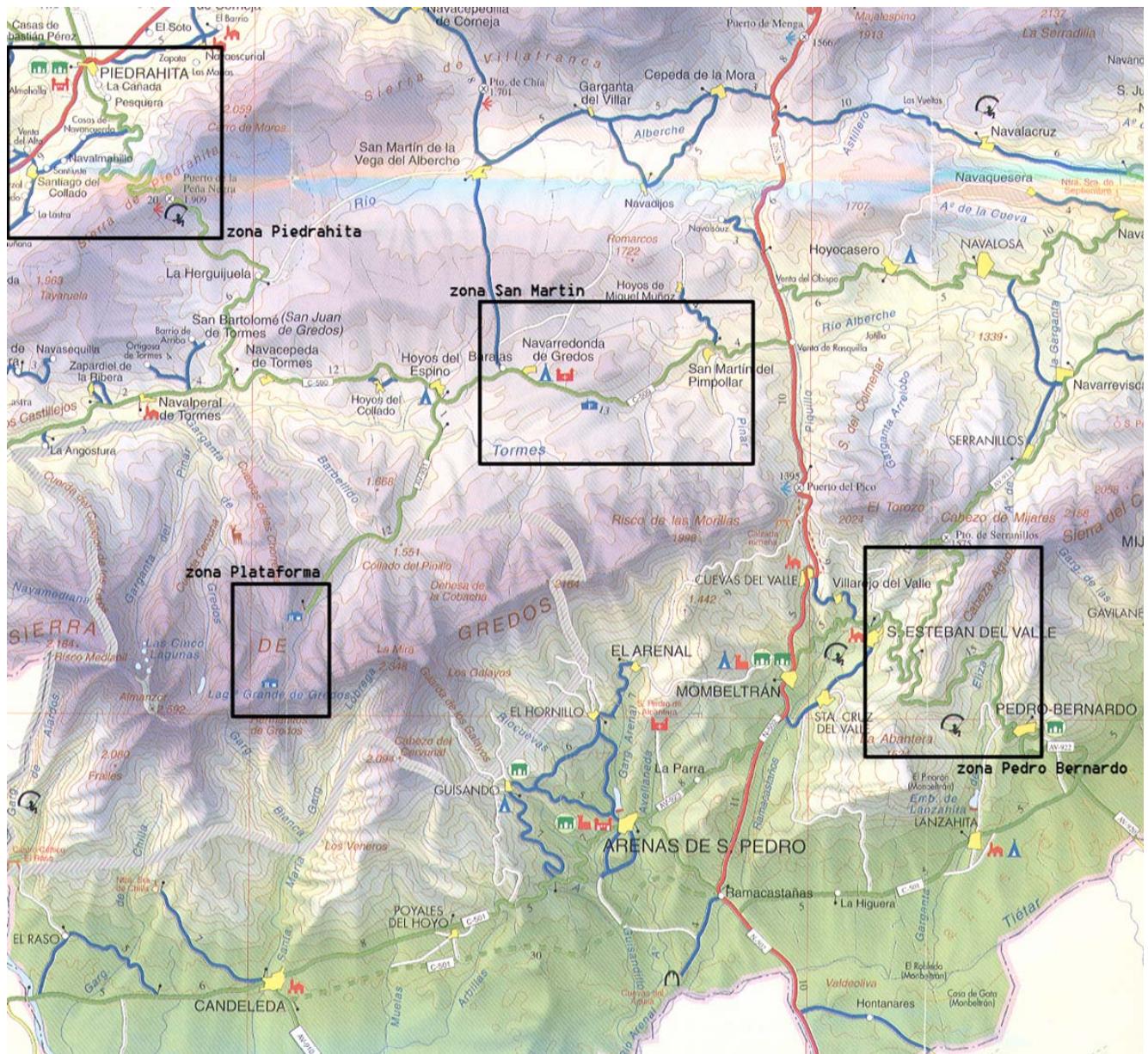
Localización del Sistema Central en el Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias (IGME, 1:1000000).



Localización del área de trabajo en el mapa de la Comunidad de Castilla y León.



Area de trabajo.



2. Calendario de Trabajo

- Día 1. Salida de Granada. Llegada a Hoyos del Espino por la tarde. Charla introductoria.
- Día 2. Región Piedrahita-Peña Negra. Filitas del encajante regional del batolito de Ávila complejo esquisto-grauváquico). Migmatitas de contacto. Gneisses Almohalla. Migmatitas de la Peña Negra.
- Día 3. Plataforma de Gredos. Granodiorita Hoyos. Rocas básicas del prado de las pozas. Migmatitas de contacto (megaenclave). Relaciones geológicas, cartografía y corte.
- Día 4. Plataforma de Gredos. Granodiorita Hoyos. Granito moscovítico (superficies FA) del refugio del Rey. Migmatitas del refugio del Rey. Relaciones geológicas, cartografía y corte.
- Día 5. Plataforma de Gredos. Granodiorita Hoyos. Granito moscovítico (superficies FA) del refugio del Rey. Migmatitas del refugio del Rey. Relaciones geológicas, cartografía y corte.
- Día 6. Rocas básicas de San Martín del Pimpollar. Relaciones de campo en una zona de mezcla roca básica-ácida. Granodioritas Alberche. Episienitas. Diques ácidos con bordes enfriados (Ávila).
- Día 7. Granito de Pedro Bernardo. Corte y cartografía a lo largo del contacto norte. Segregados aplopegmatíticos en contacto superior subhorizontal con la granodiorita Hoyos. Lamprófidos en la granodiorita Hoyos. Corte desde facies superficiales a más profundas. Diferenciación magmática. Contacto basal subhorizontal con la granodiorita Hoyos.
- Día 8. Ejercicio de cartografía individual o en grupos no asistido por los profesores.
- Día 9. Ejercicio de cartografía individual o en grupos no asistido por los profesores (mañana). Examen escrito (tarde).
- Día 10. Salida de Hoyos. Llegada a Granada por la tarde.

3. Información General

La información que sigue, referida a Hoyos del Espino, se ha obtenido de:

<http://www.diputacionavila.es/>

<http://www.diputacionavila.net/municipios/index.php?mun=105>

(C) 2000 Dpto. Informática Excma. Diputación Provincial de Ávila.

Paraíso natural situado en el centro de la Sierra de Gredos, en el punto kilométrico 36 de la carretera C-500, a 67 Km. de Ávila y 187 Km. de Madrid. Está rodeado de extensos y bellos pinares y es atravesado por el Río Tormes, todo esto unido a hermosos parajes como "Las Chorreras", "Puente del Duque", "Plataforma de Gredos",... y a la posibilidad de contemplar especies animales características de la zona, como la Cabra Montés y las Águilas Reales, hace de Hoyos del Espino un lugar de particular encanto, ideal para pasar unos días de descanso en contacto con la naturaleza.

Historia

Formó parte de señorío de Valdecorneja en la comarca del Alto Tormes, hasta la abolición de los mismos. En el año 1911 se creó en Hoyos del Espino la sociedad Gredos-Tormes, dedicada al fomento del turismo en la Sierra de Gredos. Fueron sus fundadores D. Justo Muños, D. Hilario Tames "Vega Alberche", D. Agustín González, contando con el apoyo de D. Manuel G. De Amezua, fundador del Club Alpino Español. La presidencia se le otorgó a su majestad D. Alfonso XIII.

Fiestas

La temporada de festejos empieza el 14 de mayo, día en el que se celebra La Venerable, pudiendo participar en juegos populares como "La Calva". Seguidamente, y ya entrados en el verano, el tercer fin de semana de julio tiene

lugar la Fiesta del Turismo, aprovechando la alta ocupación turística. Y por último, pero no por eso menos importante, el 8 de septiembre Hoyos de Espino celebra las Fiestas Patronales en honor a Nuestra Señora del Espino.

Turismo

Monumentos

Dotado de edificios típicos de la arquitectura popular de la zona podemos visitar el Santuario Mariano de Nuestra Señora del Espino. Edificación de nave única con bóveda de crecería. La capilla mayor es poligonal de cinco lados rematada con una bóveda estrellada de terceletes con decoración perlada, lo que permite datar la construcción del Santuario a finales del siglo XV en el típico gótico abulense de tiempo de los Reyes Católicos. Destaca el retablo central del siglo XVIII, de estilo renacentista-barroco construido entre 1653 y 1763. La Virgen del Espino es una talla románica posiblemente del siglo XV. También a la salida del pueblo con dirección a El Barco de Ávila, podemos admirar uno de los ejemplares de Crucero Gótico más interesante y mejor conservado de la comarca de la Sierra de Gredos. Lleva como decoración largas series de bolas típicas del siglo XV y la ménsula que sobresale antiguamente debió acoger alguna imagen que el tiempo ha perdido. Otro edificio digno de visitar es la Ermita de Nuestra Señora del Espino.

Gastronomía

Dotado de un número elevado de plazas hoteleras, restaurantes y servicios de primera necesidad, Hoyos del Espino es un punto de obligada parada en donde se pueden saborear los platos típicos de la comarca. Podemos destacar las patatas revolconas con torreznos o las judías de El Barco las cuales podemos acompañar con un sabroso chuletón de Ávila o los productos de la Matanza. Y para los amantes del dulce resaltar las perrunillas, los huesillos y los mantecados, los cuales se pueden degustar durante todo el año.

Ocio y tiempo libre

Hoyos del Espino es la principal puerta de acceso a la Plataforma de Gredos por la carretera AV-931. Cuenta con un Campamento Público de Turismo a la orilla de Río Tormes. Sus instalaciones le permiten llevar a cabo todo tipo de actividades relacionadas con la naturaleza (baños en piscinas naturales, senderismo, deportes de montaña, rutas a caballo, en bicicleta...), o simplemente disfrutar descansando en la paz de este rincón privilegiado.

Por todo esto, Hoyos del Espino actualmente está dotado de zonas apropiadas para la realización de campamentos juveniles en contacto con la naturaleza. Hay que destacar, la práctica de otras aficiones como la caza en terrenos de la reserva regional de Gredos, en la que su especie estrella es la "Cabra Montés"; y la pesca, dónde Hoyos del Espino cuenta con zonas de pesca libre y un coto de aguas privadas de "La Covacha".

4. Geología Regional

Se conoce como Macizo Hespérico al fragmento de la cadena Varisca (o Hercínica) que ocupa la mayor parte de las zonas centro y oeste de la Península Ibérica. El Macizo Hespérico está dividido en varias zonas paleogeográficas aproximadamente paralelas, que de norte a sur son las siguientes (Fig. 1 y 2):

Zona Cantábrica (ZC), compuesta por materiales sedimentarios del Paleozoico Superior, sin metamorfismo apreciable.

Zona Astur-Occidental Leonesa (ZAOL). Limita con la anterior por el anticlinorio del Narcea. Está compuesta por materiales de sedimentarios del Paleozoico Inferior con metamorfismo de grado medio a bajo y algunos plutones graníticos alóctonos. Hacia la parte occidental, el metamorfismo y plutonismo es más intenso, llegándose a condiciones de grado alto y formación de granitos de anatexia

Zona Centro-Ibérica (ZCI). Limita con la anterior por el anticlinorio del *Ollo de Sapo*. Es la más grande y está formada por metasedimentos y ortoneises del Proterozoico o del Paleozoico inferior, intruidos por numerosos batolitos graníticos de edad Varisca (340 Ma a 285 Ma). Presenta metamorfismo de grado bajo en la parte meridional (Extremadura), y de grado medio a alto en la parte centro-septentrional. Las zonas de grado alto se disponen en domos (térmicos) asociadas a abundantes granitos de anatexia autoctóctonos a para-autóctonos. A esta zona pertenece el área de estudio de este campamento.

Zona Galicia media Tras-os-Montes. Son terrenos alóctonos emplazados sobre la Zona Centro Ibérica; la forman los complejos ultramáficos de Cabo

Ortegal, Ordenes, Morais y Braganza, junto con la Fosa Blastomilonínica y terrenos asociados.

Zona de Ossa Morena (ZOM). Limita con la Zona Centro Ibérica por la zona de cizalla Badajoz-Córdoba. Está formada por metasedimentos y ortoneises del Proterozoico o del Paleozoico inferior, con abundante magmatismo Cadomiense (Cámbrico) no afectado por el ciclo Varisco, junto con algunos granitoides Variscos.

Zona Sur Portuguesa (ZSP). Limita con la anterior por el cabalgamiento de Beja. Está formada por materiales sedimentarios y volcánicos del Paleozoico superior con escaso o nulo metamorfismo.

La Zona Centro Ibérica es la más grande y la que contiene la mayor parte de los granitoides de la Península Ibérica (Julivert et al., 1972). Dichos granitos son sin- o tardicinemáticos con la deformación Varisca.

La deformación Varisca en la Zona Centro Ibérica puede describirse mediante tres fases de deformación. La primera fase de deformación tuvo lugar hace ~360-350 Ma (Ferreira et al., 1987; Serrano Pinto et al., 1987) y es la responsable de las megaestructuras (pliegues tumbados y cabalgamientos asociados, generalmente vergentes al E-NE). Prácticamente dobló el espesor de la corteza, debido a que la corteza inferior de la Zona de Ossa Morena subdujo debajo de la corteza continental centro Ibérica (Azor et al., 1994; Aller, 1996; Expósito Ramos et al., 1998). La primera fase fue seguida por un período de tectónica extensional, desde 330 Ma hasta 300 Ma aproximadamente, caracterizado por el desarrollo de zonas de cizalla subhorizontales durante el cual se generaron la mayor parte de los granitos (Bea, 1985; Bea et al., 1999). La tercera fase de deformación fué compresiva y produjo cizallas subverticales que afectan a los granitos más jóvenes, datados a 295 Ma (Bea et al., 1994).

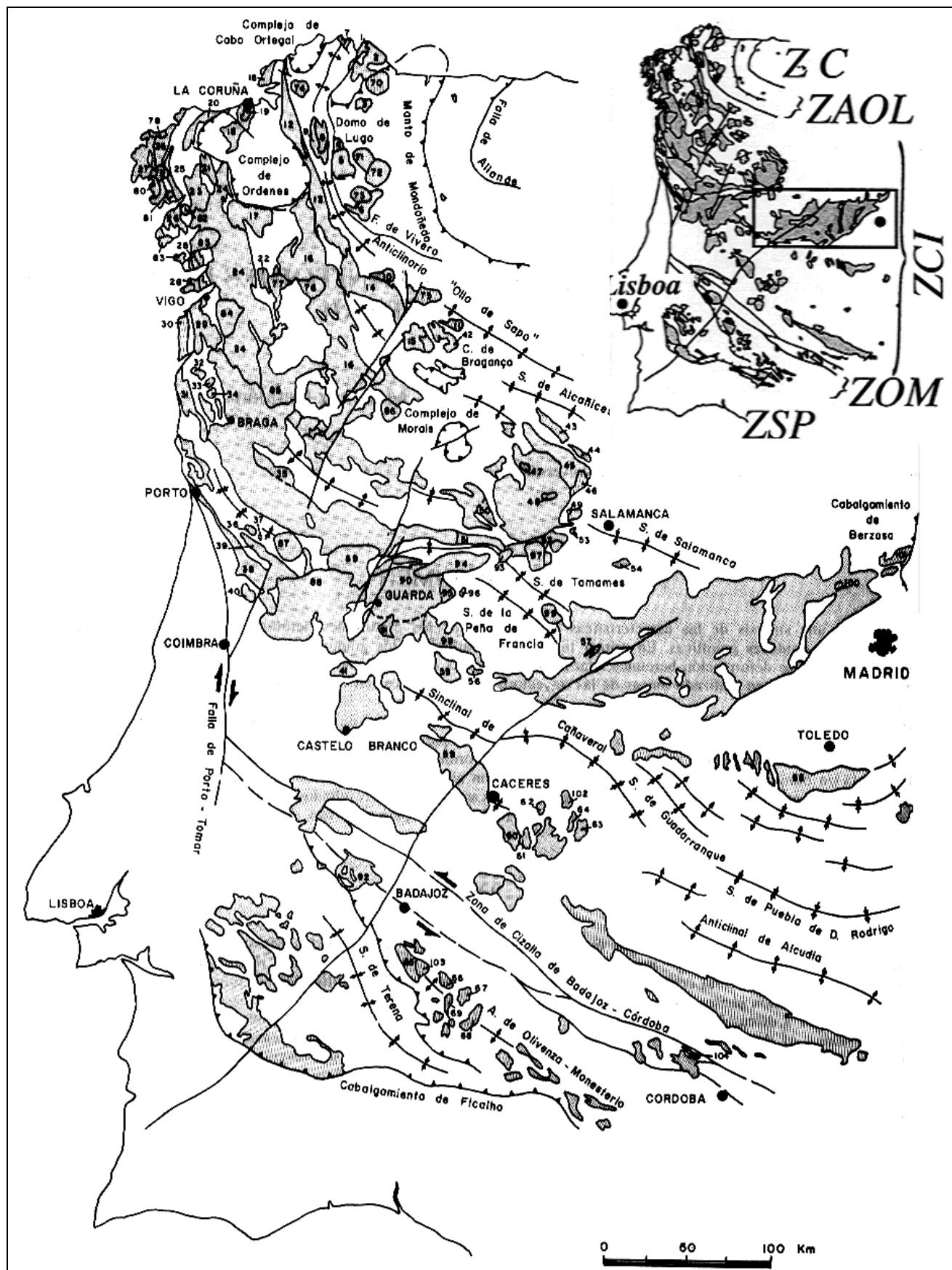


Fig 1. Figura pequeña. Subdivisión del macizo hercínico ibérico con representación de los afloramientos de rocas plutónicas (esencialmente granitoides) y localización del Sistema Central. Figura grande: Granitoides del macizo hercínico (López-Plaza y Martínez Catalán, 1987)

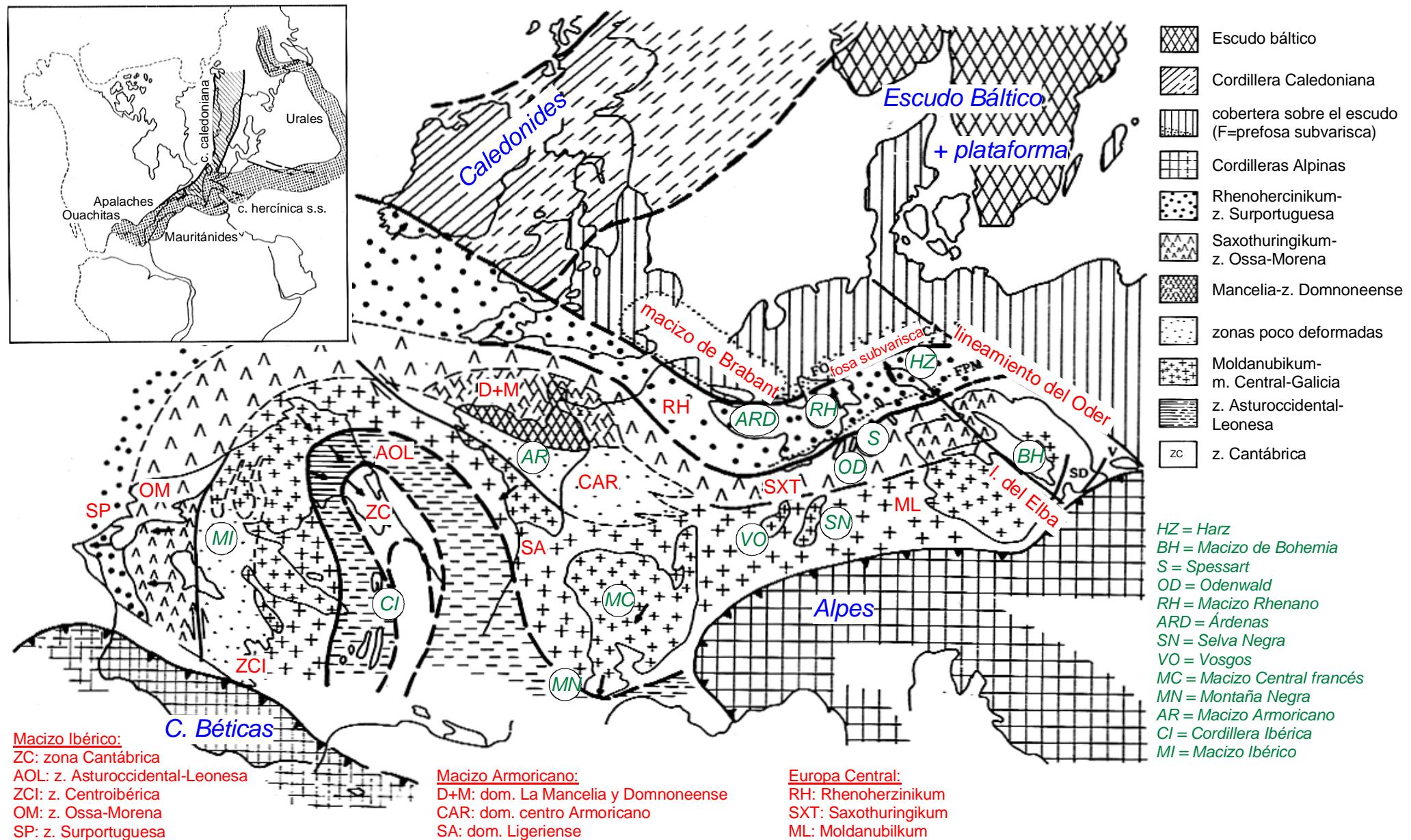
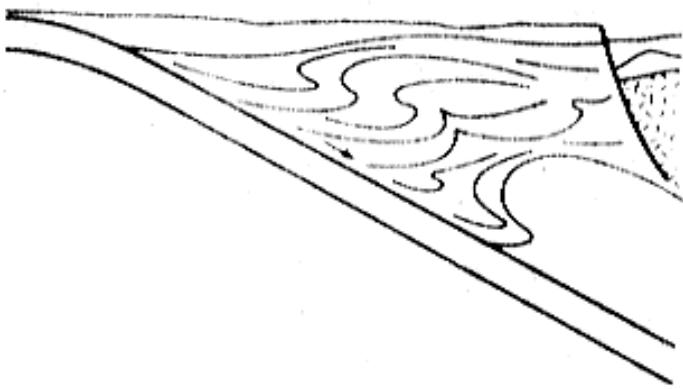
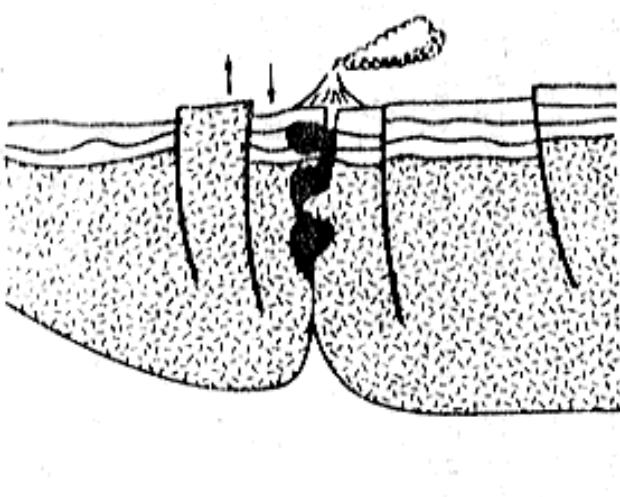


Fig. 2. La cadena hercínica en Europa (Julivert y Martínez, 1983).

