

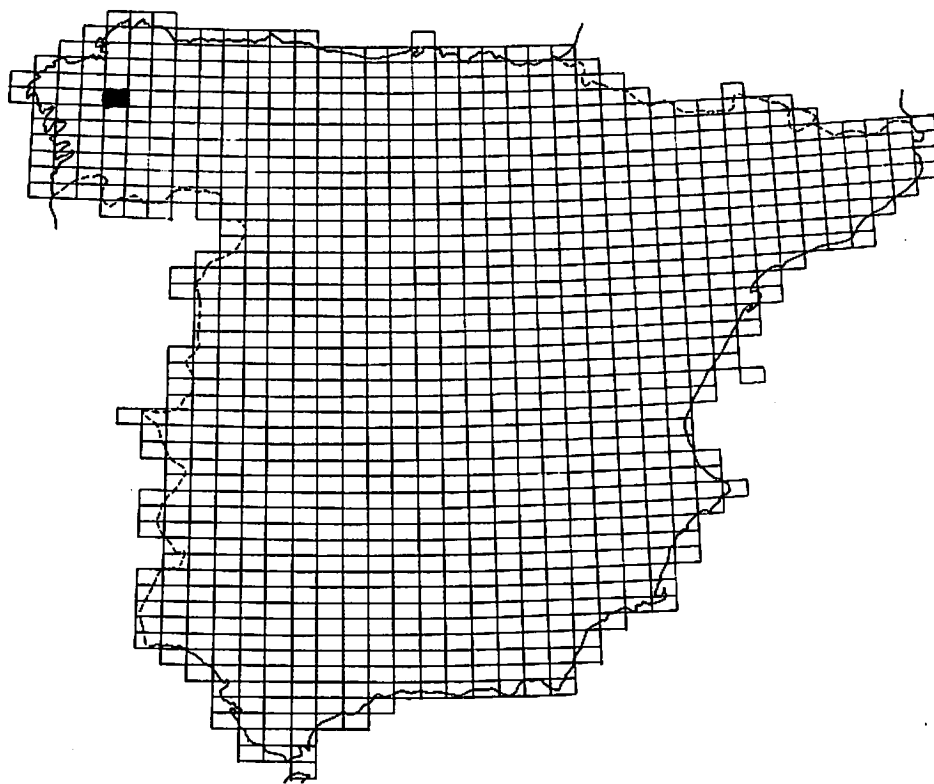
GEOTHEIC S.A.
INGENIEROS CONSULTORES

-20096

MAPA GEOLOGICO NACIONAL

Escala 1:50.000

MAGNA



DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA
HOJA 06-07 ARZUA · INFORME DE
PETROLOGIA

-20096

DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA

ANEJO DE PETROLOGIA

HOJA 96 (06-07)

ARZUA

INDICE

1.- ROCAS METAMORFICAS

1.1. Dominio del "Ollo de Sapo"

1.1.1. "Ollo de Sapo" de grano grueso (PC)

1.1.2. "Ollo de Sapo" de grano fino (PCW)

1.1.3. Esquistos ordovícicos (0_1^1)

1.2. Dominio de la "Serie de Ordenes"

1.2.1. Rocas del "Complejo de Mellid"

1.2.1.1 Rocas ultrabásicas serpentinizadas (MG_0)

1.2.1.2. Anfibolitas

1.2.1.2.1. Anfibolitas granatíferas y pyrigarnitas ()

1.2.1.2.2 Anfibolitas "en copos" o "flocons" (A)

1.2.1.3 Metasedimentos del "Complejo de Mellid"

1.2.1.3.1 Esquistos en facies pizarras verdes (PC- 2)

1.2.1.3.2. Gneises con distena (PC- 1)

1.2.2 Unidad de la "Serie de Ordenes" (PC-S)

1.2.3. Ortogneis de Sobrado ($b_n^1; b_x^1$)

2.- ROCAS IGNEAS

2.1 Macizo granítico de Chantada-Taboada

2.1.1. Granito calcoalcalino biotítico (b_I^2)

2.1.2. Granito de dos micas (d_2^2)

2.2 Macizo de Apregación

2.2.1. Lencogranodiorita (b_{mb}^2)

2.3. Gabros o Doloritas (a^3)

APENDICE DE PETROLOGIA

Dentro de este capítulo, se hace una división entre rocas metamórficas, y rocas ígneas, incluyendo dentro del primer grupo todo tipo de rocas, tanto sedimentarias como ígneas que hayan sufrido al menos una fase de deformación acompañada de metamorfismo.