Alpino-tipo
trinchera pericontinental
sedimentación en la cuenca marginal
ofiolitas
metamorfismo de alta P
gabros-rocas ultrabásicas
ausencia de batolitos
cabalgamientos e importante acortamiento



Andino-tipo
margen continental
sedimentación en cuencas limitadas por fallas
andesitas
metamorfismo de soterramiento
tonalitas-granodioritas (tipo I)
batolitos en calderas fuente de los volcanes
movimientos verticales con escaso acortamiento



Hercino-tipo
intracontinental
sedimentación en los flancos de sutura
metamorfismo regional de P baja a intermedia
migmatitas y granitos S
batolitos enraizados y desenraizados
acortamiento importante



Fig. 3. Encuadre geotectónico de complejos graníticos (Pitcher, 1979).

5. El Batolito de Ávila

El batolito de Ávila (Fig. 4) aflora en un área de ~13,000 km² en la parte axial de la Zona Centro Ibérica. Se divide en dos sectores, Gredos en el oeste (Bea, 1985) y Guadarrama en el este (Fúster y Villaseca, 1987). El sector de Gredos está compuesto por una asociación coalescente de plutones de granitos muy peraluminosos.. En la zona axial del batolito (ver Figuras) se encuentran grandes complejos anatécticos de baja presión formados por migmatitas y granitos diatexíticos. El más grande se llama complejo anatéctico de la Peña Negra (Bea y Pereira, 1990).

Además de los grandes plutones graníticos, hay numerosos cuerpos, de pequeño tamaño, constituidos por rocas maficas e intermedias: cortlanditas (una variedad de peridotita con anfíbol, flogopita y algo de plagioclasa), gabros y tonalitas. Dichas rocas maficas pueden aparecer bien sea como grandes enclaves dentro de los granitoides, intrusiones sinmagmáticas dentro de los granitoides, o como intrusiones en las migmatitas; son más abundantes en la zona norte del batolito, donde forman varias lineaciones paralelas a la foliación Varisca.

En el batolito de Ávila también se encuentran lamprófidos camptoníticos de edad Pérmica (283 Ma, Bea et al., 1999). Aparecen concentrados en una zona del centro del sector de Gredos (ver Fig. 4), formando un haz de pequeños diques de dirección N-S o NNE-SSO.

Todo el conjunto plutono-metamórfico es comparable con otros conjuntos de la cadena hercínica, siendo representativo de uno de los tipos de encuadre geotectónico para las asociaciones graníticas (i.e., hercino-tipo, Pitcher, 1979; Fig. 3).

Relaciones de Campo y Petrografía

a) Facies Máficas

Los plutones de magmas máficos tienen un tamaño comprendido entre algunos metros y algunos centenares de metros. Los más grandes suelen estar zonados, con cortlanditas y gabros en la parte central y tonalitas o granodioritas en la periferia. Los contactos con los granitos que los encajan son complejos y localmente se forman zonas de mezcla. La mezcla parece mecánica y produce una facies brechoide formada por fragmentos de roca máfica englobados por una mesostasis de grano medio a grueso, en la que coexisten grandes cristales de feldespato potásico, provenientes del granito, con grandes cristales huecos de anfíbol causados por la cristalización *in situ* del magma máfico. La zona de mezcla no suele tener más que unos pocos metros de anchura. Cuando las rocas máficas intruyen a los materiales metamórficos, suelen desarrollar una importante aureola de metamorfismo de contacto.

Petrográficamente, las facies máficas se pueden clasificar en dos grupos:

Cortlanditas y gabros cortlandíticos, compuestas por proporciones variables de olivino, anfíbol, flogopita, ortopiroxeno y labradorita

Dioritas, tonalitas y granodioritas, compuestas por proporciones variables de andesina, biotita, anfíbol, cuarzo y feldespato potásico.

Las facies máficas tienen, por lo general, una fábrica homófana, pero los bordes de los plutones pueden presentar una fábrica planar deformacional. Las texturas son granulares, ofíticas o subofíticas, localmente cumuladas, especialmente en los términos ultrabásicos. El anfíbol y la flogopita pueden ser ligeramente porfídicos. En gabros y cortlanditas es frecuente la presencia de texturas coroníticas sobre olivino y anfíbol. El olivino (Fo80-70) suele estar rodeado por ortopiroxeno. El anfíbol es una hornblenda pargasítica rica en Ti que suele estar rodeada por

cummingtonita. Las dioritas y tonalitas raramente tienen minerales ferromagnesianos diferentes de anfíbol actinolítico y biotita. Estos aparecen bien sea aislados, o bien formando grumos, probablemente pseudomorfos de otros minerales anteriores.

b) Granitos Peraluminosos

Las rocas más abundante de Gredos son, con mucho, granitos y granodioritas peraluminosos. Bea (1985) los clasificó en cuatro superficies, de acuerdo con sus relaciones de campo y composición:

Superficie HO (Hoyos). Ocupa el 35% de la superficie aflorante. Está compuesta por las granodioritas y granitos masivos más antiguos de Gredos, con edades Rb-Sr entre 327 ± 11 Ma y 318 ± 8 Ma (Bea et al., 1999). Forman plutones subhorizontales de gran potencia (hasta 1 km) cuyos contactos con las migmatitas de los complejos anatécticos son difusos, de tipo transicionales. Las rocas HO están compuestas por una mesostasis tonalítica o granodiorítica de grano medio, formada por cuarzo + plagioclasa (núcleos An40-35, bordes An25-20) + biotita aluminosa \pm feldespato potásico \pm cordierita, en la que se encuentran abundantes megacristales de feldespato potásico, generalmente marcando una foliación planar o planolinear subhorizontal. Suelen tener abundantes enclaves microgranudos, y schlierens de biotitas, que también marcan la foliación.

Superficie AL (Alberche). Ocupa el 40% de la superficie aflorante. Está formada por granodioritas y monzogranitos biotíticos, ocasionalmente con cordierita, que forman plutones de contactos subverticales, sin fábrica interna o con una tenue foliación subvertical. Las edades Rb-Sr oscilan entre 314 ± 8 Ma y 300 ± 3 Ma. Pueden tener enclaves de granodioritas HO. Bajo el microscopio, las granodioritas AL se distinguen de las de HO por el

mayor rango composicional (núcleos An52-40, bordes An25-15) y marcado zonado oscilatorio de las plagioclasas.

Superficies PL (Plasencia). Ocupa el 20% de la superficie aflorante. Está compuesta de monzogranitos de dos micas y leucogranitos que forman plutones alóctonos con formas variadas. Normalmente son intrusivos en las granodioritas de tipo HO y AL. Los granitos PL pueden ser equigranulares o porfídicos, con fenocristales de feldespato potásico en una matriz de cuarzo, feldespato potásico, plagioclase (núcleos An33-27, bordes An10-5), biotita aluminosa y moscovita.

Superficies FA (Feldespato alcalino). Ocupa el 5% de la superficie aflorante. Está formada por leucogranitos que, como mineralogía varietal, pueden tener cualquier combinación de biotita, moscovita, cordierita, granate almandínico, sillimanita y andalucita. La plagioclase es oligoclase ácida o albite y, generalmente, no está zonada. Los leucogranitos FA forman pequeños cuerpos que pueden ser subautóctonos, estrechamente relacionados con las migmatitas, o alóctonos, intruyendo en las granodioritas HO o, menos frecuentemente, a las granodioritas AL.

Las rocas HO y AL contienen numerosos enclaves. Unos son claramente xenolitos de rocas encajantes. Otros, de tipo microgranular, tienen un origen más difíciles de identificar. Hay tres tipos:

Enclaves con biotita y sillimanita (hipermicáceos); son casi idénticos a los melanosomes de las migmatitas relacionadas.

Enclaves con biotita-cuarzo-plagioclase (An55-25); son muy abundantes; se les conoce como enclaves microgranudos y su origen es incierto.

Enclaves de rocas maficas; son idénticos en textura y mineralogía a las rocas maficas que afloran en el batolito.

Los granitos PL y FA no suelen tener enclaves. Cuando lo hacen, se trata casi siempre de fragmentos de rocas metasedimentarias o enclaves hipermicáceos.

Los granitoides de Gredos pueden estar fuertemente deformados, tanto por estructuras extensionales como compresivas. Dentro de los granitos pueden encontrarse:

Zonas de cizalla subhorizontales, de fase II, que afectan a las granodioritas de tipo HO y a los leucogranitos anatécticos de tipo FA, más antiguos, especialmente a los que aparecen como pequeños satélites del batolito principal.

Zonas de cizalla subverticales tardías, que afectan a todos los granitos (e.g. Bea y Moreno Ventas 1985; Bea et al. 1994).

c) Migmatitas y granitos de anatexia

En la parte central del sector de Gredos aflora el enorme Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Bea y Pereira, 1990; Pereira, 1992; Pereira y Bea, 1994; ver Figs. 4 y 5). En su mayor parte, está formado por migmatitas diatexíticas, de tipo nebulítico o schlieren, entre las que se intercalan algunos niveles de migmatitas metatexíticos metapelíticas, mármoles y neises calcosilicatados. Dentro de la serie migmatítica de encuentran pequeños cuerpos de ortoneises metatexíticos que representan granitos prehercínicos. El más grande de todos ellos es el ortoneis de la Almohalla, cuya edad de cristalización es 540 ± 4 Ma (Bea et al., en revisión). Dentro de las migmatitas se encuentran también varios cuerpos de granitoides autóctonos, producto de la segregación de fundido *in situ*. Hay dos tipos: (1) leucogranitos cordieríticos, caracterizados por la presencia de cordierita como mineral varietal dominante que forman pequeños cuerpos irregulares, y (2) granodioritas subautóctonas, formando cuerpos laminares subhorizontales,

con una petrografía muy similar a las de las granodiorites HO.

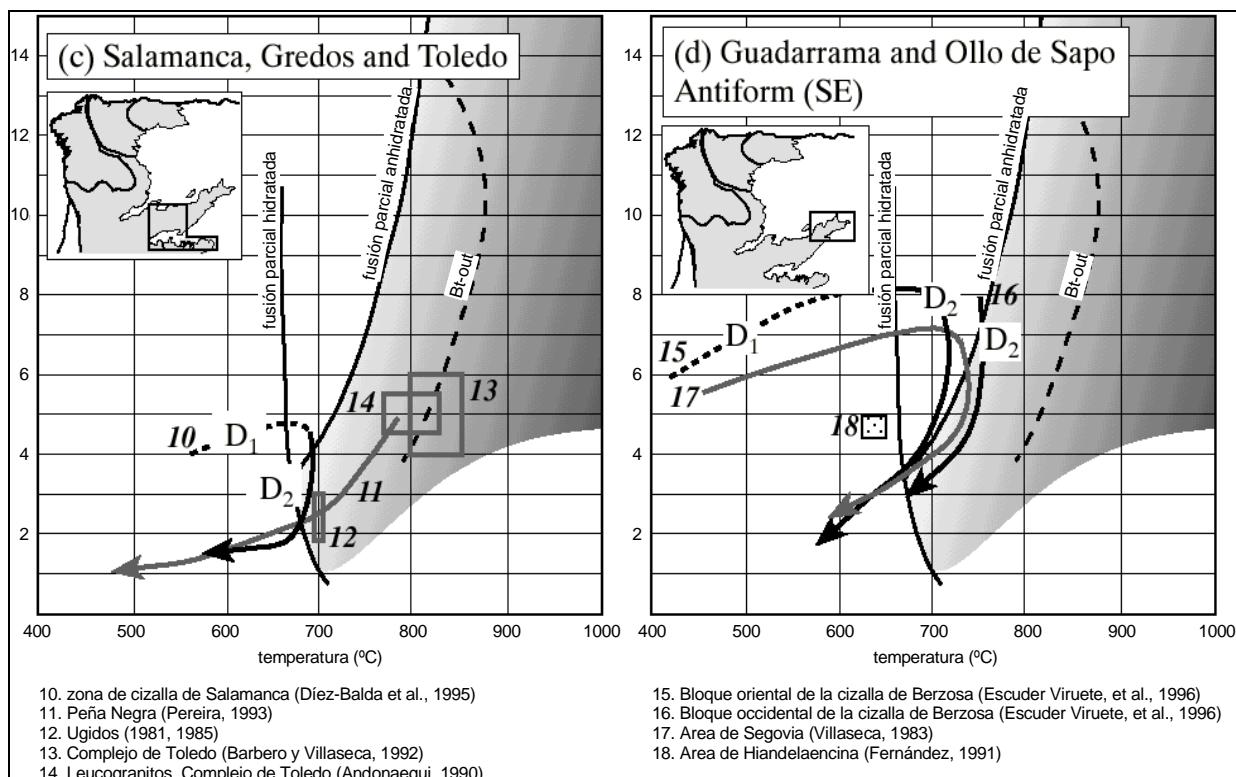


Fig. 4.- Evolución P-T de complejos de grado medio y alto en el Sistema Central (compilado por Castro et al., 2000).

Los leucosomes de las migmatitas diatexíticas tienen texturas hipidiomórficas y están formados por cuarzo + plagioclasa (núcleos An33-28, bordes An28-12) + cordierita + biotita + feldespato potásico, con algo de sillimanita y, a veces, turmalina. Los melanosomes están formados por una alternancia de capas granoblásticas (cordierita \pm cuarzo \pm plagioclasa \pm feldespato potásico) y esquistosas (sillimanita + biotita + ilmenita \pm cordierita). En algunos casos excepcionales, las migmatitas contienen cristales de granate almandínico, grandes, idiomórficos o subidiomórficos, generalmente rodeados por cordierita + biotita.

Los ortoneises están formados por cuarzo, plagioclasa (núcleos An48-32, bordes An35-23), biotita y feldespato potásico. Han sido fuertemente afectados por todas las fases principales de deformación Varisca, y se encuentran parcialmente migmatizados, desarrollando leucosomes de grano fino cuya composición mineralógica y química es

prácticamente idéntica a de los melanosomes (Bea et al., 1990).

Las evidencias de campo, geoquímicas e isotópicas indican que materiales similares a las migmatitas de la Peña Negra han sido la roca fuente de todos los granitos de Gredos (Bea et al., 1999, Bea et al., en rev.).

d) Lamprófidos

El haz de diques de lamprófidos de Gredos Central está formado por más de cien diques subverticales de dirección N-S o NNE-SSW, cuya potencia varía entre 5 cm y 2 m, y cuya continuidad longitudinal raramente supera unos pocos metros. Los diques de lamprófido suelen intruir a las granodioritas de tipos HO y AL.

El 90% de los diques de lamprófidos están formados por camptonitas, generalmente con texturas ocelares. Las camptonitas son rocas porfídicas, que se caracterizan por la presencia de grandes fenocristales (hasta varios cm) idiomórficos de kaersutita y Ti-augita, a veces acompañados por cristales de calcita y Ti-phlogopita, dentro de una mesostasis panidiomórfica de grano fino formada por pequeños cristales idiomórficos de kaersutita, Ti-augita, plagioclasa (An50-10), feldespato potásico, Ti-magnetita, ilmenita, y abundante pirita, con cantidades menores de calcopirita y esfalerita, epidota, titanita, y calcita. Los ocelos tienen formas redondeadas o elongadas; su tamaño está en torno a 5 - 30 mm aunque localmente pueden alcanzar hasta 15 - 20 cm. Están formados por albite + feldespato potásico + epidota + calcita + sulfuros, y probablemente se han originado por la segregación de un líquido félsico inmiscible diferenciado del magma camptonítico. Unos pocos diques camptoníticos contienen pequeños xenolitos redondeados de granito y de granulitas félsicas con granate-silimanita.

El 10% restante de los diques está formado por pórfidos albíticos rojizos, cuya composición es casi idéntica a la de los ocelos de las camptonitas (Bea y Corretgé, 1986).

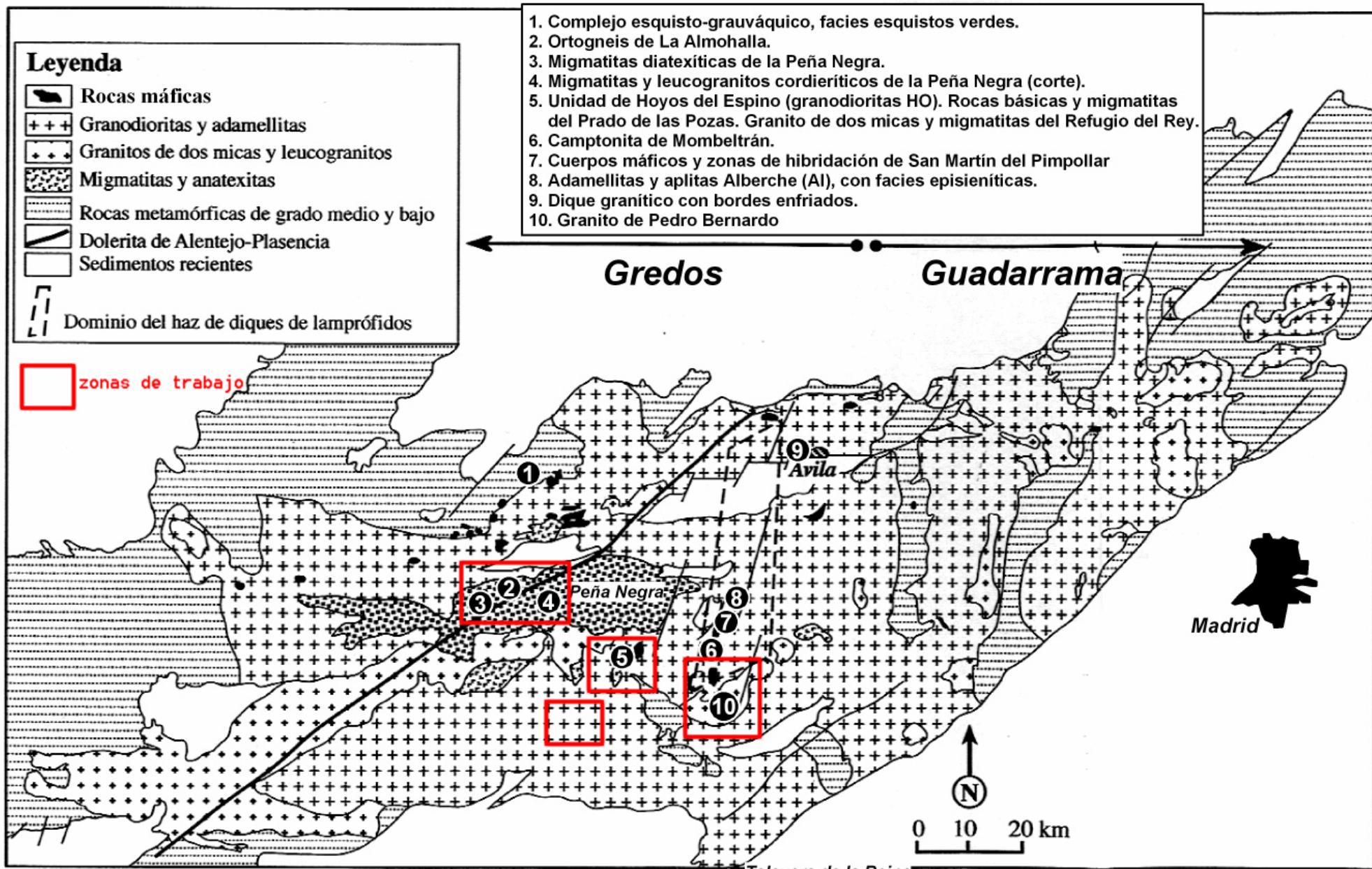


Fig.5. Esquema geológico del batolito de Ávila. F. Bea, 2002, y localización de zonas de trabajo y algunas paradas.

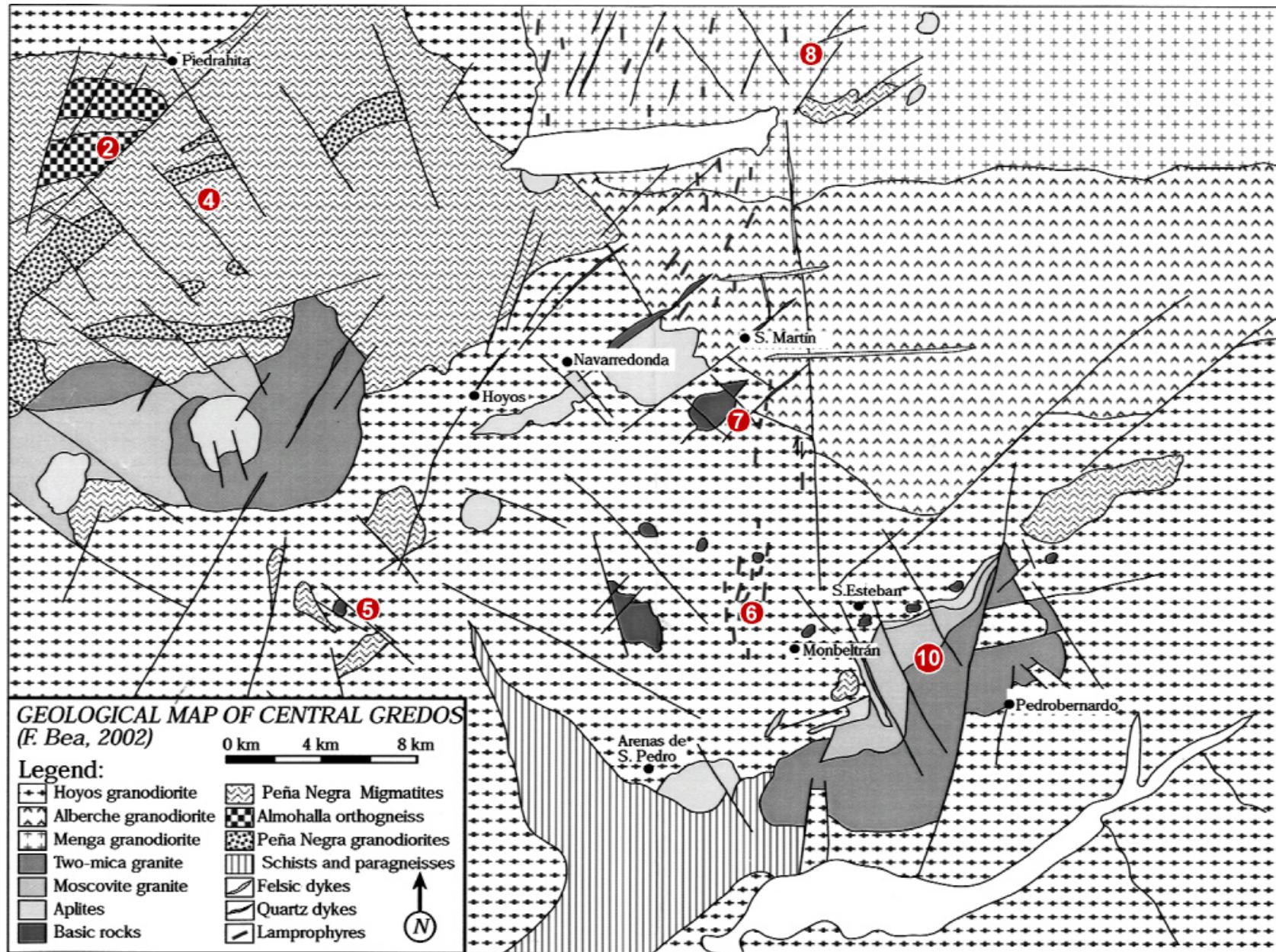


Fig.6. Mapa geológico de Gredos central. F. Bea, 2002, y localización de algunas paradas.

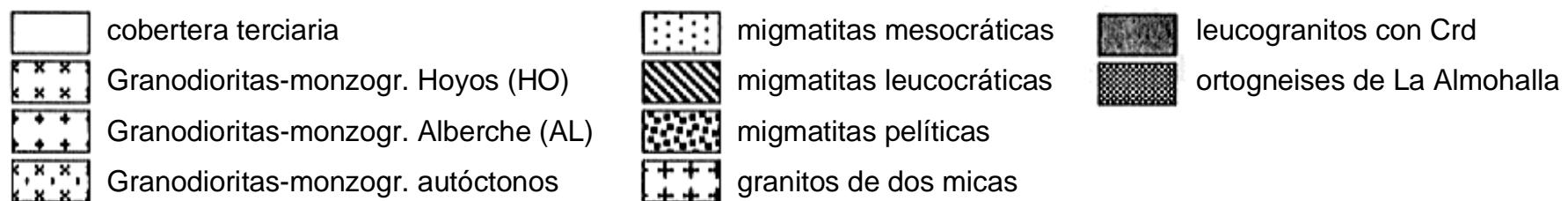
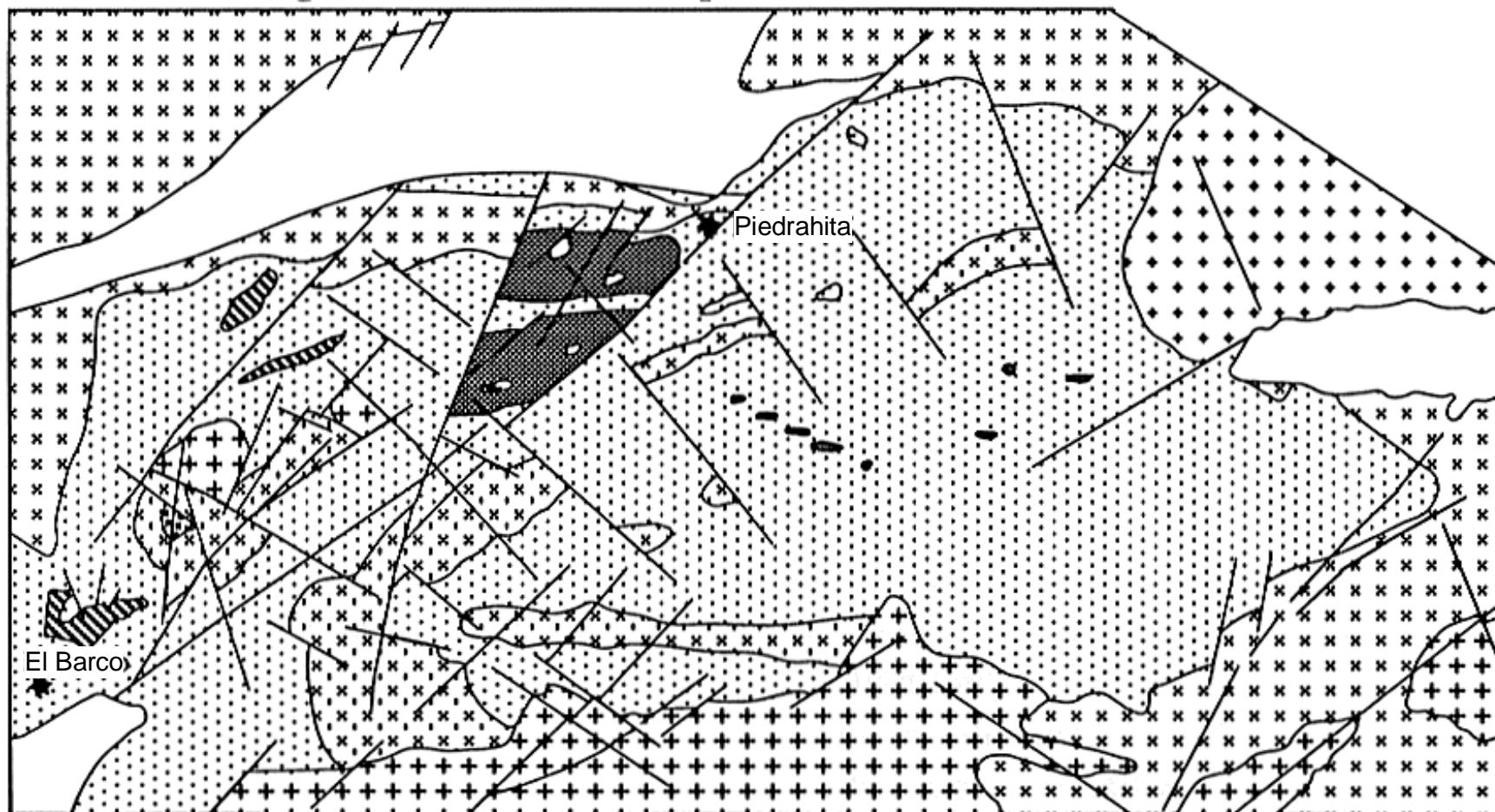


Fig. 7. Complejo migmatítico de Peña Negra (F. Bea, 2002)

6. Elaboración de un Trabajo de Campo

Trabajo en el campo

Material de campo

- Agua
- Crema de sol
- Botiquín
- Mapas topográficos y geológicos
- Fotos aéreas
- Martillo
- Cuaderno(s)
- Prismáticos
- Brújula
- Lupa
- Cámara de fotos
- Regla
- Gafas de seguridad
- Bolsas para muestras
- Rotulador para marcar las rocas

Reglas de seguridad para el trabajo de campo

- Utilizar gafas de seguridad
- No correr colina abajo
- No escalar
- No entrar en las minas
- No trabajar solo
- No utilizar el martillo como cincel
- No utilizar el martillo cerca de otras personas
- Conocer las previsiones meteorológicas
- Siempre comentar a alguien donde estará tu zona de trabajo

Señal de auxilio

- 6 toques de silbato o
- 6 reflejos solares con un espejo

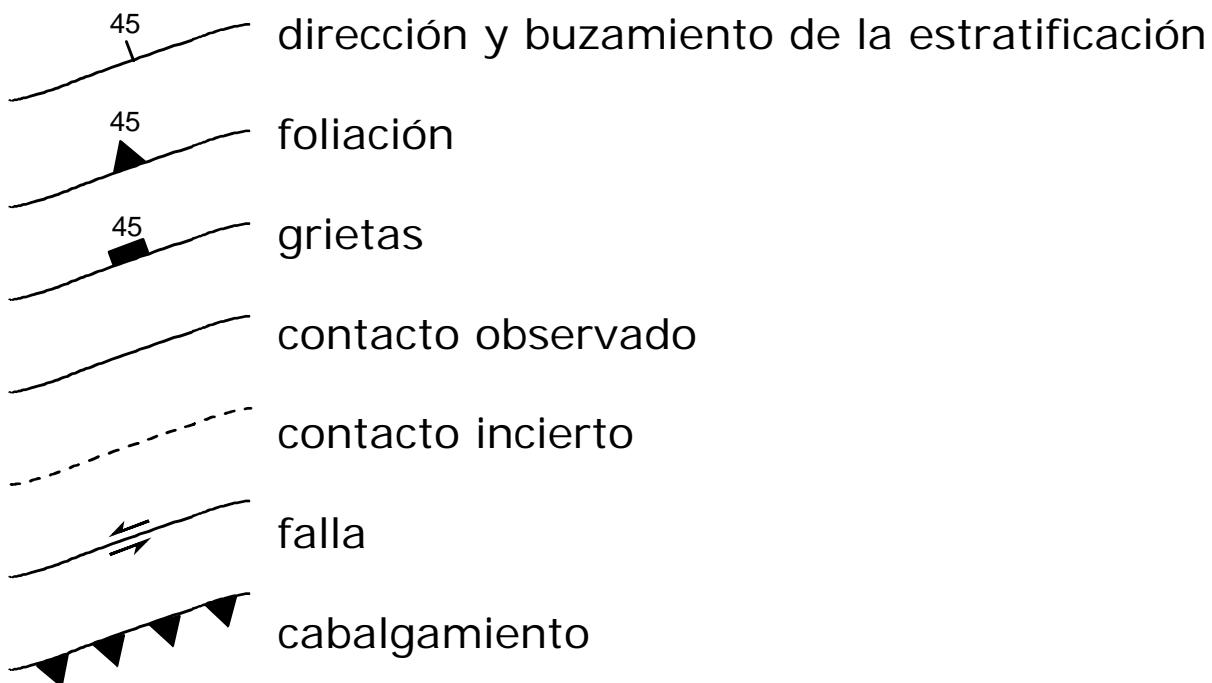
Respuesta de auxilio

- 3 toques de silbato o
- 3 reflejos solares con un espejo

En caso de tormenta

Evitar caminar cerca de líneas de cumbre, cursos de agua, o zonas nevadas. No introducirse en cuevas ni ponerse debajo de árboles.

Símbolos geológicos



Escala

1:10 000	1 cm = 100 m
1:25 000	1 cm = 250 m
1:50 000	1 cm = 500 m
1:100 000	1 cm = 1 km
1:250 000	1 cm = 2.5 km
1:1 000 000	1 cm = 10 km

Descripción general de la zona

Estudio del terreno

- Topografía
- Vegetación
- Uso que se ha dado al terreno previamente
- Explotaciones industriales y económicas
- Cobertura

Afloramientos

- Tamaño
- Distribución
- Forma
- Grietas, capas y laminaciones
- Estructura, textura y exfoliación
- Medidas

Rocas

- Superficie alterada
- Superficie fresca
- Descripción de muestras de mano: de visu y con una lupa
- Textura
- Tamaño de grano
- Identificación de los minerales
- Estimación de las proporciones de los minerales
- Clasificación: nombre general
- Clasificación: nombre de la formación (unidad cartográfica)
- Tomar muestra si es necesario

Descripción de afloramientos

- Determinar donde se localiza el afloramiento y asignarle un número
 - Hacer una descripción panorámica
 - Describirlo en general
 - Hacer un dibujo y sacar fotos, si es necesario
 - Apuntar si hay diaclasas y fallas
 - Determinar la naturaleza de los contactos entre los diferentes tipos de rocas
 - Apuntar si hay vetas, aplitas, pegmatitas y diques
 - Medir la orientación de todas las estructuras anteriores
 - Deducir la cronología relativa de las rocas principales según las relaciones de los contactos
 - Apuntar laminaciones
 - Tomar apuntes detallados de la mineralogía de las rocas principales y nombrarlas

Descripción de las rocas

- Examinar la superficie alterada
 - Apuntar textura, color
 - Tomar muestras si es necesario (quitar la superficie alterada) y numerarlas
 - Tomar lascas para compararlas con otros afloramientos
 - Examinar la superficie fresca
 - Apuntar el color y el índice de color
 - Examinar con una lupa: afírica (clasificar como máfica o félscica); porfírica (tamaño y cantidad de fenocristales).
 - Tamaño de grano
 - Grado de homogeneidad:
 - capas
 - laminaciones
 - vacuolas
 - inclusiones
 - Minerales: apuntar color, exfoliación, brillo, hábito, dureza
 - Número, naturaleza y proporción de minerales

Mapa de campo

Anotar todos los datos que más tarde se usa para la interpretación geológica. Se debe aportar toda la información relevante, de forma concisa y ordenada. Hay que saber separar los datos de las interpretaciones.

Escribir

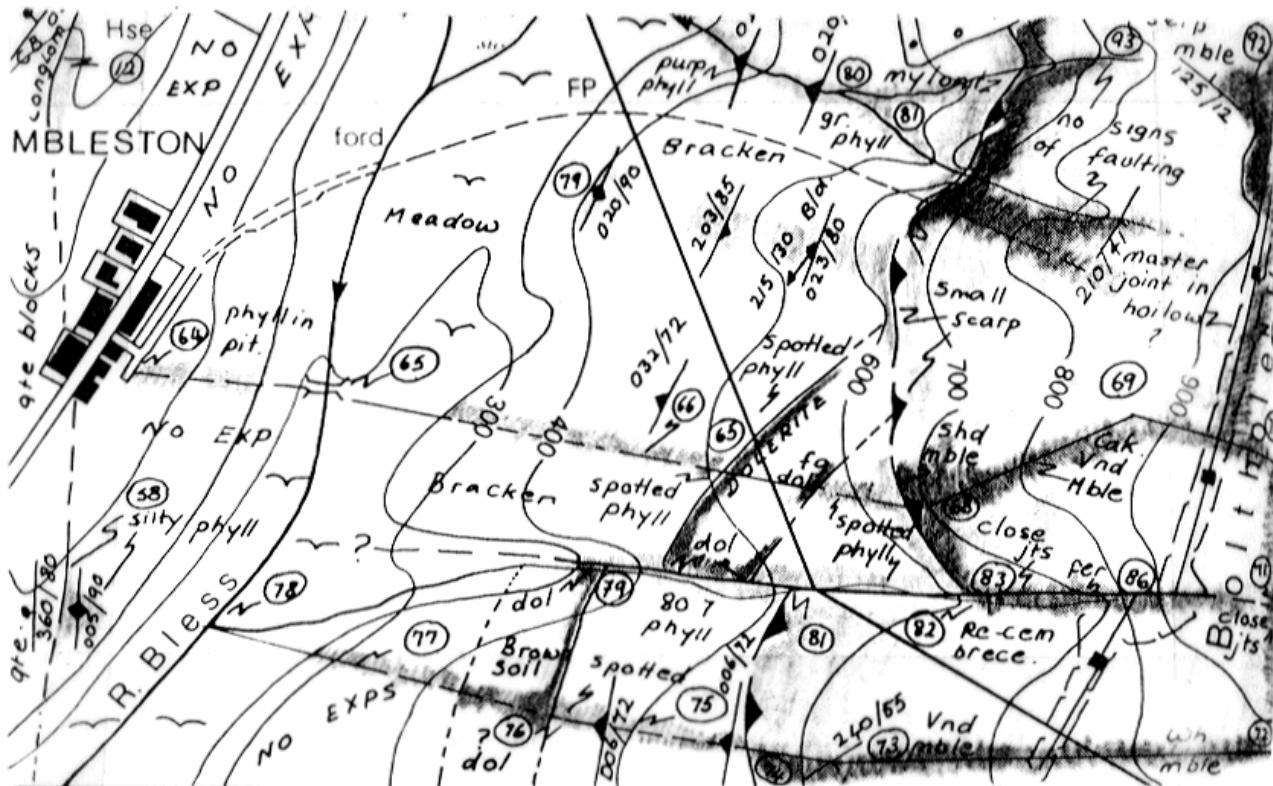
De forma legible en letra de imprenta y horizontalmente y con un lápiz bien afilado.

Colorear

Con fuerza sólo allí donde hay afloramientos

Apuntar y cartografiar

- Las rocas vistas
- Poner medidas y símbolos para estructuras
- Contactos
- Fallas
- Referencia a apuntes más detallados en el cuaderno de campo
- Localización de muestras
- Localización de fotos y dibujos
- Topografía
- Depósitos superficiales
- Desfiladeros y canteras
- Comentarios de la distribución de los afloramientos, cobertura y vegetación

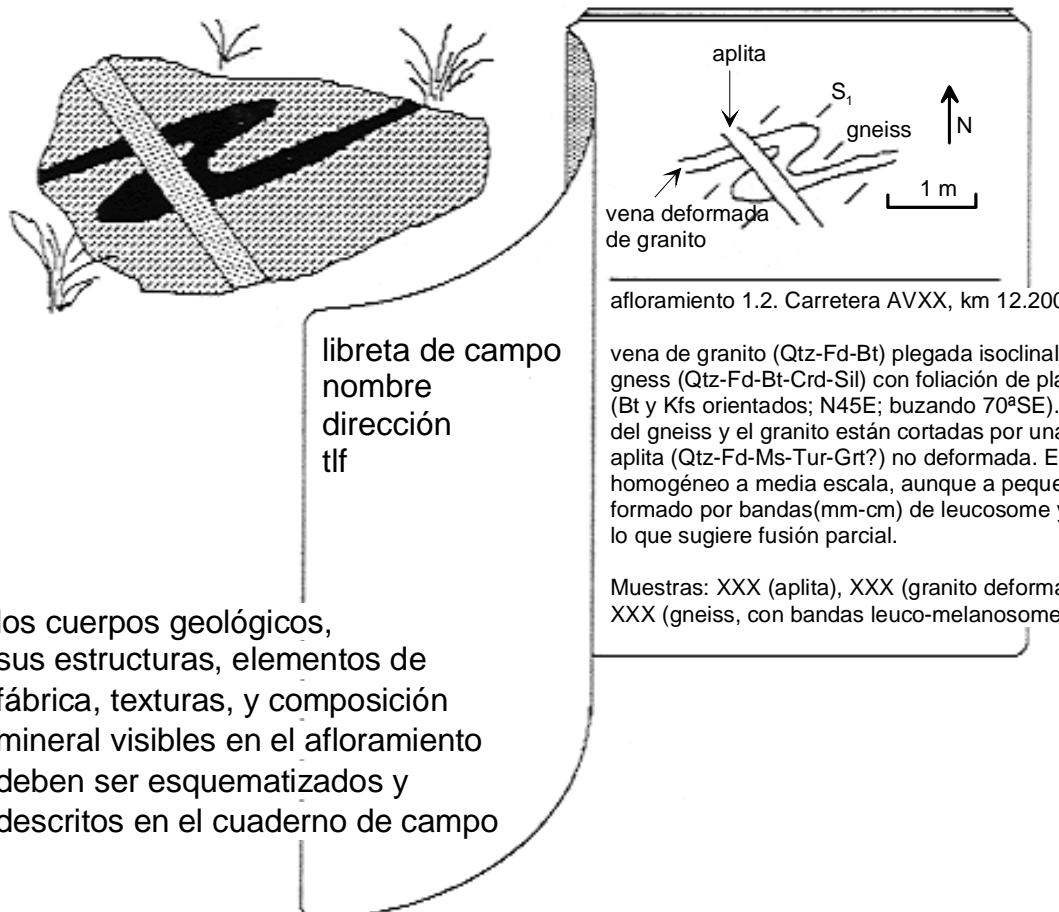


Siempre cortar, no plegar, los mapas de campo

Cada hoja: título, nombre del autor, fecha, escala, leyenda de colores y abreviaturas, referencia al cuaderno de campo usado.

Cuaderno de campo

Donde se apunta toda la información necesaria para hacer el mapa final y el informe. El cuaderno debe ser manejable (pequeño) y de tapas duras.



Parte interior de la tapa delantera:

- Nombre del autor y su dirección
- Una lista de abreviaturas

Cuaderno

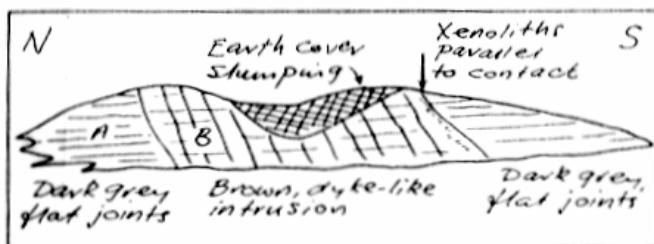
- Dejar libre las primeras 4-5 páginas para un índice
- Numerar las páginas
- Apuntar curiosidades y observaciones generales que nos ayuden a recordar
- Añadir al cuaderno de campo el trabajo de gabinete (conclusiones de las charlas y descripciones de las láminas delgadas)
- En el cuaderno es mejor detallar por exceso que por defecto
- Aumentar la información del mapa de campo

ACHNAHALEHAN 5.11.83

Roadcut 800m SW of Achnaha village, east side of road Ge 16.1680;
outcrop no 83-11-126

Discontinuous outcrop 30x2m high (max), of massive apparently
homogeneous dark grey rock with flat-lying joints and by less
homogeneous medium brown rock, ca. 15m wide dyke (?)
Dipping 25° to S (away from main centre of outcrop towards N) -
hence possible ring dyke. Dark rock shows regularly dipping joints
and some flat-lying joints.

- Dibujos
- Cortes
esquemáticos



Parte interior de la tapa trasera

- Una lista de muestras
- Una lista de fotos

Joints - flat-lying, spaced ca. 20-30 cm, density increases towards
top of outcrop. Dipping joints in dyke about every metre but
relatively diffuse in centre of outcrop.

Contacts are sharp but xenoliths of host occur within 10-20cm
margin of dyke on S margin only. Average size of xenoliths
ca. 5cm, apparently unrooted & quite angular. Dip of contact
275/12° (S. margin), 268/74° (N. margin).
Capped margins: grain size within dyke is uniformly medium
(ca. 1-2 mm average) except within 10cm of margin where it becomes
finer but not aphanitic.

Sample A=83/1126A B=83/1126B
A. Coarse-grained uniformly open granular rock with little difference
between fresh & weathered surfaces. ca. 50% euhedral light
grey-green feldspar, resinous, visibly taumated crystals, ca. 20%
irregular anhedral olivine (dark green), ca. 30% black pyroxene;
occasional s. very-grey metallic grains (ilmenite); olivine gabbro.
Slight variations within outcrop to 30% feldspar, 60% surface but
no obvious banding.