En el segundo se incluyen las restantes rocas ígneas que componen la zona estudiada, y donde el macizo granítico de Chantada-Taboada es su máximo representante.

1.- ROCAS METAMORFICAS

De igual forma que en el capítulo de estratigrafía, se estudian primero los materiales pertenecientes al dominio del "Ollo de Sapo" y después la que componen el dominio de la "Serie de Ordenes".

1.1. Dominio del "Ollo de Sapo"

1.1.1. "Ollo de Sapo" de grano grueso (PC 1)

Se trata de una roca grisácea, compacta, de factura irregular con grandes porfidoblastos de feldespatos.

La textura es lepidoblástica, glandular, y su composición mineral presenta como elementos principales cuarzo, plagioclasa, microclina, moscovita y biotita. Entre los minerales accesorios se encuentran apatito, circón y esfena; como secundario clorita y epidota.

Las glándulas de plagioclasa y microclina presentan a veces texturas partíticas, y por lo general aparecen como poiquiloblóstos con sericitización incipiente a favor de los planos de crucero.

Los cuarzos azulados, a veces de hasta 1 cm de diámetro, son en realidad cantos heredados que a veces conservan texturas típicas de rocas volcánicas (bordes corroidos, granos entallados etc). Asimismo se observan texturas debidas a esfuerzos tectónicos como aplastamiento, extinción ondulante y "strain lamellae".

Los cristales de feldespato potásico generalmente presentan un crecimiento tardío que les permite englobar otros minerales pre-existentes. Los de plagioclasa presentan gran cantidad de inclusiones poiquilíticas de mica y circón que se distribuyen según los planos de aplastamiento. Tanto unos como otros muestran claras señales de los esfuerzos a que estuvo sometida la roca, siendo las más ostensibles la textura glandular y la distorsión de los planos de macla.

1.1.2.- ‘‘Ollo de Sapo’’ de grano fino (PCW)

Se trata a simple vista de una roca parecida a la anterior, pero donde faltan los megacristales de feldespato. Su composición mineral cuenta, como minerales principales, cuarzo, microclina, plagioclasa, moscovita y biotita. Minerales accesorios apatito, circón y opacos; minerales secundarios sericita y clórita.

1.1.3.- Esquistos Ordovícicos (O_{12}^1)

Se trata de esquistos micáceos, con algunos tramos gneísicos hacia la base donde aparecen todavía algunos cristales azulados, y plagioclasas, al mismo tiempo que se intercala esporádicos niveles de cuarcita feldespática de potencia centimétrica.

La variedad petrológica más común son los esquistos moscovíticos que presentan textura lepidoblástica y cuyos componentes minerales son cuarzo, moscovita, como elementos principales y apatito, epidota, circón y opacos, como accesorios.

En algunas muestras han aparecido grandes cantidades de turmalina, procedente de la actividad magmática asociada a la intrusión de los granitos alcalinos.

Los gneises de la base presentan una composición mineral parecida a la del ‘‘Ollo de Sapo’’.

Desde el punto de vista de la petrología estructural, es importante la muestra PD-1149, cogida en una charnela de fase III donde pueden verse la primera y segunda fase.

1.2.- Dominio de la "Serie de Ordenes"

Dentro de este dominio que agrupa la casi totalidad de las rocas que aparecen en el presente estudio, se hace una primera división en tres grandes grupos de rocas: Rocas del complejo máfico de Mellid, Esquistos de Ordenes, Ortogneises de sobrado.

1.2.1.- Rocas del "Complejo de Mellid"

Dentro del primer grupo, que es sin duda el que presenta mayor variedad petrológica, aparecen los siguientes tipos de rocas de base a techo.

1.2.1.1.- Rocas ultrabásicas serpentinizadas Moo ()

Se agrupan aquí rocas formadas inicialmente por olivino, piroxenos y en menor cantidad anfíboles, aunque actualmente aparecen en su mayor parte serpentinizados. De todas las muestrss estudiadas, sólo en contadas ocasiones se presentan con suficiente claridad los minerales primarios para hacer una clasificación petrográfica exacta. A veces la proporción del olivino en la masa rocosa es tal que podría ser clasificada como dunitas o rocas afinas. En otros casos los constituyentes principales son olivino y piroxeno (hiperstena o piroxenos monoclinicos) en porcentajes más o menos similares, lo que permitiría clasificarla las rocas respectivamente como una HARZBURGITA (AH 2020) o una WEHRLITA (AI-621).

Estas rocas han sufrido un claro proceso de serpentización, en el cual se originan una serie de minerales secundarios que enmascaran en parte, la composición inicial de la roca. No obstante es frecuente ver restos de olivinos y piroxenos, que nos ratifican en clasificar las rocas originales como WERLITAS Y HARZBURGITAS.

La serpentización consiste en la destrucción de la malla cristalina de los minerales ferromagnesianos primitivos, originando un mineral amorfo llamado serpofita, la cristalización a partir de este último, produce minerales hidratados, silico-magnesianos, y a su vez magnetita.

Del estudio microscópico de varias muestras del complejo ultramáfico obtenemos el siguiente esquema de evolución para el proceso de serpentización.

- 1° Destrucción de la malla de los cristales de olivino y piroxeno, con la consiguiente formación de serpofita.
- 2° A partir de la serpofita cristalizan una serie de minerales secundarios en el siguiente orden: antigorita, crisotilo, clorita, anfíbol, talco y carbonatos.

En la serpentina (antigonita) las laminillas y hojuelas están orientadas irregularmente, pero pueden observarse en algunos casos formas pseudomórficas de los minerales máficos originales, o se ordenan de forma que puede diagnosticarse esta condición. Puede verse al microscopio como mucha serpentina (antigorita) procede de los olivinos, (Muestras PD-1181 y PD-1129).

También es importante señalar la existencia de bastita que marca la presencia de piroxeno como mineral constituyente inicial en la masa rocosa (PD-1014 y PD-1133). Esta alteración se produce de manera irregular y conserva una orientación única en el mismo individuo; es decir que a un cristal de piroxeno le corresponde un cristal único de bastita.

El crucero de este mineral P (001) se confunde con el crucero fino $g = (010)$ o $h^1 (100)$ del piroxeno.

La serpentina procedente del clinopiroxeno y de los anfíboles, tiene una estructura en enrejado, cuyos cruceros característicos están reflejados por la propia orientación de las fibras o laminillas de serpentina o en ocasiones por la mena de hierro (opacos) pulverulenta.

Hemos de indicar la existencia de dos tipos de anfíboles dentro de estas rocas, uno de ellos primario tipo pargasítico que aparece en las peridotitas asociadas a las pyrigarnitas, el cual se presenta claramente sustituido por la serpentina, por lo tanto es anterior a este proceso. El segundo tipo de anfíbol está orientado en forma de láminas tabulares totalmente incoloro, correspondiendo a un anfíbol magnesiano de la serie de la tremolita, formándose posteriormente o durante la serpentización.

El olivino se presenta en cristales fracturados, desarrollándose la serpentización a partir de las fisuras, y de los bordes de los cristales. Presenta un ángulo $2V$ 86° - 88° . La espinela verdosa se transforma en minerales opacos y es posible que sea ligeramente crómica.

Asociados a zonas de fractura, y más concretamente en la base de los frentes de cabalgamientos aparecen, talcosquistos y esquistos magnesianos - anfibólicos que no tienen representación cartográfica.

El proceso de serpentización unido a la aparición de clorita, anfíbol, talco y carbonatos, es más acusado en las muestras asociadas a las metabasitas en facies anfibolitas o en facies de esquistos verdes, y mucho menor (no apareciendo, clorita, talco, anfíboles ni carbonatos) en las peridotitas asociadas a las pyrigarnitas.

También hay que destacar la presencia de espineta en las últimas peridotitas, mientras que son ausentes en aquellas asociadas a rocas en facies anfibolita o esquistos verdes.

No vemos ninguna relación mineralógica tajante para asignar diferente edad geológica (como lo hizo HUBREGTSE, J.J. 1973), entre las distintas peridotitas anteriormente definidas. Creemos que es un proceso de diferenciación asociado a las distintas etapas de metamorfismo, y a las dislocaciones producidas durante la última etapa de cabalgamiento hercínico.