B. Medium to fine-grained porphyritic rock, colour varies ca. 50-
phenocrysts of lath-shaped plagioclase feldspar comprise
20% of rock; they average 2 mm long and show parallelism with
dip of dyke. Resorbed quartz + feldspar comprise 50% of ground
mass, remainder is dark brown vitreous mineral (black or fresh
surface) - pyroxene? - Dyke material may be feldspar - plagioclase
quartz doleric. Varies to lighter brown, finer grained material
at margins.

¿Qué utilidad tendrá este cuaderno para mí, o para otra persona, dentro de 5 años?

Mapa final

Un resumen de la geología de la zona.

No sólo una copia del mapa de campo: reelaborarlo.

Mapa interpretativo

- Unidades de roca continua
- Sin apuntes del mapa de campo pero incluyendo símbolos estructurales

Además

- Rasgos generales de la geología clara y concisamente señalados
- Calcar la información del mapa de campo al mapa final
- Escribir en letra de imprenta
- Cada unidad en color diferente con una letra que identifique a la formación
- Colorear a mano usando colores convencionales

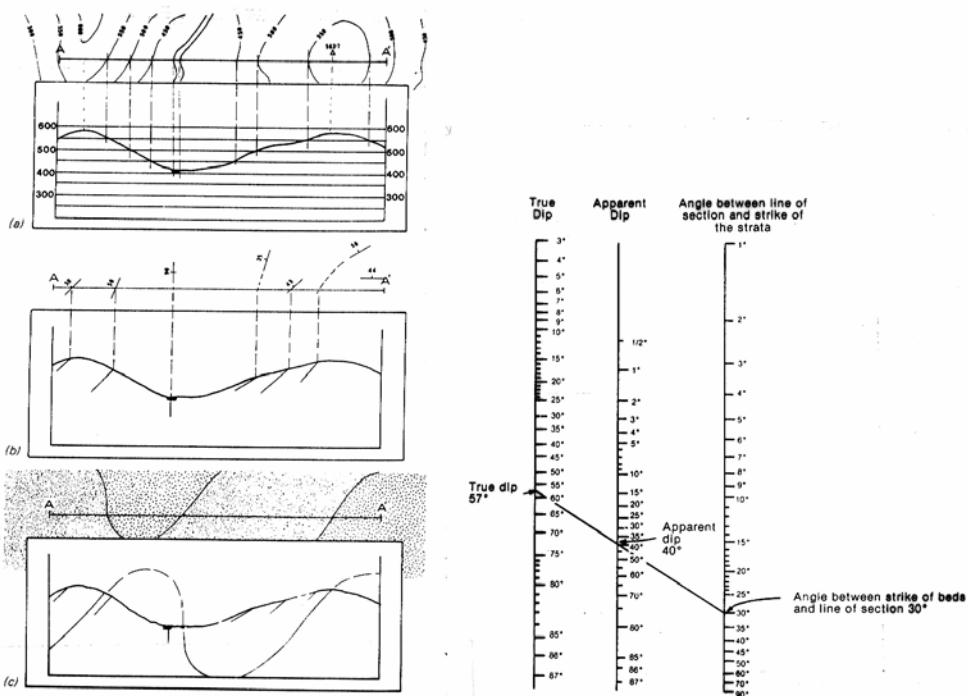
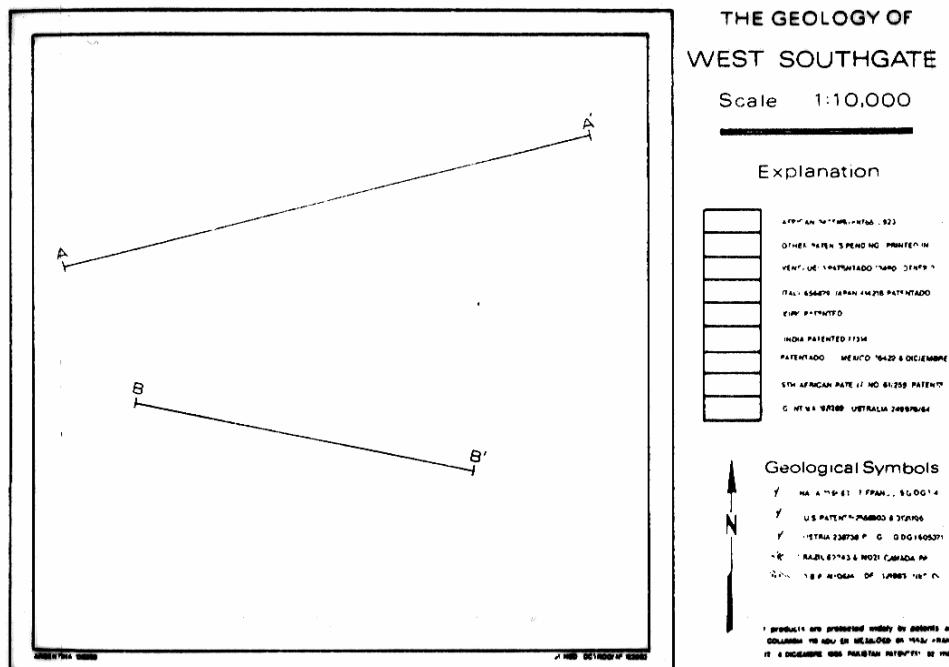
Incluye: título, nombre del autor, fecha, escala en cifras y gráfica, leyenda, líneas de corte.

Cortes

Un resumen de la geología y estructura subterránea

- Dibujar la línea del corte en el mapa final marcando los extremos con líneas cortas perpendiculares
- En papel vegetal dibujar una línea base y varias líneas paralelas que representen las altitudes
- Pegar, con celo, el papel vegetal al mapa, paralelamente a la línea del corte
- Transferir las altitudes a la red marcado en el papel vegetal (a)
- Unir los puntos con una línea para obtener la topografía

- Calcular el buzamiento aparente en la línea del corte usando el gráfico de abajo
- Marcar el buzamiento aparente en el papel vegetal (b)
- Marcar todos los contactos geológicos que hay en la línea de corte en el corte topográfico
- Extrapolar la información geológica y la estructura bajo la superficie (pero no a una profundidad extrema) (c)



Informe

Una explicación de la geología de la zona

Hacer un plan, un borrador y repasarlo

Numerar las páginas

Diseño

Basado en datos

- La portada: tema, autor, fecha
- Índice, si hay más de 10 páginas
- Resumen, < 200 palabras: escribir al final, cuando las conclusiones estén decididas
- Introducción: por qué, cómo, cuándo, dónde, trabajo previo, mapa general
- Parte principal, con títulos y subtítulos: geología regional, estratigrafía, estructura, metamorfismo, actividad ígnea, geología económica

Interpretación

- Resumen de la geología
- Conclusiones

Además

- Bibliografía: seguir un diseño convencional
- Apéndices: datos analíticos, estadísticas, localización de las muestras
- Figuras: reelaborar los dibujos del cuaderno de campo o pegar fotos

Características de los principales minerales (con brillo no metálico y raya incolora)

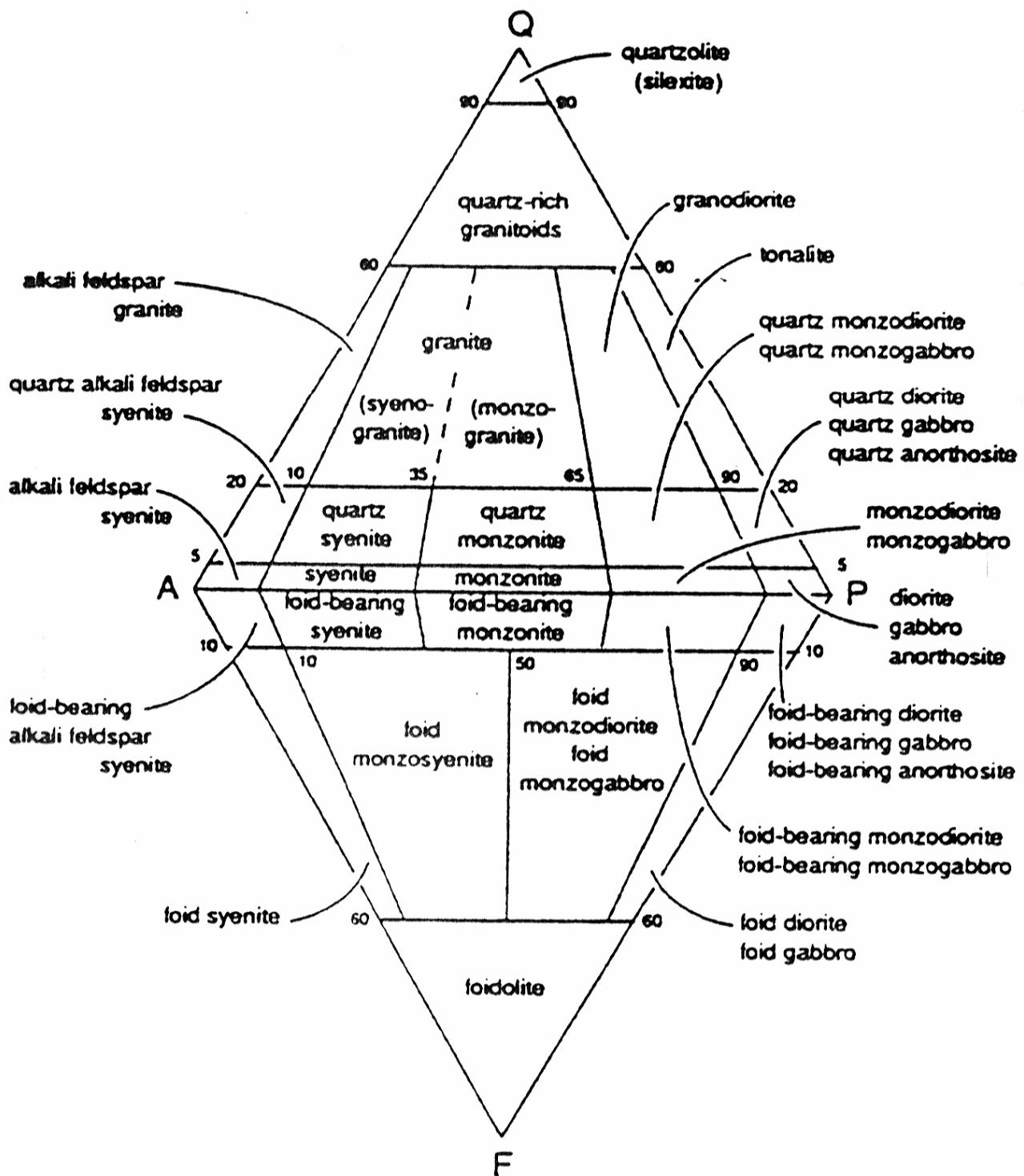
D*	Exfoliación y fractura	Color	P. E.	Particularidades	Nombre
< 2.5	Exfoliación basal 001 perfecta	Pardo pálido, verde, amarillo, blanco	2.76-2.88	En masas foliadas y escamas. Cristales tabulares con perfil hexagonal o de diamante. Exfoliación en laminillas elásticas. Brillo vítreo a perlado.	Moscovita $KAl_2(AlSi_3O_{10}) (OH)_2$ Monoclínico
		Pardo oscuro, verde a negro, puede ser amarillo	2.95-3	Corrientemente en masas irregulares foliadas. Cristales con perfil hexagonal aunque raros. Exfoliación en laminillas elásticas. Brillo vítreo a perlado.	Biotita $K(Fe, Mg)_3(AlSi_3O_{10}) (OH)_2$ Monoclínico
		Pardo amarillento, verde, blanco	2.86	A menudo en cristales tabulares de seis lados; en masas irregulares foliadas puede mostrar reflexión parecida a la del cobre en su exfoliación. Brillo vítreo a perlado. Se distingue de la biotita por su color más claro.	Flogopita $KMg_3(AlSi_3O_{10}) (OH)_2$ Monoclínico
		Verde de varios matices	2.6-2.9	Generalmente en masas irregulares foliadas; puede estar en masas compactas de láminas delgadas, flexibles pero no elásticas. Brillo vítreo a perlado.	Clorita $(Fe, Mg)_3(Al, Si)_4O_{10} (OH)_2 (Fe, Mg)_3(OH)_6$ Monoclínico
3-5.5	Exfoliación prismática 110 perfecta. $110^{\wedge}110=56^{\circ}$	Gris, pardo, verde	2.85-3.2	En agregados y masas fibrosas. Común en rocas metamórficas ultramárfica, máficas y metasedimentarias ricas en hierro. La cummingtonita también aparece en dacitas, gabros y dioritas. Se caracterizan por su ángulo de exfoliación.	Cummingtonita $(Fe, Mg)_2(Mg, Fe, Al)_5Si_6(Al, Si)_2O_{22} (OH)_2$ Monoclínico
3-7		Blanco, verde, negro	3-3.3	Cristales delgados, fibrosos, asbestiformes. Tremolita (blanco, gris, violeta) y actinolita (verde) son comunes en rocas metamórficas. La hornblenda (verde oscuro a negro) aparece en rocas metamórficas e ígneas. Se caracterizan por su ángulo de exfoliación.	Anfíboles cárnicos $(Na, K)_{0-1} (Na, Ca, Fe, Mg)_2(Mg, Fe, Al, Ti)_5Si_6(Al, Si)_2O_{22} (OH)_2$ Monoclínico
Exfoliación prismática 110 $110^{\wedge}110=87^{\circ}$	Blanco, verde, negro	3.1-3.5	En prismas macizos con sección rectangular. Frecuentemente en masas cristalinas. Diópsido (incoloro, blanco, verde), egirina (pardo, verde), augita (verde oscuro a negro). Se caracterizan por su sección cuadrada y ángulo de exfoliación.	Clinopiroxeno $(Na, Ca, Fe, Mg) (Mg, Fe, Al, Ti) (Al, Si)_2O_6$ Monoclínico	
5.5-7	Exfoliación prismática 210 $210^{\wedge}210=91^{\circ}$	Gris pardo, verde, pardo bronceado, negro	3.2-3.5	Cristales usualmente prismáticos pero raros. Comúnmente masivo, fibroso, lamelar. Al aumentar el contenido en Fe, el mineral se oscurece. Se caracterizan por su ángulo de exfoliación.	Ortopiroxeno $(Fe, Mg)_2 Si_2O_6$ Ortorrómbico
	Exfoliación perfecta según 010	Pardo, verde grisáceo, gris	2.23	Comúnmente en cristales prismáticos largos. Puede aparecer en agregados paralelos, columnar o fibroso. Se halla en metapelitas y granitoides peraluminosos.	Sillimanita, cuando fibroso se llama fibrolita Al_2SiO_5 Ortorrómbico

	Exfoliación perfecta según 001	Amarillento a vede negruzco	3.35-3.45	En cristales prismáticos, estriados paralelamente a su longitud. Se halla en rocas metamórficas básicas y de silicatos cárnicos. Como productos de alteración en episienitas.	Epidota $\text{Ca}_2(\text{Fe},\text{Al})\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{OH}$ Monoclínico
	Exfoliación 001 perfecta y 010 buena.	Incoloro, blanco, gris, crema, rojo, raras veces amarillo o verde	2.54-2.56	En masas exfoliables o granos irregulares como constituyente de las rocas. Ortoclasa y microclina pueden hallarse como megacristales en pegmatitas y en granitoides. La sanidina aparece como fenocristales en rocas volcánicas. Se diferencian de la plagioclasa por exfoliaciones normales entre sí y por la ausencia de estriaciones en la superficie de mejor exfoliación.	Feldespato alcalino potásico Ortoclasa (monoclínico), sanidina (monoclínico) y microclina (triclínico). La amazonita verde es microclina. $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K}$
		Incoloro, blanco, gris azulado. Puede presentar irisación.	2.62-2.76	En masas exfoliables o granos irregulares como constituyente de las rocas. Sobre la mejor exfoliación pude verse una serie de estrías finas y paralelas debidas a la macla de la albita; esto lo distingue de los feldespatos potásicos.	Serie de la plagioclasa $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na-Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8\text{Ca}$ Triclínico
		Verde oliva a gris verdoso, pardo	3.27-3.37	Usualmente diseminado en rocas básicas y en rocas metamórficas de silicatos cárnicos. Masivo granular en rocas ultramáficas.	Olivino $(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{SiO}_4$ Ortorrómbico
≥ 7	Sin exfoliación prominente	Incoloro, blanco, humoso. Varios colores cunado es impuro.	2.65	Cristales que pueden presentar estriación.	Cuarzo $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8$ Romboédrico
		Azul, verdoso, raramente incoloro.	2.6-2.66	En granos embebidos y en masas; puede parecerse al cuarzo. Generalmente alterados y hojosos (minerales micáceos). Entonces se raya con el cuchillo. Brillo vítreo. Transparente a translúcido.	Cordierita $(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}\text{nH}_2\text{O}$ Ortorrómbico
		Usualmente castaño a rojo. También amarillo, verde, rosado	3.5-4.3	Usualmente en dodecaedros o trapezoedros o combinación de los dos. Común en rocas metamórficas. Puede aparecer en granitoides y pegmatitas.	Granate $(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_3(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Cr})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ Cúbico
		Verde, pardo, azul, rojo, rosado, negro.	3-3.25	En cristales prismáticos, finos, de sección triangular. Se halla frecuentemente en pegmatitas. También puede aparecer en aplitas y granitoides.	Turmalina Borosilicato complejo de Na, Ca, Al, Mg, Fe y Mn Romboédrico

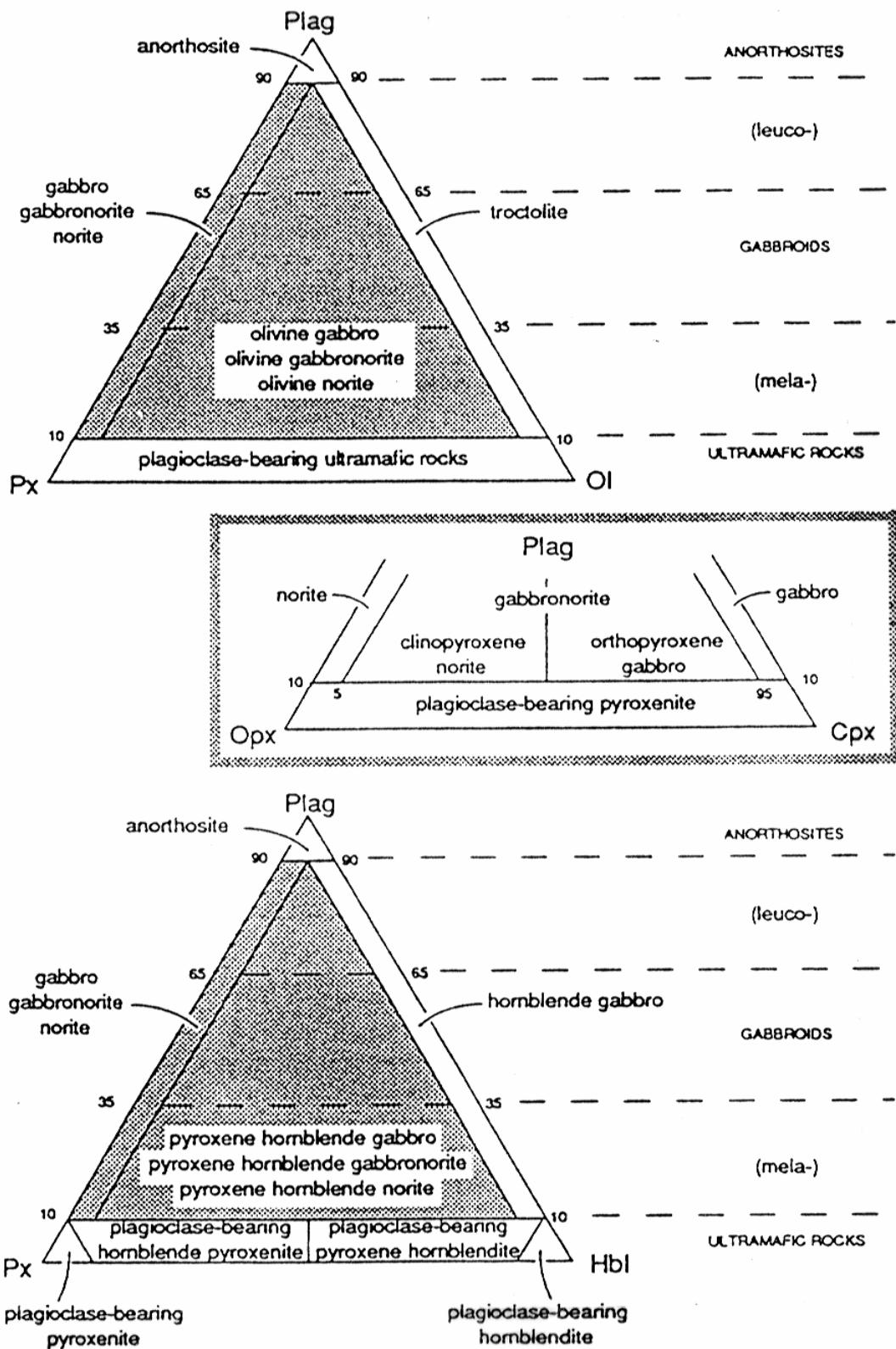
* Dureza: < 2.5: se raya con la uña; 3-5.5: se raya con un cuchillo; 5.5-7: se raya con cuarzo.

7. Rocas ígneas

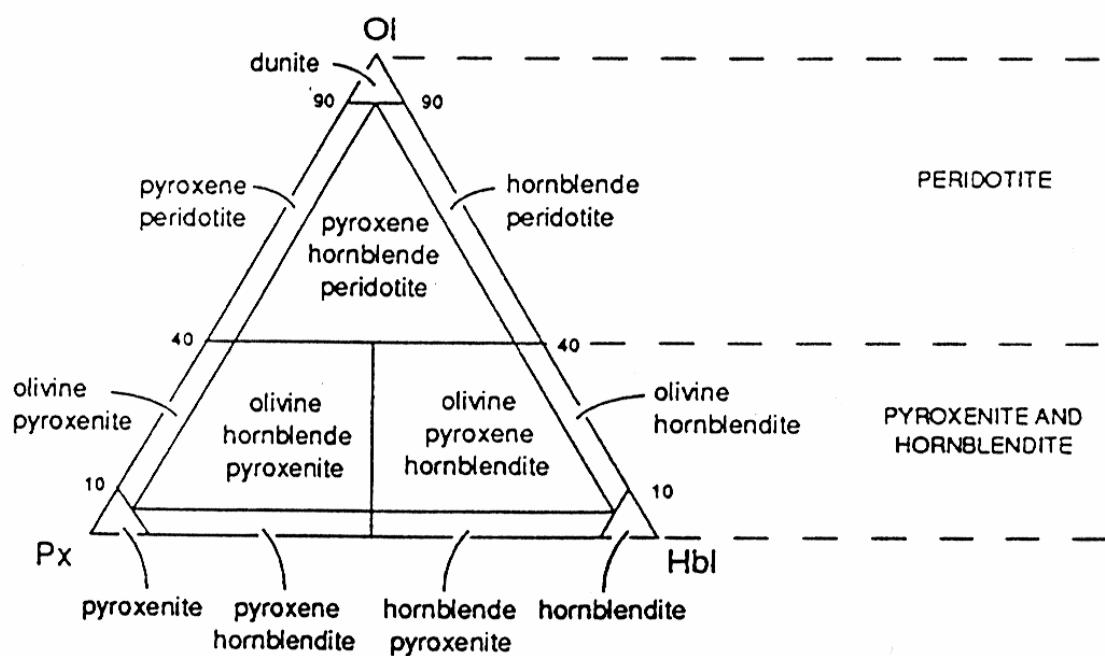
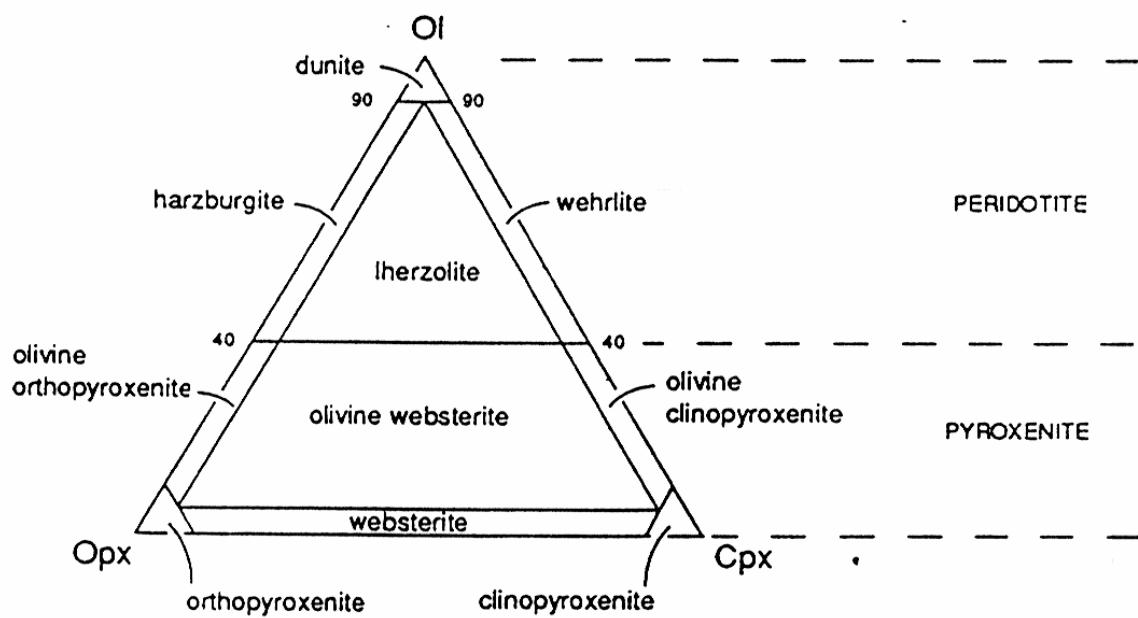
Clasificación de rocas ácidas e intermedias



Clasificación de rocas básicas



Clasificación de rocas ultrabásicas



8. Rocas metamórficas

Tipos, grado y facies de metamorfismo

Propuesta de la Subcomisión sobre Sistemática de Rocas Metamórficas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (SCMR-IUGS). Versión WEB. 31/01/2003

Por: Witold Smulikowski, Jacqueline Desmons, Ben Harte, Francesco P. Sassi, Rolf Schmid

Traducción: Antonio García Casco

Metamorfismo

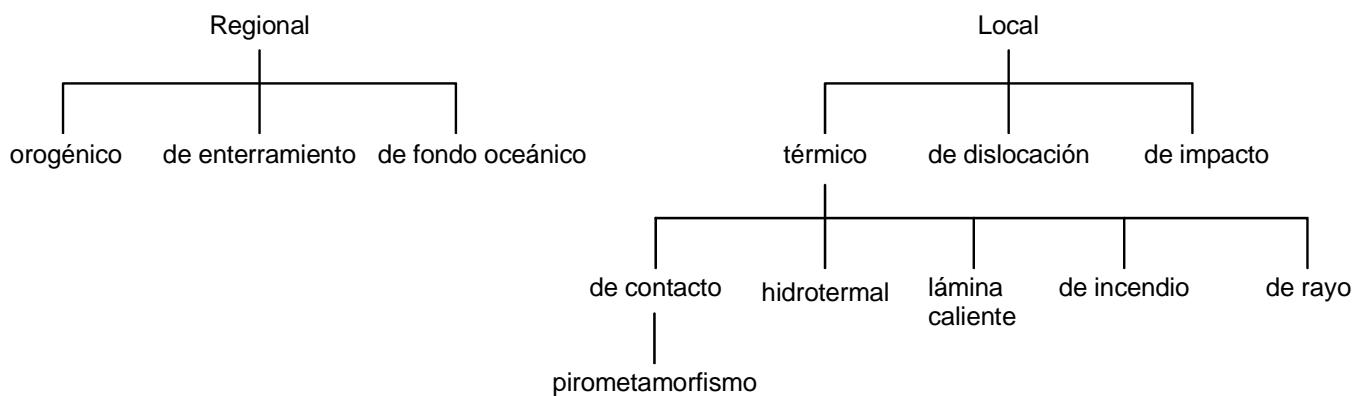
Proceso que implica cambios en la mineralogía y/o microestructura de una roca en estado sólido. El cambio es esencialmente debido a una adaptación de la roca a condiciones físicas que difieren de aquellas bajo las que la roca parental se formó y que difieren de las condiciones físicas que normalmente existen en la superficie de la tierra y en la zona de diagénesis. El proceso puede coexistir con fusión parcial y puede implicar también cambios en la composición química de la roca.

Tipos de metamorfismo

La clasificación del metamorfismo se basa en criterios variados:

- a) *La extensión areal sobre la que se produce el proceso (i.e., m. regional, m. local).*
- b) *Contexto geológico (orogénico, de enterramiento, de fondo oceánico, de dislocación, de contacto, de lámina caliente –"hot-slab",...).*
- c) *El principal factor (P, T, P_{H_2O} , esfuerzo desviatorio, deformaciones) del metamorfismo (m. térmico).*
- d) *La causa particular de un metamorfismo específico (m. de impacto, m. hidrotermal, m. de incendio, m. de relámpago,...)*

- e) Si el metamorfismo resultó de un solo evento o de más de uno (monometamorfismo, polimetamorfismo).
- f) Si va acompañado de incremento o descenso de temperatura (m. progrado, m. retrogrado).



Tipología del metamorfismo

Metamorfismo regional

Un tipo de metamorfismo caracterizado por ocurrir en un área de gran amplitud, i.e. que afecta a un gran volumen de rocas, y que está asociado a procesos tectónicos de gran escala tales como expansión de fondo oceánico, engrosamiento cortical relacionado con colisión de placas, subsidencia de cuencas, etc.

Metamorfismo local

Un tipo de metamorfismo que afecta a un área (volumen de roca) limitada en extensión en la cual el metamorfismo puede ser directamente atribuido a una causa localizada, como una intrusión magmática, fracturación, o impacto de un meteorito.

Si el metamorfismo, aun siendo de amplia extensión areal, puede ser relacionado con una causa particular, por ejemplo el calor de intrusiones magmáticas, se considera local.

Metamorfismo orogénico

Tipo de metamorfismo de extensión regional relacionado con el desarrollo de cinturones orogénicos.

El metamorfismo puede estar relacionado con más de una etapa del desarrollo orogénico, y puede implicar fases compresivas y extensionales. Los efectos dinámicos y térmicos se combinan de forma variable y puede darse una gran variedad de condiciones P-T.

Metamorfismo de enterramiento

Tipo de metamorfismo, esencialmente de extensión regional, que afecta a rocas profundamente enterradas bajo potentes pilas sedimentarias o vulcano-sedimentarias y que no se encuentra típicamente asociado a deformación o magmatismo.

Las rocas resultantes se encuentran parcial a totalmente recristalizadas, y generalmente no presentan esquistosidad. Este tipo de metamorfismo implica, comúnmente, temperaturas muy bajas a intermedias, y razones P/T bajas a intermedias.

Metamorfismo de fondo oceánico

Tipo de metamorfismo de extensión regional relacionado con los intensos gradientes geotérmicos que se dan cerca de los centros de expansión en ambientes oceánicos.

La recristalización, que es generalmente incompleta, ocurre bajo un rango amplio de temperaturas. El metamorfismo se asocia con circulación de fluidos acuosos calientes y muestra típicamente un incremento de la temperatura con la profundidad.

Metamorfismo térmico

Tipo de metamorfismo de extensión local causado por la difusión de calor desde una fuente caliente localizada.

Esfuerzos desviatorios pueden acompañar este metamorfismo, especialmente en algunos casos de metamorfismo de contacto y de "lámina-caliente". El metamorfismo térmico incluye distintos tipos de metamorfismo.

Metamorfismo de dislocación

Tipo de metamorfismo de extensión local asociado con zonas de falla o zonas de cillaza.

Tiene lugar una reducción del tamaño de grano, y se forman milonitas y cataclasitas.

Metamorfismo de impacto

Tipo de metamorfismo de extensión local causado por el impacto de un cuerpo extraterrestre.

Tiene lugar fusión y vaporización de la roca impactada.

Metamorfismo de contacto

Un tipo de metamorfismo térmico que afecta a las rocas de caja de un cuerpo magmático.

Está causado, esencialmente, por el flujo de calor desde el cuerpo magmático. El rango de temperaturas que pueden alcanzarse es muy amplio, y puede ir acompañado de deformación por esfuerzos desviatorios.

Pirometamorfismo

Es un tipo de metamorfismo de contacto caracterizado por temperaturas muy altas, a bajas o muy bajas presiones, generado por un cuerpo volcánico o subvolcánico.

Típicamente se encuentra en enclaves de rocas de caja de tales cuerpos magmáticos, y puede implicar fusión parcial.

Metamorfismo hidrotermal

Es un tipo de metamorfismo térmico causado por la circulación de fluidos calientes ricos en H_2O .

Este tipo de metamorfismo puede ir acompañado de metasomatismo.

Metamorfismo de lámina caliente.

Es un tipo de metamorfismo térmico causado por el emplazamiento tectónico de un cuerpo caliente (e.g., una litosfera oceánica u ofiolita).

El gradiente térmico está generalmente invertido (i.e., rocas más frías localizadas en profundidad) y el gradiente térmico es fuerte.

Metamorfismo de incendio

Un tipo raro de metamorfismo térmico debido a la quema de combustibles naturales.

Metamorfismo de rayos

Un tipo de metamorfismo térmico debido al impacto de rayos.

Una roca o complejo de roca puede sufrir más de un evento metamórfico (e.g., metamorfismo regional seguido de metamorfismo de contacto), por lo que se distinguen:

Monometamorfismo

Metamorfismo que resulta de un solo evento metamórfico.

Polimetamorfismo

Metamorfismo que resulta de más de un evento metamórfico.

Evento metamórfico

Secuencia continua (en el tiempo) de condiciones (temperatura, presión, deformación) bajo las que la transformación metamórfica comienza y continua hasta que eventualmente termina.

Típicamente, un evento metamórfico consta de un ciclo de calentamiento y enfriamiento que, en el metamorfismo orogénico va acompañado de cambios de presión y de intensidad y estilo de deformación.

Fase metamórfica

Secuencia continua (en el tiempo) de condiciones (temperatura, presión, deformación) bajo las que la transformación metamórfica tiene lugar y que es claramente distinguible (en términos metamórficos y temporales) de

otras secuencias de condiciones que eventualmente la preceden y/o suceden.

Un evento metamórfico puede estar constituido por una o varias fases metamórficas.

Clímax (pico) térmico

Condiciones P-T de máxima temperatura alcanzada por un cuerpo rocoso dado durante una fase metamórfica dada.

Generalmente, no coincide con el clímax bárico.

Clímax (pico) bárico

Condiciones P-T de máxima presión alcanzada por un cuerpo rocoso dado durante una fase metamórfica dada.

Generalmente, no coincide con el clímax térmico.

Evento metamórfico monofásico

Constituido por una sola fase metamórfica y por tanto caracterizado por un único clímax térmico y bárico.

Evento metamórfico polifásico

Constituido por más de una fase metamórfica y por tanto caracterizado por más de un clímax térmico y bárico.

En la práctica, es complejo distinguir entre polimetamorfismo y metamórfico polifásico.

Metamorfismo plurifacial

Puede incluir ya sea polimetamorfismo o metamórfico polifásico, por lo que no se recomienda su uso.

Trayectoria P-T-t

Serie continua de condiciones metamórficas que define el evento metamórfico, o secuencia de condiciones P-T sufridas por un cuerpo de roca dado durante el periodo de tiempo de un evento metamórfico dado.

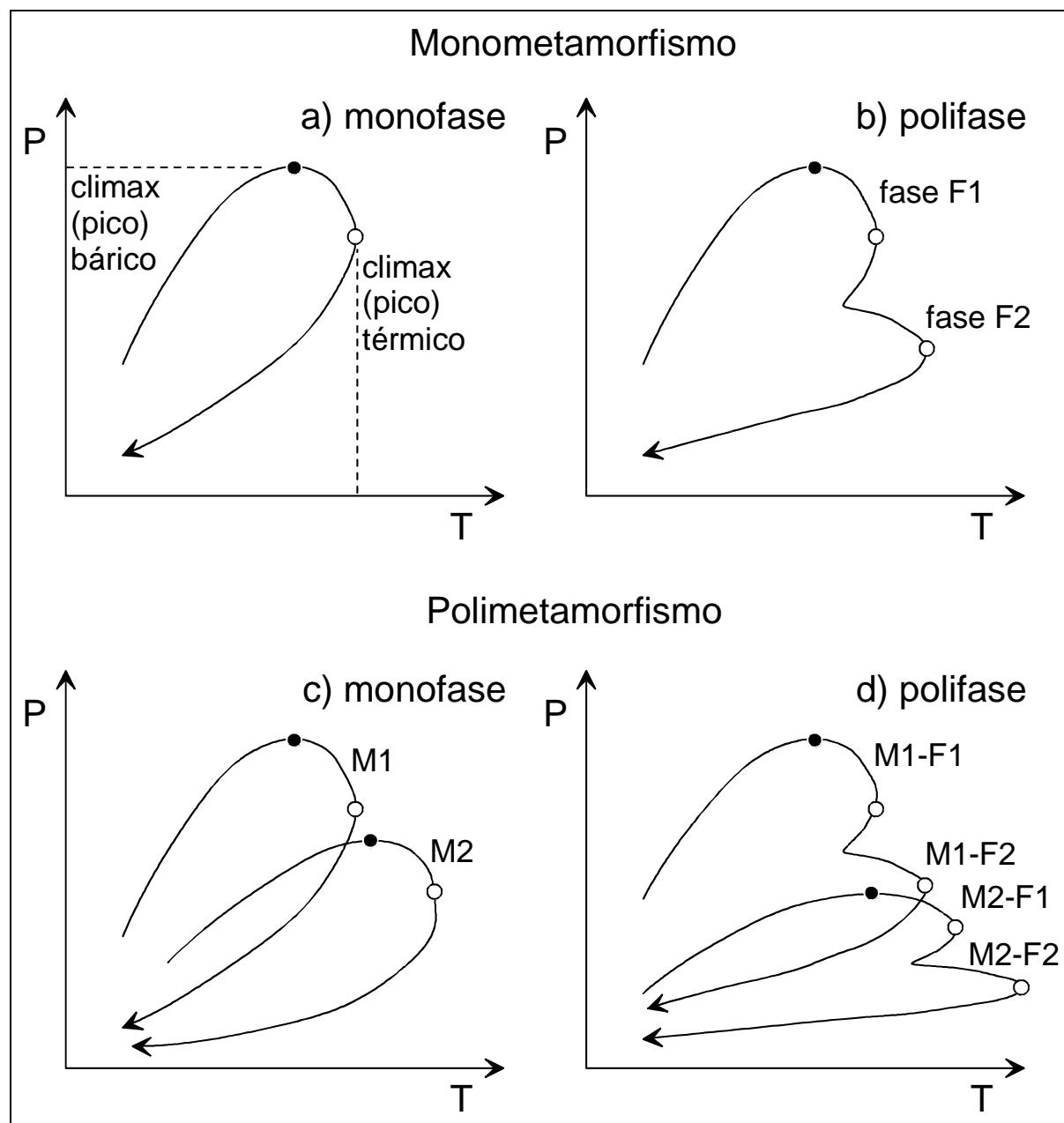
Si el evento metamórfico es monofásico la trayectoria P-T-t es simple; si el evento metamórfico es polifásico la trayectoria P-T-t es compuesta, y lleva asociada más de un clímax térmico y bárico.

Trayectoria P-T-t horaria

Trayectoria P-T-t de una fase metamórfica dada en la que el climáx térmico se alcanza con bajada de presión.

Trayectoria P-T-t antihoraria

Trayectoria P-T-t de una fase metamórfica dada en la que el climáx térmico se alcanza con subida de presión.



Trayectorias P-T-t (horarias) esquemáticas de monometamorfismo (a y b) y polimetamorfismo (c y d) con eventos metamórficos monofásicos (a y c) y polifásicos (b y d). Otras combinaciones, incluyendo trayectorias P-T-t antihorarias, son posibles.

Temperatura, presión, grado, e isograda metamórficos

Términos relativos son comunes en la definición de las condiciones físicas alcanzadas durante el metamorfismo. En general, estas condiciones se refieren al pico térmico de la fase metamórfica en cuestión. El espectro total de condiciones de temperatura del metamorfismo se divide, en términos relativos, en cinco partes y, correspondientemente, el metamorfismo se cualifica como metamorfismo de temperatura **muy baja, baja, intermedia, alta, y muy alta**.

De la misma manera, el espectro total de condiciones de presión del metamorfismo se divide, en términos relativos, en cinco partes y, correspondientemente, el metamorfismo se cualifica como metamorfismo de presión **muy baja, baja, intermedia, alta, y muy alta**. Esto permite dividir el campo P-T en 25 partes, cada una de las cuales se cualifica de forma combinada, por ejemplo, metamorfismo de presión intermedia-baja temperatura.

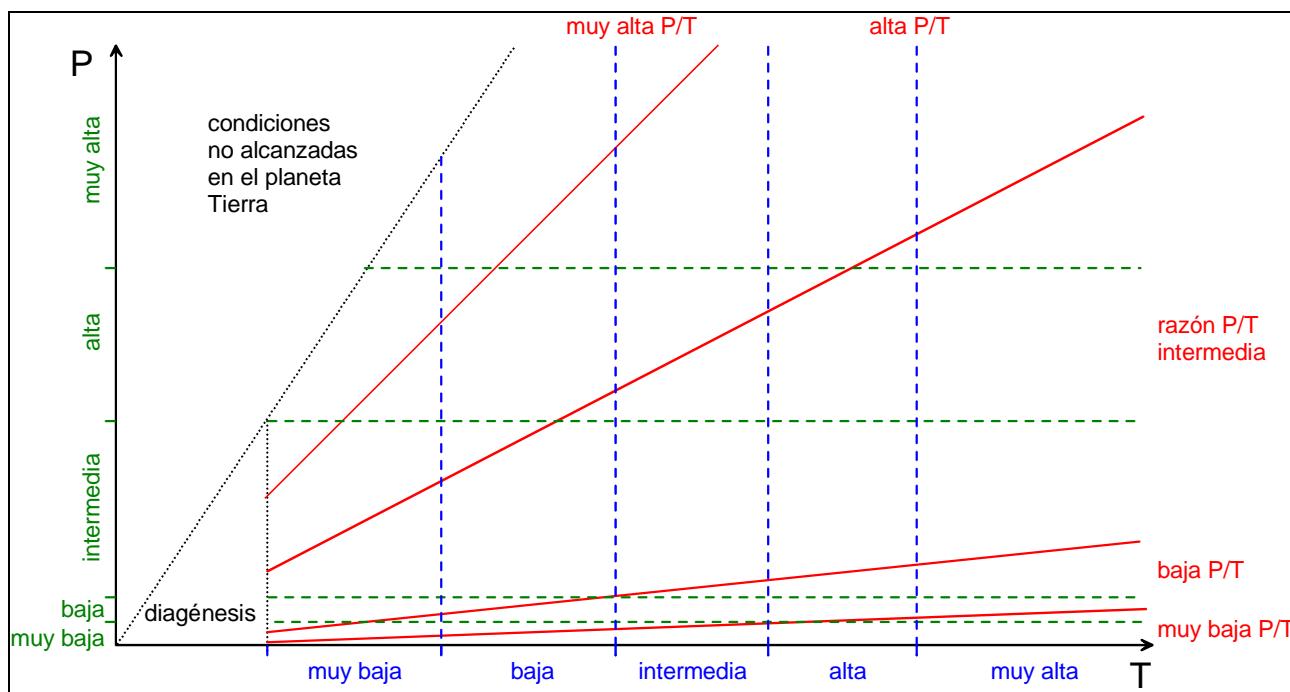
Términos similares permiten distinguir la razón entre presión y temperatura (P/T). El espectro total de razones P/T del metamorfismo se subdivide en 5 campos (sectores radiales en un diagrama P-T): metamorfismo de razón P/T **muy baja, baja, intermedia, alta, y muy alta**.

El término **grado metamórfico** se usa de forma para cualificar las condiciones relativas del metamorfismo, generalmente en términos de temperatura. Por ello, el grado metamórfico se subdivide en 5 partes: grado **muy bajo, bajo, intermedio, alto, y muy alto**.

Dependiendo de si el metamorfismo evoluciona (en el tiempo) con subida o bajada de temperatura se distinguen dos tipos de metamorfismo: **progrado** o **progresivo** (aumenta la temperatura con el tiempo), y **retrogrado** o **retrogresivo** (disminuye la temperatura con el tiempo). El metamorfismo progrado se identifica por la formación de minerales que son típicos de grado más alto (i.e., de temperatura mayor) a partir de los minerales precursores. El

metamorfismo retrogrado se identifica por la formación de minerales que son típicos de grado más bajo (i.e., de temperatura menor) a partir de los minerales precursores.