Un hecho bastante indicativo es que el proceso de serpentización progresa paralelamente al retrometamorfismo observado en las metabasitas. Así las muestras cogidas en zonas próximas a las pyrigarnitas, presentan poca serpentización y presentan espinela verdosa. Por el contrario, en las muestras asociadas a metabasitas en facies anfibolita y esquistos verdes, se observa una serpentización acusada, apareciendo gran cantidad de minerales secundarios y llegando, en algunos casos, a desaparecer totalmente los minerales originales.

Esto nos lleva a la idea de que el proceso de serpentización está intimamente ligado al retrometamorfismo acaecido posiblemente durante los cabalgamientos hercínicos. En esta hipótesis se pone en juego calor suficiente para que se desarrollen las reacciones típicas de la serpentización, pero es difícil obtener el agua necesaria de unas rocas que han sufrido anteriormente dos etapas de metamorfismo, y durante las cuales se ha alcanzado al menos la facies anfibolita. Nos inclinamos a pensar que este agua debió ser de origen subálveo y que profundizó y se expandió posiblemente a través de zonas de fractura.

También podría pensarse, en principio, que el proceso de serpentización estuviera originado por un fenómeno de tipo hidrotermal asociado a la intrusión de los granitos alcalinos del macizo de Hantada-Taboada; no obstante, los datos de campo contradicen esta hipótesis, al no observarse ningún tipo de relación cartográfica entre los granitos y la serpentización.

1.2.1.2.- Anfibolitas

Desde el punto de vista petrológico podemos hacer la siguiente división dentro de este grupo de rocas.

1.2.1.2.1.- Anfibolitas granatíferas y Pyrigarnitas ()

Incluimos dentro de este grupo una serie de rocas anfibólicas, cuya principal característica en el campo es la presencia de granates, al microscópio es importante señalar a veces la presencia

de granates, al microscópio es importante señalar a veces la presencia de clinopiroxenos. (Pyrigarnitas de la nomenclatura de VAN ZUREN Y HUBREGTSE).

Dentro de este grupo de rocas encontramos pues unas anfibolitas con clinopiroxenos, que petrologicamente presentan las siguientes características.

Presencia de un piroxeno monoclinico, de color verdoso, con clara extinción oblicua, un ángulo axial $2V_{\gamma} = 60$ a 62° y un ZAC de 43° . Corresponde a un clinopiroxeno de la serie del ciópsido con un 60 a 70% de moléculas de hedembergita. Coestable con el piroxeno aparece un anfíbol monoclinico (horblenda) de pleocroismo marrón-verdoso, con ángulo axial máximo $2V = 75$ a 80° y un ZAC 16 a 18° .

Las plagioclasas, que a veces aparecen como minerales accesorios, presentan ligera zonación, y su contenido en anortita varía entre el 27 y 32 por ciento por lo cual queda en el limite entre la oligoclasa y la andesina. En Muchas muestras se ha observado un proceso de sausuritización de las plagioclasas.

El granate es de color rosado, ligeramente poiquiloblástico, y contiene inclusiones de clinopiroxeno, cuarzo, biotita y anfíbol.

Como minerales accesorios aparecen, clinozoisita, escapolita, circón y esfena. La epidota y clorita aparecen como minerales secundarios más importantes.

Las rocas que presentan esta composición las hemos clasificado como pyrigarnitas según la definición y clasificación de las granulitas de Mehrest que considera que se ha alcanzado la facies granulita cuando se llega a un 40 por ciento o más de ferromagnesianos.

Consideramos pues que estas rocas han alcanzado durante la primera fase de metamorfismo (M1) la facies granulita, subfacies horblenda - clinopiroxeno - granate.

Especialmente estas rocas se localizan entre los ríos Furelos y Catasol y la carretera local Mellid a Toques.

Las anfibolitas granatíferas sin piroxenos derivan de las rocas anteriormente descritas, y por un proceso de retrometamorfismo, asociado a la segunda fase de deformación (F_2) se obtienen unas rocas anfibólicas en facies de las anfibolitas con almandino.