Una **isograda** es una superficie que corta la secuencia de rocas metamórficas, representada por una línea en un mapa (intersección de la isograda con la superficie topográfica) que une puntos en los que el metamorfismo alcanza valores similares (no necesariamente idénticos) de temperatura, presión y potenciales químicos de los elementos significativos. En términos prácticos, valores P-T-X similares se identifican mediante **isogradas minerales**, que son superficies definidas por la primera aparición o desaparición de un mineral, de una composición de mineral, o de una asociación de minerales. Por ejemplo, isograda de (la aparición de) la biotita (o biotita-in), isograda de la desaparición de cloritoide (o cloritoide-out), isograda de plagioclasa $X_{an}=17$, isograda del granate+biotita, isograda de la desaparición de moscovita+cuarzo. Las isogradas minerales son indicativas de reacciones metamórficas específicas sufridas por rocas de composición similar bajo condiciones P-T similares.



Representación esquemática en el espacio P-T de los cinco sectores de temperatura y presión, y los cinco sectores radiales de razones P/T.

Facies metamórficas

El concepto de facies metamórficas es una noción fundamental de la Petrología Metamórfica. Este concepto reemplazó la noción de zonas de profundidad (o depozonas, epizona, mesozona, catazona, Grubenmann y Niggli, 1924) cuando se hizo obvio que las condiciones de temperatura (o grado metamórfico) alcanzadas durante el metamorfismo no están necesariamente relacionadas con la profundidad a la que ocurre el metamorfismo dentro de la tierra. El concepto de facies fue definido por Eskola (1915), quien dio la siguiente definición (1920):

“Una facies metamórfica es un grupo de rocas caracterizadas por conjunto definido de minerales que, bajo las condiciones de su formación, alcanzaron el equilibrio perfecto entre ellos. La composición mineral cualitativa y cuantitativa en las rocas de una facies dada varia gradualmente en correspondencia con las variaciones en la composición química de las rocas”.

Eskola (1925) también definió el concepto de **facies mineral**, en un sentido más amplio y aplicable tanto a rocas metamórficas como ígneas.

“Una facies mineral comprende todas las rocas que se han originado bajo condiciones de temperatura y presión tan similares que una composición química concreta produce el mismo conjunto de minerales...”

Subsecuentemente, Eskola (1939) escribió:

“En una facies dada se agrupan rocas para las que composiciones (químicas) globales idénticas exhiben asociaciones minerales idénticas, pero cuya composición mineral para composiciones (químicas) variables varia de acuerdo con leyes definidas”.

La IUGS define las facies metamórficas, siguiendo a Eskola y otros autores, como:

“Una facies metamórfica es un conjunto de asociaciones minerales repetidamente asociadas en el tiempo y el espacio y que muestran una relación regular entre composición mineral y composición química global, de forma que

diferentes facies metamórficas (conjunto de asociaciones minerales) se relacionan con las condiciones metamórficas, en particular temperatura y presión, aunque otras variables, como P_{H2O} pueden ser también importantes".

Una de las virtudes de la clasificación de las rocas metamórficas en base al concepto de facies es que identifica las regularidades en el desarrollo de las asociaciones minerales, que pueden deberse (las regularidades) a las condiciones P-T alcanzadas, pero que no intenta precisar tales condiciones.

Debido a la gran variedad de composiciones químicas de rocas sujetas a metamorfismo, en términos prácticos es conveniente definir un número limitado de facies que cubran las condiciones P-T del metamorfismo. Tal y como propuso originalmente Eskola, estas facies se definen basándose en los cambios mayores sufridos por rocas de composición basáltica. Aunque es posible definir subfacies (ya sea para composiciones basálticas u otras composiciones) que particionen el espacio P-T, esta práctica se ha demostrado improcedente por la gran complejidad que del esquema de facies y subfacies desarrollable.

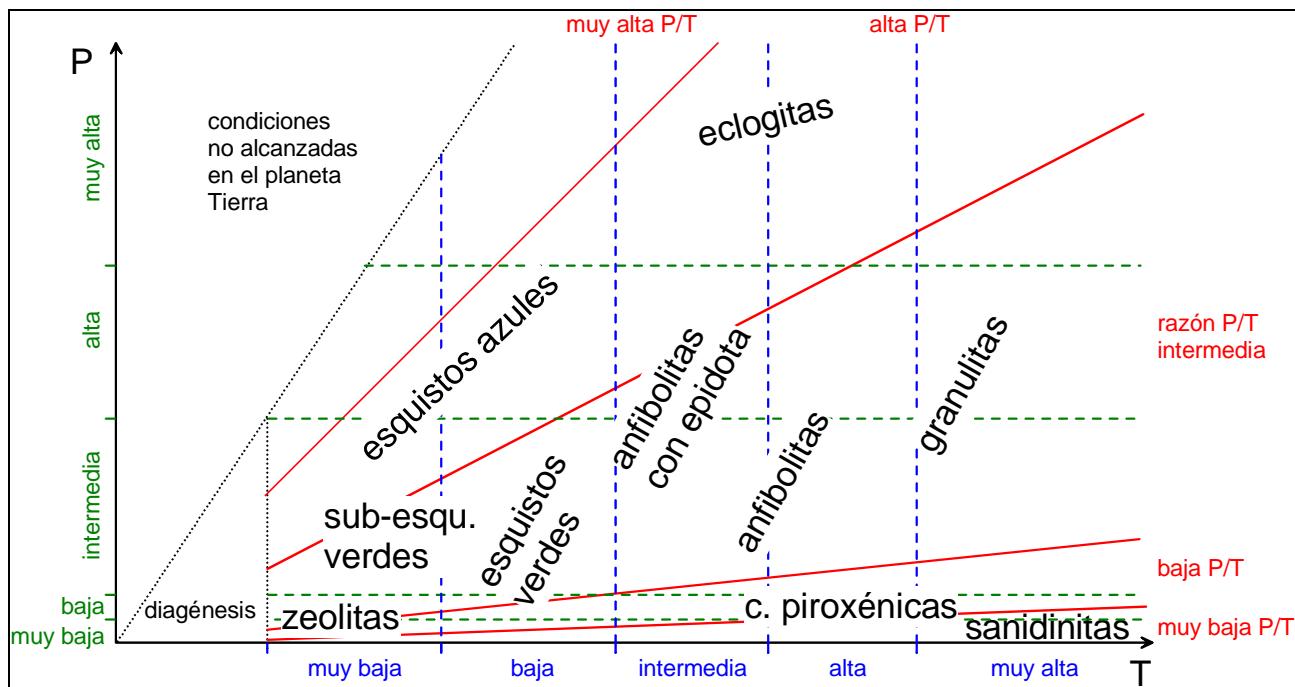
Eskola definió 8 facies: **esquistos verdes, anfibolitas con epidota, anfibolitas, corneanas piroxénicas, sanidinitas, granulitas, esquistos con glaucofana** (o **esquistos azules**, como ahora se las denomina), y **eclogitas**. Coombs et al. (1959) añadió las facies de las **zeolitas**, y una zona de prehnita-pumpellyita, que Turner (1968) llamó facies de las metagrauvacas con prehnita-pumpellyita. Miyashiro (1973) usó las diez facies anteriores, aunque renombró la última como facies de **prehnita-pumpellyita** (que se ha subdividido en facies de **prehnita-pumpellyita, prehnita-actinolita, y pumpellyita-actinolita**, aunque colectivamente que se agrupan bajo el término facies sub-esquistos verdes). Para rocas de composición basáltica, los minerales y asociaciones de minerales diagnósticos de estas diez facies son:

Facies	Mineral o asociación mineral diagnóstico
Zeolitas	Zeolitas, como laumontita y heulandita (estos silicatos cárnicos son los diagnósticos en lugar de prehnita, pumpellyita, o epidota)
Sub-esquistos verdes	Prehnita+pumpellyita, prehnita+actinolita, pumpellyita+actinolita (prehnita y pumpellyita son los silicatos cárnicos diagnóstico en lugar de epidota o zeolitas)
Esquistos verdes	Actinolita+albita+clorita+epidota (epidota es el silicato cárneo diagnóstico en lugar de zeolitas, prehnita o pumpellyita)
Anfibolitas con epidota	Hornblenda+albita+epidota±clorita
Anfibolitas	Hornblenda+plagioclasa ($X_{an} > 0.17$)
Corneanas piroxénicas	Clinopiroxeno+ortopiroxeno+plagioclasa (olivino estable con plagioclasa, i.e., baja P)
Sanidinitas	Clinopiroxeno+ortopiroxeno+plagioclasa (olivino estable con plagioclasa, i.e., baja P) con variedades de muy alta temperatura como pigeonita y labradorita rica en K
Esquistos azules	Glaucofana+epidota±granate, glaucofana+lawsonita, glaucofana+lawsonita+jadeita (albita estable)
Eclogitas	Onfacita+granate (plagioclasa no estable, olivino estable con granate, i.e., alta P)
Granulitas	Clinopiroxeno+ortopiroxeno+plagioclasa (olivino no estable con plagioclasa ni granate, i.e., P intermedia)

Las facies metamórficas se encuentran en distintas secuencias regulares. Esto da lugar al concepto de **series de facies metamórficas** definido por Miyashiro (1961) como:

"una secuencia de facies metamórficas desarrolladas bajo el mismo rango de razones P/T, y por tanto representables como sectores radiales en un diagrama P-T".

Miyashiro (1961) distinguió cinco series de facies. Más tarde, Miyashiro (1973) las relacionó con **tipos báricos del metamorfismo**: baja presión I, baja presión II (intermedio), media presión (barroviano), alta presión I (intermedio), y alta presión II.



Representación esquemática en el espacio P-T de los cinco sectores de temperatura y presión, los cinco sectores radiales de razones P/T, y las diez principales facies (para rocas de composición basáltica).

Términos estructurales

Propuesta de la Subcomisión sobre Sistemática de Rocas Metamórficas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (SCMR-IUGS). Versión WEB 31/10/2002.

Por: Kate Brodie, Douglas Fettes, Ben Harte, Rolf Schmid

Traducción: Antonio García Casco

Aunque existe gran variedad de términos estructurales, tres términos cubren las principales variedades de estructuras en las rocas metamórficas: **esquisto**, **gneiss**, y **granofels**. Por tanto, cualquier roca metamórfica puede denominarse usando estos términos como raíz de su nombre. Estos términos deben entenderse desde un punto de vista puramente estructural, sin connotación composicional alguna (como en el caso de gneiss). Los términos pizarra (slate) y clivaje (cleavage) son de difícil definición, al igual que la diferenciación entre clivaje y esquistosidad.

Capa/banda

Uno de una secuencia de cuerpos rocosos tabulares (casi-) paralelos.

Bandeado (layering/banding)

La característica que presentan las rocas bandeadas.

Estructura

La disposición de las partes de una masa rocosa independientemente de la escala, incluyendo relaciones espaciales entre las partes, sus tamaños y formas relativas, y las características internas de las partes.

Los prefijos micro-, meso-, y mega- pueden usarse dependiendo de la escala de la observación o de la escala de la estructura.

Microestructura

Estructura a la escala de la lámina delgada o menor escala.

Mesoestructura

Estructura a la escala de la muestra de mano.

Megaestructura

Estructura a la escala del afloramiento o mayor escala.

Textura

Término que se refiere a varios aspectos de la microestructura. Generalmente se usa para describir las relaciones espaciales entre granos y las características internas de los granos. Pero también se usa para describir la orientación preferente de los granos a escala microscópica (i.e., microfábrica). Por ello, se tiende reemplazar este término por microestructura.

Fábrica

La orientación preferente relativa de partes de una masa rocosa.

Este término se usa generalmente para referirse a la orientación cristalográfica o de forma de granos minerales o de grupos de granos, aunque también puede usarse a una escala mayor. La orientación preferente lineal de las partes se denomina **fábrica lineal**, la planar preferente **fábrica planar**, y la ausencia de orientación se denomina **fábrica desordenada** (random, i.e., al azar).

Foliación

Una característica planar penetrativa (que aparece de forma repetitiva a la escala de la observación) de un cuerpo rocoso.

Ejemplos:

- Bandeado a la escala del cm o menor.
- Orientación planar preferente (fábrica planar) de granos inequidimensionales.
- Orientación planar preferente (fábrica planar) de granos lenticulares o elongados.

Más de un tipo de foliación con más de una orientación pueden estar presente en una roca. Las foliaciones pueden

estar curvadas o distorsionadas. Las superficies que definen se denominan superficies S.

Esquistasidad

Una orientación preferente de granos o agregados de granos inequidimensionales producida por procesos metamórficos.

Cuando los granos o agregados de granos inequidimensionales están presente en cantidades son altas y muestran un alto grado de orientación preferente la esquistasidad está bien desarrollada. Al contrario si la esquistasidad está mal (o pobremente) desarrollada.

Estructura esquistosa

Tipo de estructura caracterizado por una esquistasidad bien desarrollada, ya sea uniformemente en la roca o en zonas repetitivas estrechamente espaciadas de forma que la roca se partirá a la escala de un cm o menor.

Estructura gneíssica

Tipo de estructura caracterizado por una esquistasidad pobremente desarrollada o, si está bien desarrollada, se presenta en zonas repetitivas separadas de forma que la roca se partirá a la escala mayor de un cm.

Clivaje (cleavage)

La propiedad de una roca de partirse a lo largo de un conjunto regular de superficies paralelas o sub-paralelas estrechamente espaciadas

Una roca dada puede contener más de un clivaje.

Se propone el uso del término esquistasidad en su lugar.

Clivaje pizarroso (slaty cleavage)

Una esquistasidad bien desarrollada en una roca en la que los granos individuales son tan pequeños de forma que no visibles con el ojo desnudo y que genera una esquistasidad a la escala de los granos.

Esquistosidad espaciada

Un tipo de foliación caracterizada por zonas regularmente espaciadas con estructura esquistosa y que son estructuralmente distinguibles de las capas a las que separan (llamadas microlitos o microlitones). La estructura es visible con el ojo desnudo.

Clivaje de fractura

Un tipo de clivaje definido por un conjunto de fracturas estrechamente espaciadas.

Crenulación

Un tipo de plegamiento regular con una longitud de onda de 1 cm o menor.

Esquistosidad de crenulación

Un tipo de esquistosidad regular desarrollada durante la crenulación (plegamiento) de una foliación preexistente, y orientada paralelamente al plano axial de los pliegues (de crenulación).

Clivaje de crenulación

Un tipo de clivaje relacionado con la crenulación (plegamiento) de una foliación preexistente.

Estructura granofélscica

Un tipo de estructura que resulta de la ausencia de esquistosidad de forma que los granos minerales y agregados de granos minerales son ecuantes, o si son inequidimensionales su orientación se distribuye al azar. Puede existir bandeados mineralógico y/o litológico (composicional).

Lineación

Una característica lineal presente repetitivamente o visible penetrativamente de un cuerpo rocoso.

Puede venir definida por:

- Alineamiento de los ejes más largos de los granos minerales (lineación mineral).

- Alineamiento de agregados de granos alargados.
- Paralelismo de ejes de pliegues de pequeña escala (lineación de crenulación).
- Paralelismo de las intersecciones de dos foliaciones (lineación de intersección).
- Paralelismo de estrías o fibras (de falla).

Más de un tipo de lineación, con más de una orientación, puede estar presente en un cuerpo rocoso. Las lineaciones pueden estar curvadas o distorsionadas. Las líneas que definen se denominan superficies L.

Fractura

Un término general para cualquier rotura de una masa rocosa, independientemente de la existencia o no de desplazamiento entre las partes. Las fracturas incluyen grietas, diaclasas y fallas.

Pizarra

Una roca de grano ultrafino o muy fino que presenta clivaje pizarroso.

Generalmente, las pizarras son rocas de grado metamórfico muy bajo.

Filita

Una roca de grano fino o medio caracterizada por una apariencia lustrosa y una esquistosidad bien definida que resulta de la orientación preferente de filosilicatos.

Generalmente, las filitas son rocas de grado metamórfico bajo.

Esquisto

Una roca metamórfica que presenta estructura esquistosa.

Para rocas ricas en filosilicatos, el término esquisto se reserva para rocas de grano medio a grueso, mientras que las rocas de grano más fino se denominan filitas y pizarras. El término esquisto también puede aplicarse a rocas con

fábrica lineal en lugar de esquistosidad, en cuyo caso se aplica la expresión “esquisto lineado”.

Gneiss

Una roca metamórfica que presenta estructura gneísica.

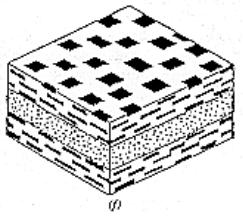
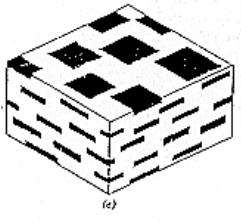
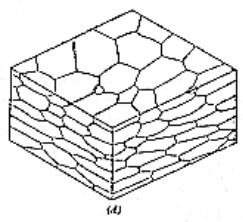
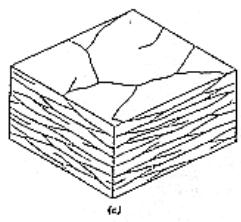
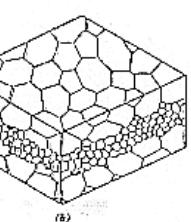
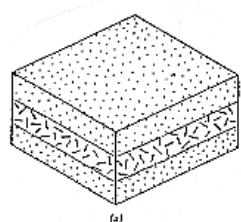
El término también se aplica a rocas con fábrica lineal, en cuyo caso se aplica la expresión “gneiss lineado”.

Granofels

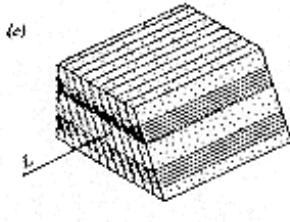
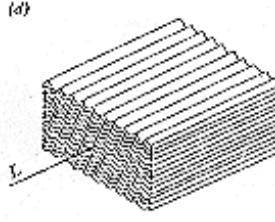
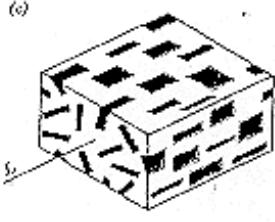
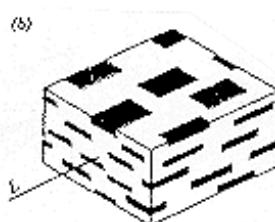
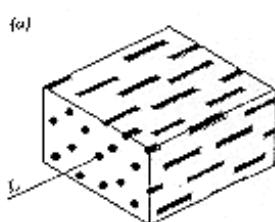
Una roca metamórfica que presenta estructura granofélscica.

Para granofels que presentan capas de distinta composición se usa el término granofels bandeado.

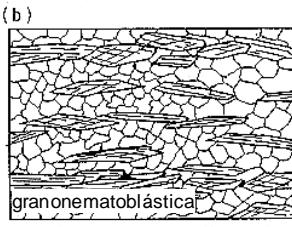
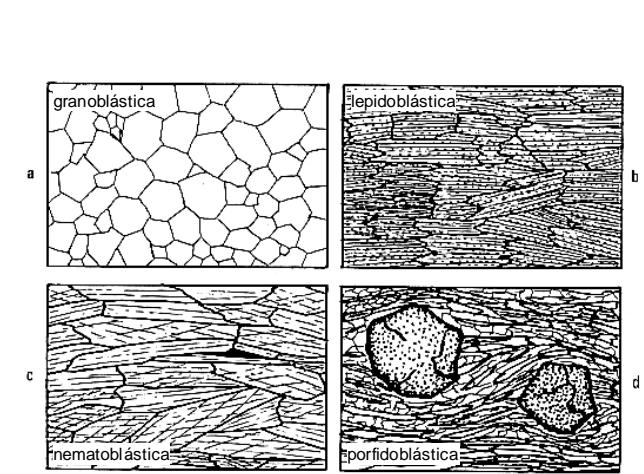
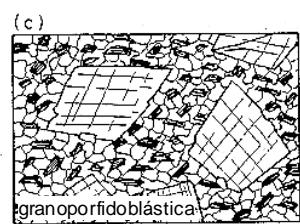
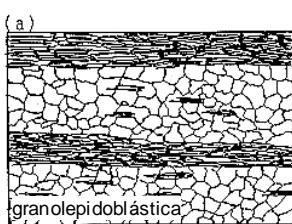
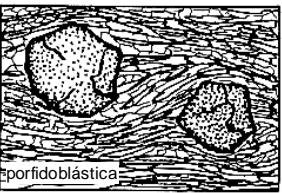
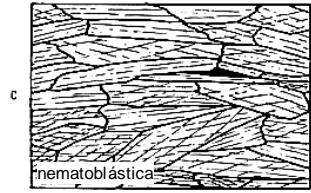
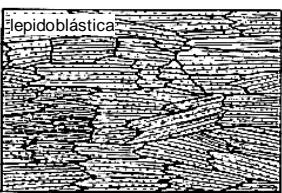
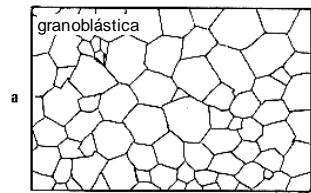
Foliaciones



Lineaciones



Texturas y sus combinaciones



Migmatitas

Propuesta de la Subcomisión sobre Sistemática de Rocas Metamórficas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (SCMR-IUGS). Versión WEB 31/07/2002.

Por: Wolfhard Wimmenauer & Inge Bryhni

Traducción: Antonio García Casco

La definición de las migmatitas y sus subgrupos no es una tarea sencilla ya que forman, en su conjunto, una transición continua desde rocas metamórficas a rocas plutónicas. El establecimiento de límites dentro de este continuo es difícil y la aplicación de criterios cuantitativos es virtualmente imposible. Por tanto, las "definiciones" que siguen son caracterizaciones de tipos rocosos prominentes, más que definiciones "sensu stricto". Por otro lado, la escala de las estructuras de las migmatitas es tal que requieren definiciones que aplican a masas de rocas bastante mayores que las típicas de una muestra de mano.

Definiciones de términos

Migmatita

Una roca silicatada compuesta, heterogénea a la escala meso- a megascópica. Típicamente esta compuesta de partes oscuras y claras. Las partes oscuras presentan típicamente características de rocas metamórficas mientras que las partes claras son de aspecto plutónico (ver leucosome, melanosome, mesosome, neosome, paleosome). En cualquier caso en que minerales distintos de silicatos y cuarzo estén implicados de forma substancial, deben ser mencionados de forma explícita.

Anatexis

Fusión de una roca.

El término se usa independientemente de la tasa de fusión implicada, que puede ser indicada por adjetivos tales como *inicial, avanzada, parcial, diferencial, selectiva, completa, etc.*

Migmatización

Proceso de formación de una migmatita.

Leucosome

Las partes más claras de una migmatita.

Mesosome

Porción de la roca de color intermedio entre el leucosome y el melanosome. Si está presente, el mesosome representa un relicto más o menos modificado de la roca parental (protolito) de la migmatita.

Independientemente de la (casi-) identidad entre mesosome y paleosome, es deseable un término puramente descriptivo para las partes intermedias de una migmatita.

Melanosome

Las partes más oscuras de una migmatita, generalmente constituidas esencialmente por minerales oscuros. Aparece entre dos leucosomes o, si existente relictos mas o menos modificados de la roca parental (mesosomes), se dispone en los bordes de estos relictos.

Paleosome

Parte de la migmatita que representa la roca parental (véase mesosome)

Neosome

Parte neoformada de una migmatita (metatectos y restitas).

Restita

Relictos de una roca metamórfica de la que se han extraído una parte substancial de componentes más móviles sin que hayan sido reemplazados.

Resister

Roca que ofrece mayor resistencia a la granitización en virtud de su composición o su fábrica impenetrable.

Mientras que las restitas son porciones de roca que han sufrido cambios esenciales en su composición anterior, los "resisters" son rocas que han sobrevivido a la formación de la migmatita (o granito) donde se encuentran incluidos sin cambios significativos en su composición química y mineralógica.

Anatexita

a) *Roca que muestra evidencias in-situ de formación por anatexia.*

b) *Roca que muestra evidencias estructurales y/o composicionales de formación por anatexia.*

La definición a) es preferible ya que la segunda puede aplicarse a rocas magmáticas que se suponen formadas por anatexia.

Metatexis

Estadio inicial de anatexia donde la roca parental (paleosome) ha sido parcialmente dividida en una parte móvil (metatecto) y una restita no-movilizada (i.e., empobrecida).

Metatexita

Una variedad de las migmatitas con leucosomes, mesosomes y melanosomes discretos y bien definidos.

Metatecto

Cuerpo discreto, esencialmente de color claro, presente en una migmatita formada por metatexis.

Arterita

Variedad de migmatita donde las partes más oscuras han sido inyectadas por material más claro (leucosomes) introducido desde el exterior.

Venita

Variedad de migmatita en el que el material de las venas claras (leucosomes) ha sido extraído de la roca parental.

Las definiciones de arterita y venita son genéticas, por lo que es deseable usar el término no-genético flebita para este tipo de rocas.

Flebita

Variedad de migmatita en el que el material leucocrático se presenta en venas que han podido infiltrarse desde el exterior o ser extraídas de la roca parental.

Diatectis

Estado avanzado de anatexis donde los minerales oscuros están también implicados en la fusión. El fundido formado no ha sido removido de su lugar de formación.

Diatexita

Variedad de migmatita en la que las partes oscuras y claras forman estructuras schlieren y nebulíticas que se mezclan unas en las otras.

Nebulita

Migmatita con relictos difusos de rocas o estructuras pre-existentes.

Agmatita

Migmatita con estructura brechoide.

Estructura palimpsest

Estructura de una migmatita o roca granitizada que puede ser reconocida como pre-migmatítica (o pre-granítica).

Palingénesis

Formación de magma por fusión completa o casi completa de rocas pre-existentes.

Granitización

Término amplio para definir los procesos por los que rocas pre-existentes son transformadas en granitoides (fusión, infiltración a gran escala de componentes químicos como SiO_2 , K_2O , Na_2O , u otras formas de transformación a gran escala).

Se puede apreciar que el término es muy impreciso, aunque es útil si se acompaña de adjetivos como *granitización anatéctica*, *granitización metasomática*, etc.

Degranitización

Proceso por el que una roca se empobrece en los componentes químicos significativos de las rocas graníticas, esencialmente SiO_2 , $\text{K}_2\text{O} \pm \text{Na}_2\text{O}$.

Feldespatización

Formación de feldespato debido a metasomatismo.

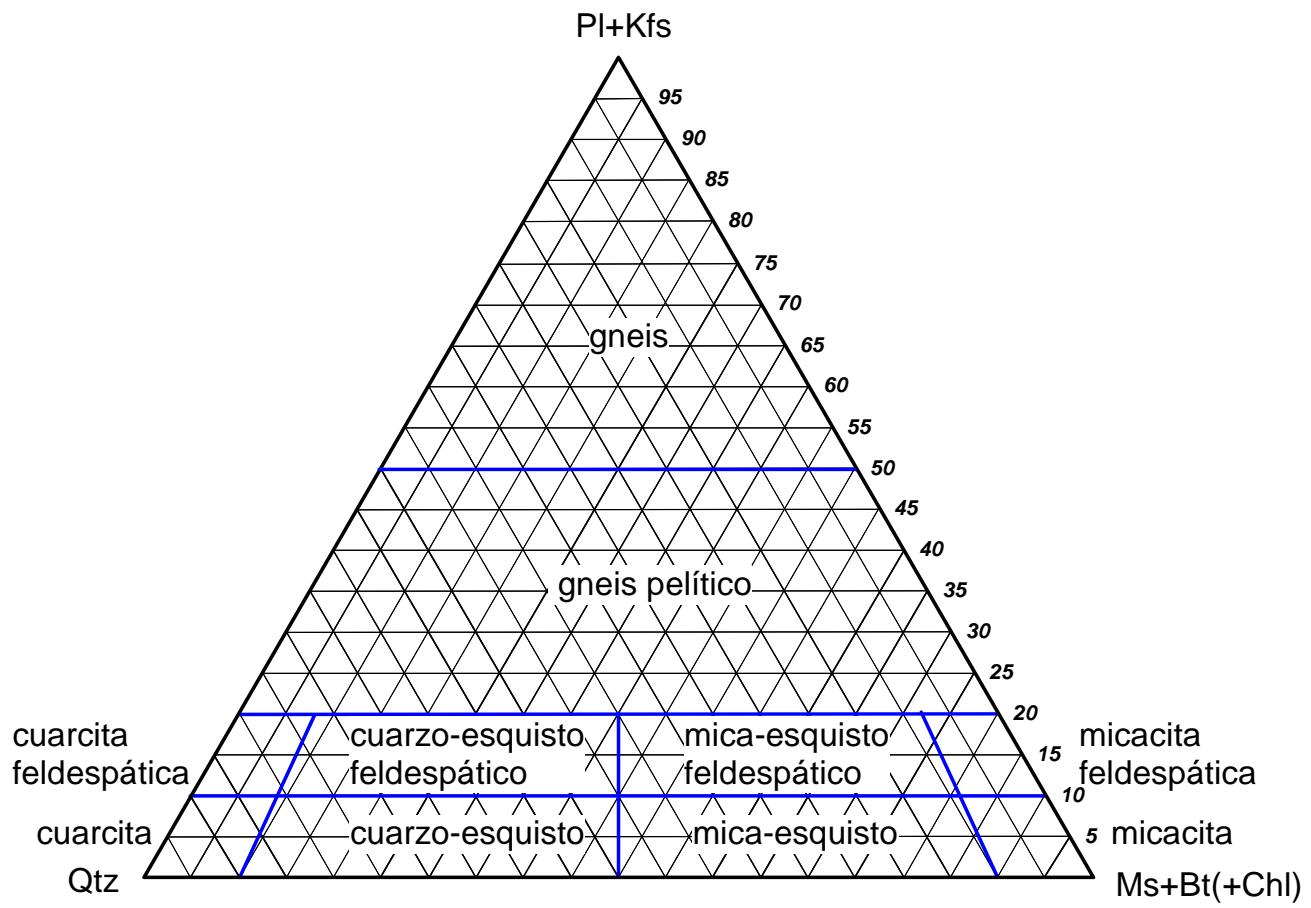
Diferenciación metamórfica

Redistribución de especies minerales por procesos mecánicas o por segregación de componentes químicos durante el metamorfismo para formar una estructura heterogénea dentro de un cuerpo rocoso.

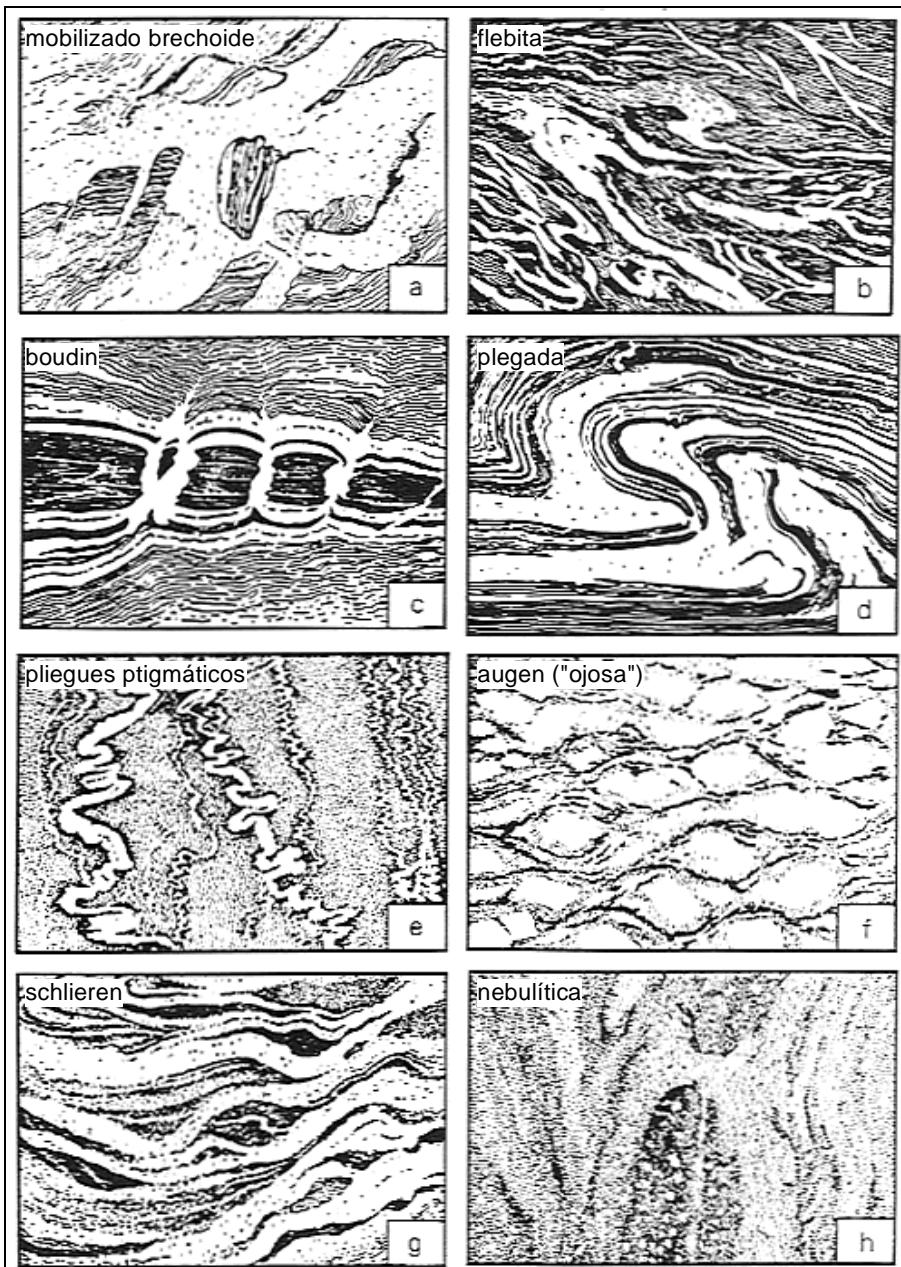
Plegamiento ptigmático

a) *Forma de venas plegadas en migmatitas caracterizada por fenómenos de flujo complejos y por la ausencia de planos de cizalla.*

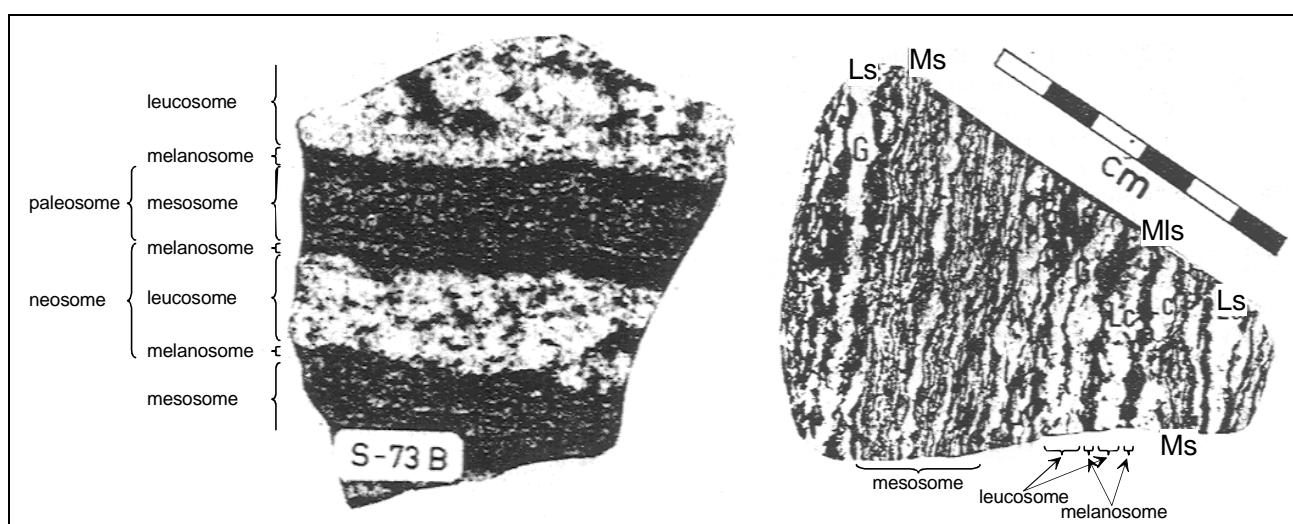
b) *Forma de venas plegadas en migmatitas causada por los procesos que forman las migmatitas y su carácter compuesto.*



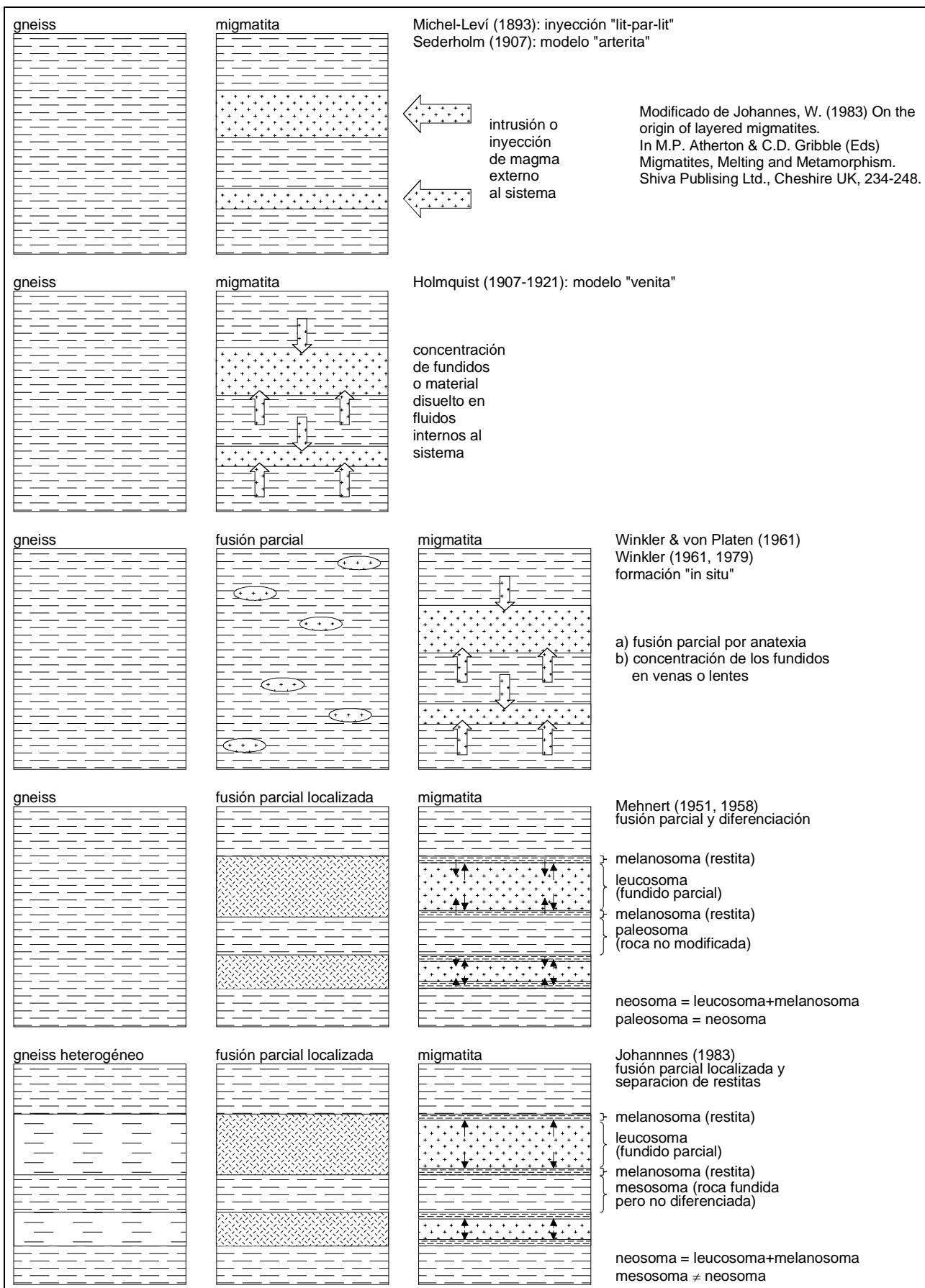
Clasificación de rocas metamórficas pelíticas y cuarzo-feldespáticas (tomado de Castro, 1989).



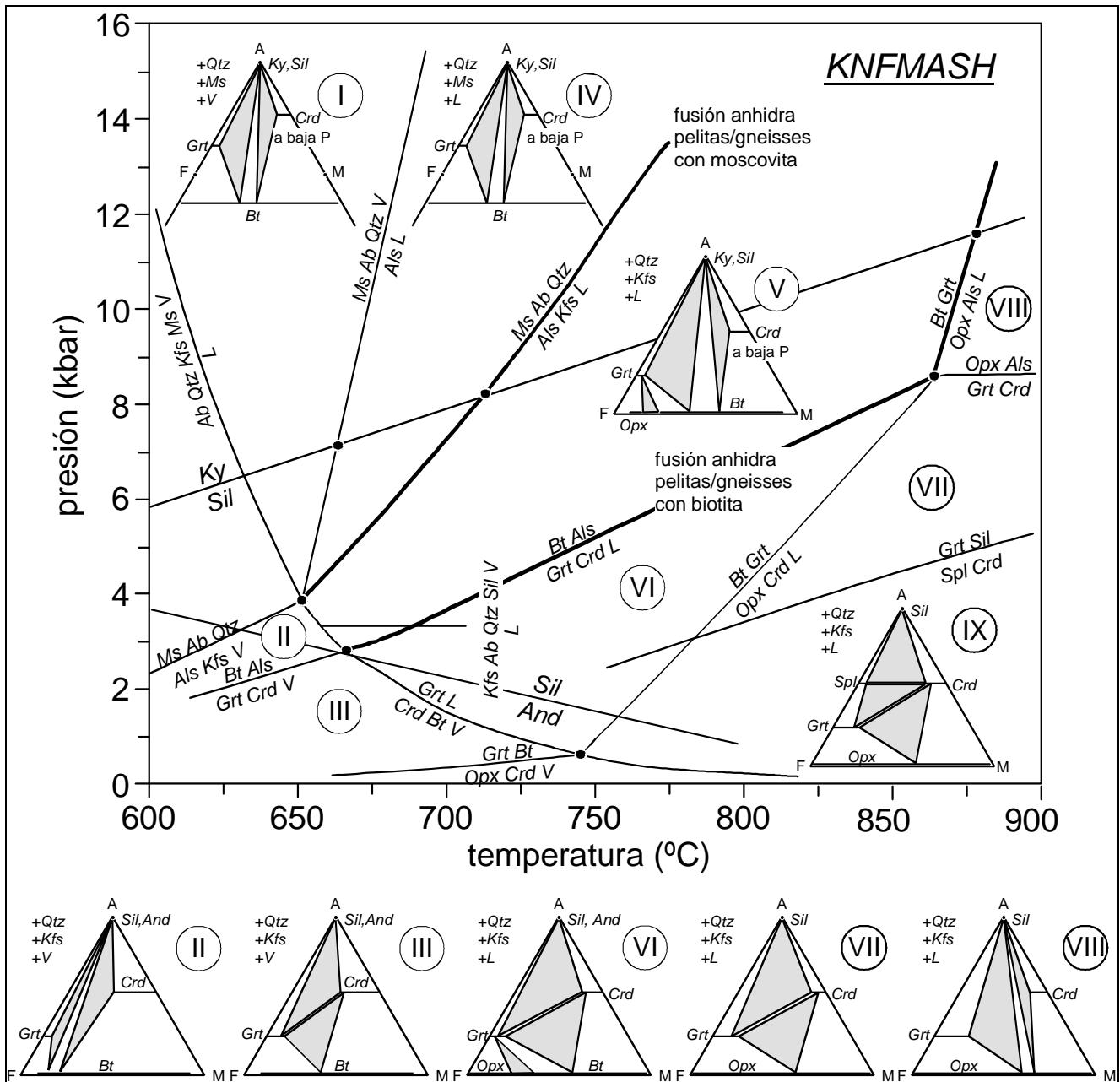
Estructuras de migmatitas (Mehnert, 1968).



Definiciones de términos en migmatitas bandeadas o estromáticas (Johannes, 1983; Brown, 1983).



Origen de migmatitas según distintos autores (modificado de Johannes, 1983)



Rejilla petrogenética para la fusión parcial en metapelitas y gneisses (levemente modificada de Spear et al., 1999).

9. Estudio petrográfico

Laminas delgadas para estudiar

Sigla	Roca	# de láminas	Localidad en Fig.5
-------	------	--------------	--------------------

Rocas metamórficas

GRE-GC-1	Filita esquisto-grauváquico	(2)	1
GREB-615	Corneana	(2)	1
GREB-376	Ortogneiss de Almohalla	(2)	2
GRE-GC-8	Esquisto Arenas	(2)	~6

Rocas migmatíticas

GRE-GC-14	Migmatita de la Peña Negra	(2)	3 y 4
GRE-GC-4	Migmatita del Prado de las Pozas	(2)	5

Rocas ígneas

GREB-704	Granodiorita (facies Hoyos)	(2)	5
GREB-104	Granodiorita (facies Alberche)	(2)	8
GREB-908	Gabro cortlandítico	(2)	~1
GREB-902	Tonalita	(2)	~1
PB-103	Granito Pedro Bernardo (facies A)	(2)	10
GREB-512	Aplita Pedro Bernardo	(1)	10
GREW-12a	Lamprófido camptonita	(2)	6

Tamaño de grano

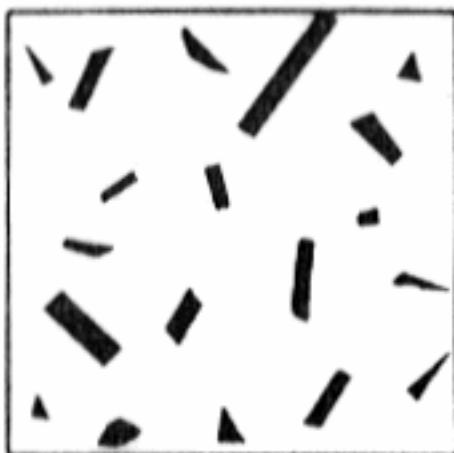
Grueso >5mm

Medio 1-5 mm

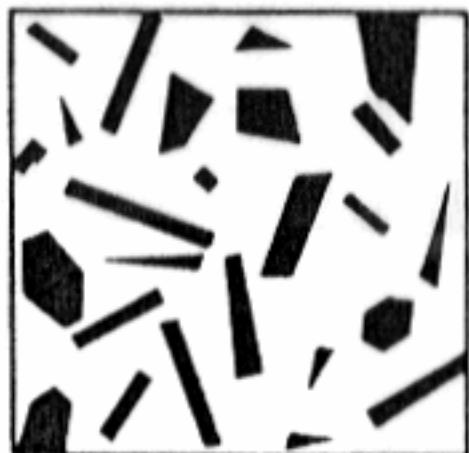
Fino <1mm

Proporción de los minerales

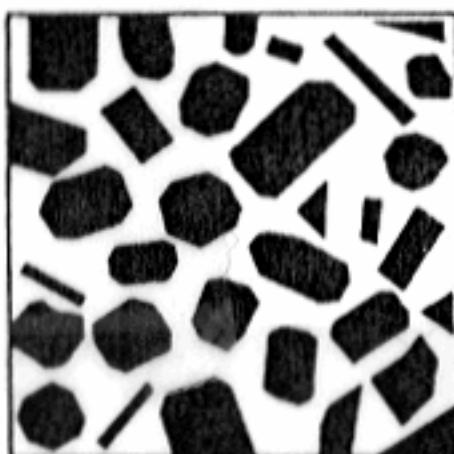
10 percent



25 percent



50 percent



75 percent



10. Referencias

- Aller, J., 1996. 2.5D modelling and structural implications of magnetic anomalies associated with the boundary between the Central-Iberian and Ossa-Morena zones in the Hormachos sector (Hercynian belt, southwest Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 9: 197-204.
- Azor, A., González Lodeiro, F. & Simancas, F., 1994. Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13: 45-61.
- Bea, F., 1985. Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del Batolito de Ávila (Sector de Gredos). Aproximación mediante el concepto de superficies. *Rev. Real. Acad. Cien. Fis. Exac. Nat. de Madrid*, 79: 549-572.
- Bea, F. & Corretgé, L.G., 1986. Petrography, geochemistry, and differentiation models of lamprophyres from Sierra de Gredos, central Spain. *Hercynica*, II(1): 1-15.
- Bea, F. & Pereira, M.D., 1990. Estudio petrológico del Complejo Anatéctico de la Peña Negra, Batolito de Ávila. *Rev. Soc. Geol. España*, 3 : 87-104.
- Bea, F., Ibarra, I. & Pereira, M.D., 1990. Migmatización metatexítica y fenómenos anatécticos en la Formación Almohalla, Complejo Anatéctico de la Peña Negra. *Bol. Geol. Min.*, 101-2: 187-209.
- Bea, F., Pereira, M.D., Corretgé, L.G. & Fershtater, G.B., 1994. Differentiation of strongly peraluminous, perphoshorous granites. The Pedrobernardo pluton, central Spain. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 2609-2628.
- Bea, F., Montero, P. & Molina, J.F., 1999. Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Ávila batholith: A model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *J Geol.*, 107(4): 399-419.

Brown, M. (1983) The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'ile de Thuys, Southern Brittany, France. En M.P. Atherton & C.D. Gribble (Eds) *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva Publishing Ltd., Cheshire UK, 174-200.

Castro, A. (1989) *Petrografía Básica. Texturas, Clasificación y Nomenclatura de Rocas*. Paraninfo, Madrid, 143 p.

Castro, A., Corretgé, L.G., El-Biad, M., El-Hmidi, H., Fernández, C., y Patiño Douce, A.E. (2000) Experimental constraints on Hercynian anatexis in the Iberian Massifi, Spain. *Journal of Petrology*, 41, 1471-1488.

Expósito Ramos, I., Simancas, F., González Lodeiro, F., Azor, A. & Martínez Poyatos, D., 1998. The footwall structure of the Ossa-Morena/Central-Iberian suture. En: *Palaeozoic Orogenesis and Crustal Evolution os the european Lithosphere*, Praha, Czeckia.

Ferreira, N. et al., 1987. Granitoides de la zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. En *Geología de los Granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, (eds.: F. Bea et al.) Rueda: 37-52.

Fúster, J.M. & Villaseca, C., 1987. El complejo plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema central Español. En: *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*. (eds. F. Bea et al.), Rueda: 27-36.

Johannes, W. (1983) On the origin of layered migmatites. En M.P. Atherton & C.D. Gribble (Eds) *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva Publishing Ltd., Cheshire UK, 234-248.

Julivert, M. y Martínez, F.J. (1983) Estructura de conjunto y visión global de la cordillera hercínica. En *Geología de España*, vol. 1. Libro Juvilar J.M. Ríos. IGME, Madrid, 612-630.

Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. & Nabais-Conde, L.E., 1972. *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1: 1.000.000*. Memoria explicativa, I.G.M.E: 113 P.

López-Plaza. M. y Martínez Catalán, L.C. (1987) Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del Macizo Hespérico. En: F. Bea A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López-Plaza, & M.D. Rodríguez Alonso (Eds.) *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. Editorial Rueda, Madrid, 195-209.

Mehnert, K.R. (1968) *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 393 p.

Pereira, M.D., 1992. El Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Bololito de Ávila): Un estudio de la anatexia cortical en condiciones de baja presión. *Tesis Univ. Salamanca*.

Pereira, M.D. & Bea, F., 1994. Cordierite-producing reactions at the Peña Negra complex, Ávila batholith, central Spain: The key role of cordierite in low-pressure anatexis. *Canadian Mineralogist*, 32: 763-780.

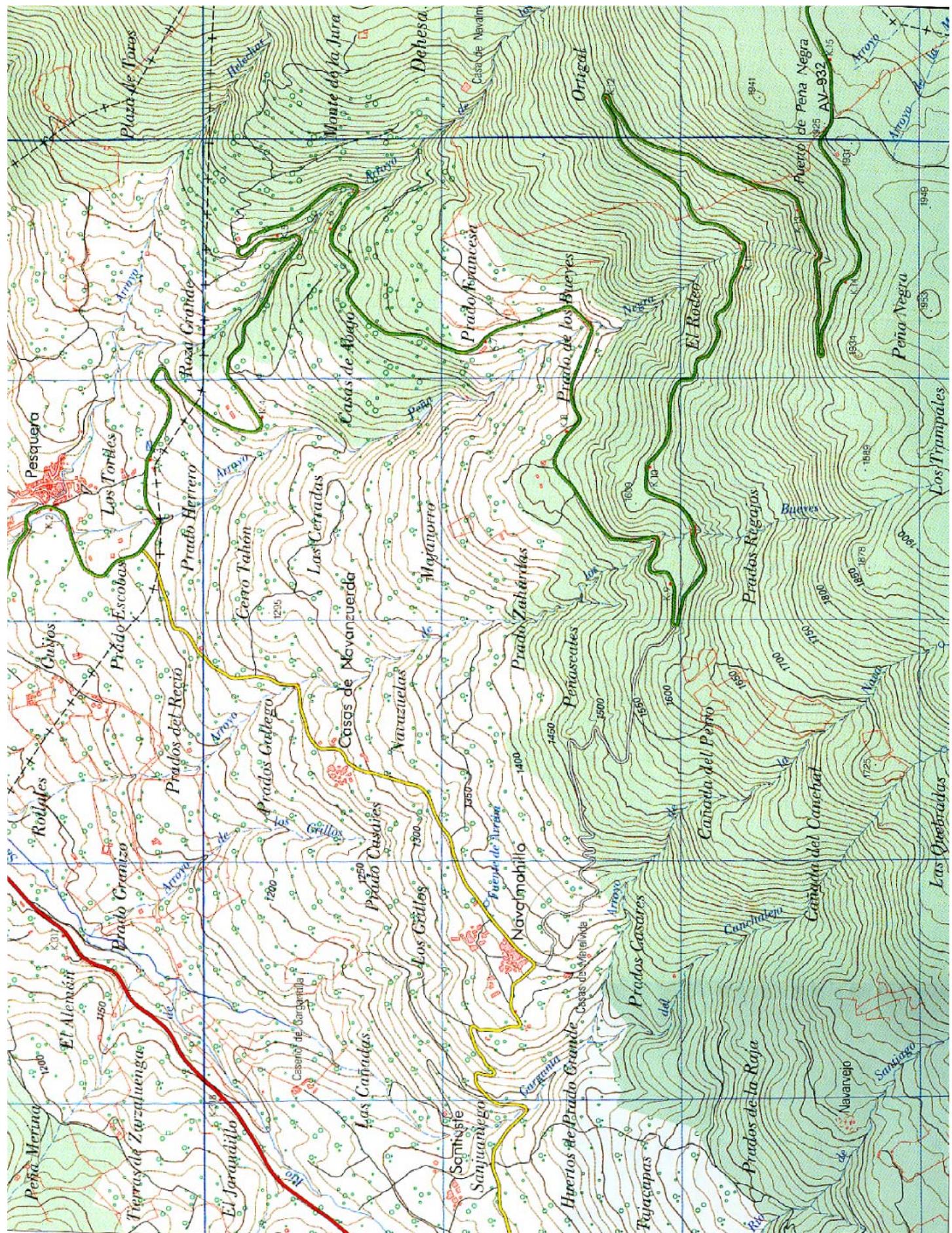
Pitcher, W.S. (1979) Comments on the geological environments of granites. En: M.P. Atherton & J. Tarney (Eds.) *Origin of Granite Batholiths. Geochemical Evidence*. Shiva Publishing Ltd. Kent UK, 1-8.

Serrano Pinto, M., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, L.G. & Portugal Ferreira, M., 1987. Síntese geocronológica dos Granitoides do Maciço Hespérico. En *Geología de los Granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, (eds.: F. Bea et al.) Rueda: 69-86.

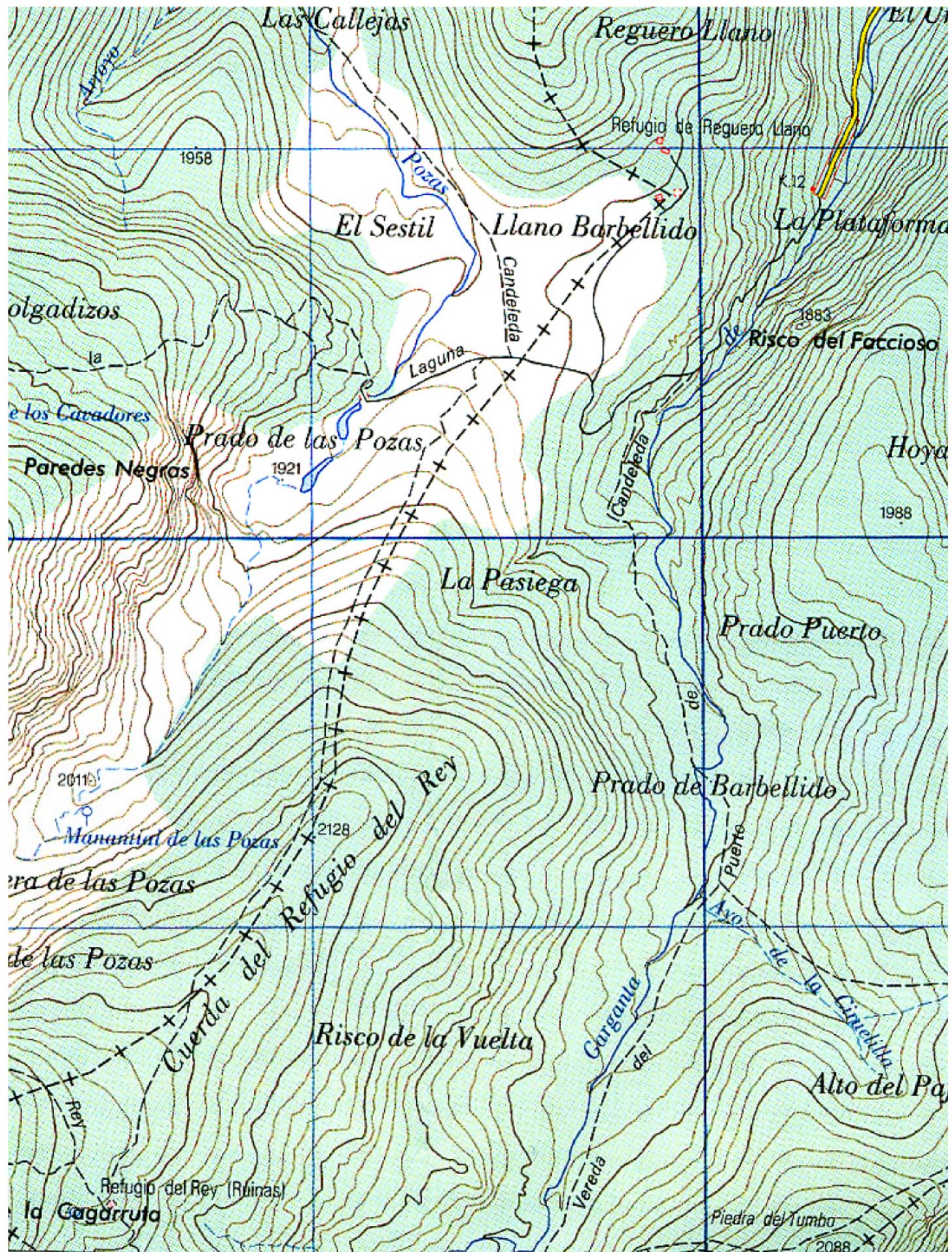
Spear, F.S., Kohn, M.J. & Cheney, J.T., 1999. P-T paths from anatetic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 17-32.

11. Cartografía de áreas de trabajo

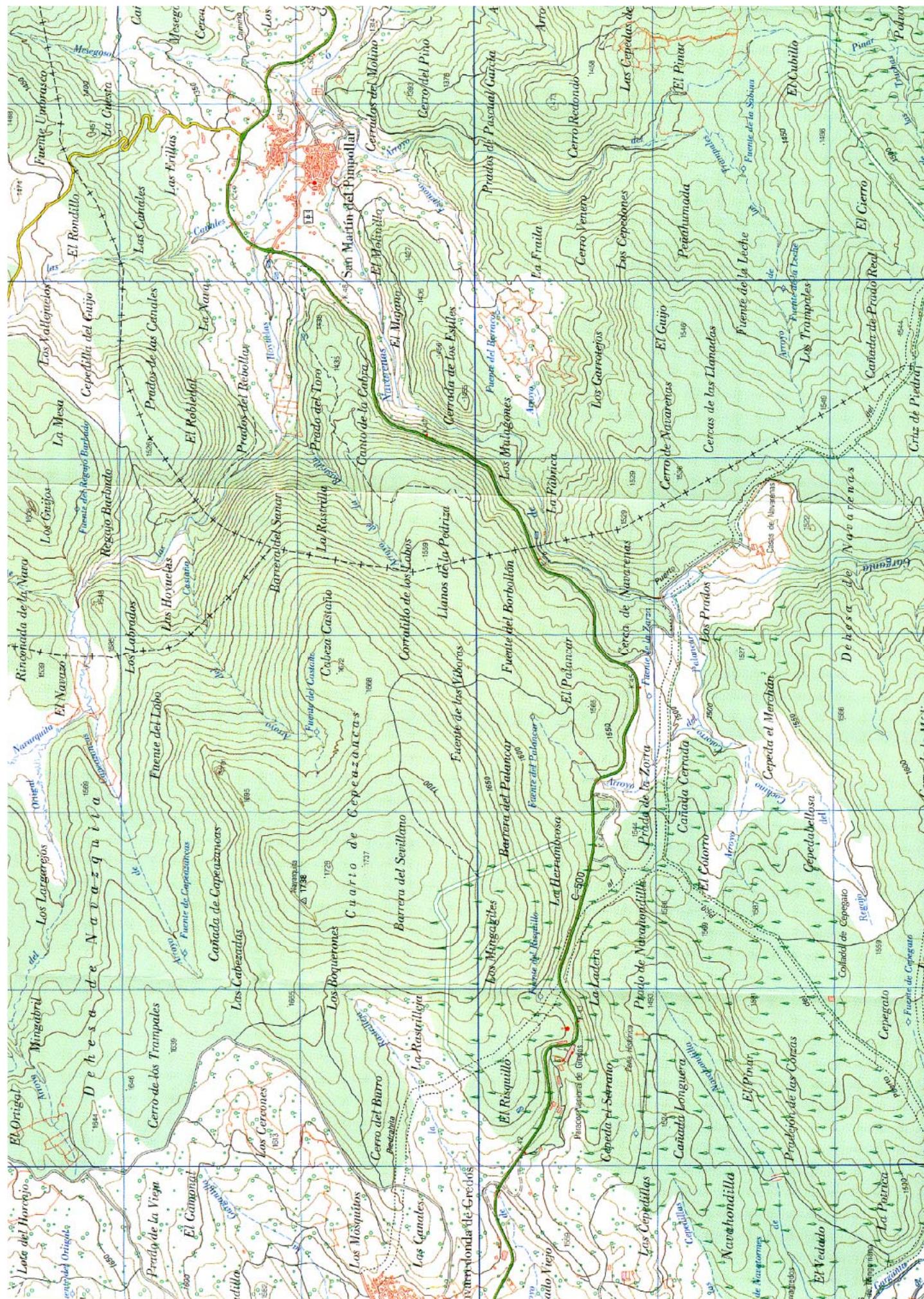
Área de trabajo Peña Negra



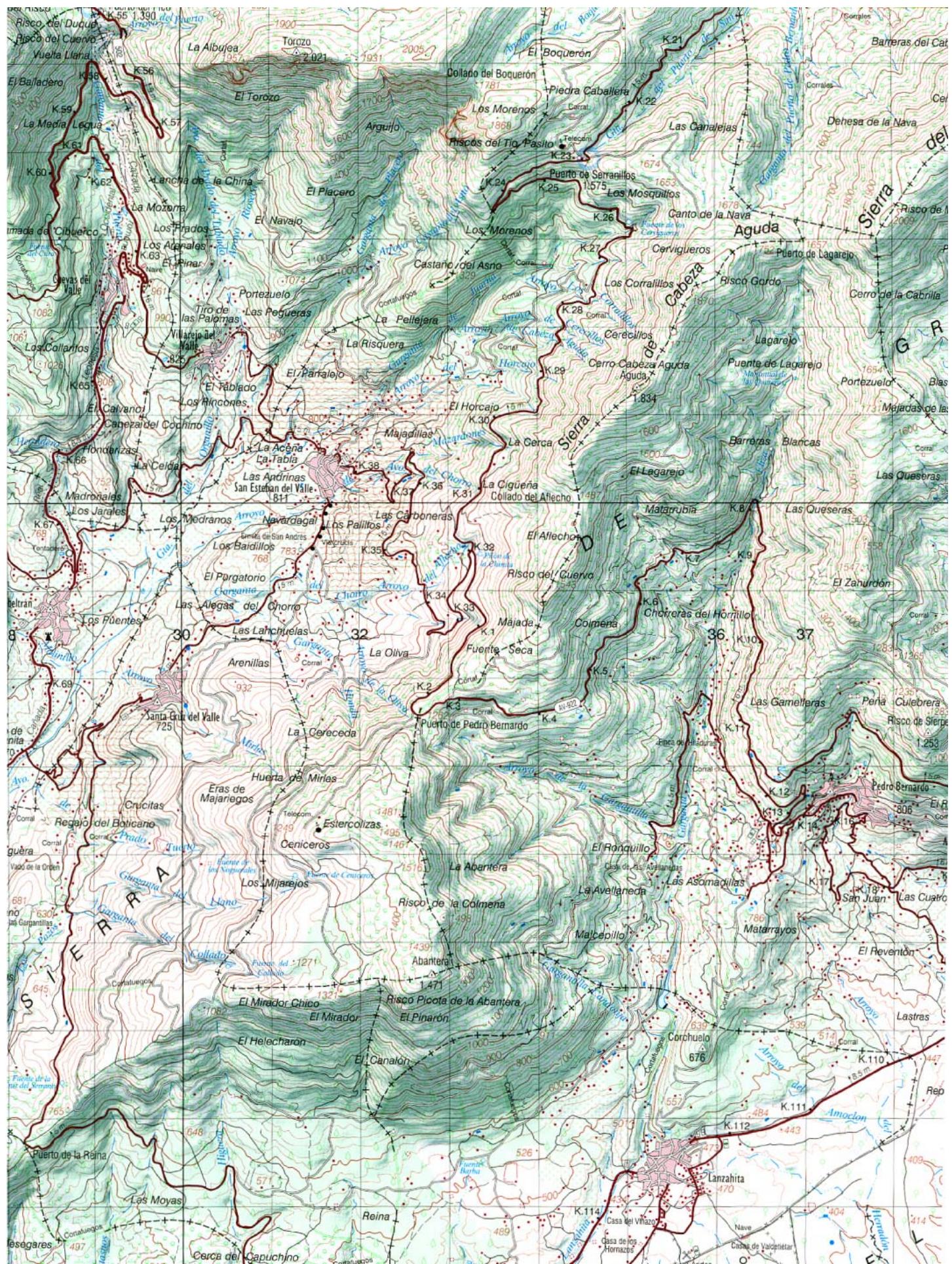
Área de trabajo Prado de las Pozas-Refugio del Rey



Área de trabajo Navarredonda de Gredos-San Martín



Área de trabajo Pedro Bernardo (general)



Área de trabajo Pedro Bernardo (detalle)