En algunas muestras se observa el paso de anfíbol de pleocroismo marrón, originado durante el primer metamorfismo, a una hornblenda de color verdoso que indica un descenso del grado de metamorfismo (Muestra AI-206). También es frecuente ver en lámina delgada dos generaciones de hornblenda. La primera presenta cristales hipidiomorfos orientados según la foliación, y la más joven se presenta en forma de porfiroblastos que cortan a la foliación. Las rocas de este tipo son mucho más abundantes que las pyrigarnitas y presentan un bandeado neto, texturas blastomilonítica y nematoblástica con claras recristalizaciones.

Mineralógicamente se caracterizan por una disminución acusada del clinopiroxeno con respecto a las pyrigarnitas, (en muchas muestras este mineral ha desaparecido) y por la aparición de una hornblenda de color verdoso.

Los minerales principales son plagioclasa (anortita > 15 por ciento), anfíbol monoclinico (hornblenda) granate y cuarzo.

Los minerales accesorios más frecuentes son esfena apatito y circón. Hay que destacar la presencia de epidota como mineral secundario, que a veces llega a ser un componente principal de la masa rocosa.

1.2.1.2.2.- Anfibolitas "en copos" o "flocons" (ξA)

Se define así a las rocas metabásicas, donde los anfíboles aparecen como cristales tabulares con distribución a modo de capas, en una mesotaxis de plagioclasa, epidota y a veces de clori-

ta. Localmente y relacionado con fenómenos de tipo tectónico encontramos rocas con grandes cristales de anfíboles.

Al microscopio presenta a veces textura nematoblástica y otras granuda alotriomorfa. Los componentes principales de la roca son anfíbol monoclinico, plagioclasa, epidota en su mayor parta secundaria; y cuarzo, que aparece a veces como constituyente esencial y otras veces como accesorio.

Los minerales accesorios más frecuentes son esfena, apatito, epidota, circón y clorita, esta última de origen secundario.

El anfíbol es a veces hornblenda, y en este caso la roca podemos decir que se encuentra en la facies anfibolita. Otras veces aparece un anfíbol decolorado, sin pleocroismo con un ángulo entre ejes ópticos $2V \approx 80^\circ$ y un ángulo entre ejes cristalográficos $C \wedge \gamma = 17-21^\circ$. Este anfíbol pertenece a la serie tremolita-actinolita, y procede de la hornblenda por un claro proceso de retrometamorfismo. Cuando aparece este anfíbol, puede que la roca haya pasado a la facies esquistos verdes.

La plagioclasa se encuentra a veces sausuritizada y muchas veces la hemos visto en el microscopio pasar a epidota. Su contenido en anortita es siempre superior al 15 por ciento.

La clorita es claramente secundaria y en la muestra PD-1216 se ven cloritas seudomórficas de anfíbol.

En definitiva se trata de rocas metabásicas que después de haber sufrido varias etapas de metamorfismo, en las cuales se alcanzó como mínimo facies anfibolita, sufren un claro proceso retrometamórfico, y quizás metasomatismo, ligado posiblemente a la última etapa de cabalgamientos.

La naturaleza inicial de estas rocas es difícil ponerla de manifiesto, debido a las distintas etapas de metamorfismo que las han afectado, tampoco hemos encontrado ningún tipo de estructura que nos diera un poco de luz sobre el problema, no obstante, pensamos que se trata de rocas tipo gabroideo.

Una vez estudiados estos dos tipos de rocas pasamos a continuación a discutir las relaciones genéticas entre ellas.

La primera hipótesis que vamos a exponer es la desarrollada por HUBREGTSE el cual piensa que el conjunto de rocas de peridotitas y anfibolitas que ocupan el borde occidental del gran afloramiento de metabasitas, y que nosotros las incluimos dentro del cabalgamiento más interno de este macizo, representan una generación de rocas distintas a las demás del "Complejo de Mellid".

En definitiva separa las anfibolitas granatíferas y pyrigarnitas de las anfibolitas tipo "flocons" y las rocas peridotíticas asociadas a ellas; estando afectadas las primera por una fase más de la deformación y metamorfismo, durante la cual se alcanza la facies granulita. En consecuencia, con esta idea se asigna a la primera generación de rocas edad Precámbrico, y a las segundas edad Paleozoico.

Esta hipótesis tropieza con el grave problema de explicar la íntima relación espacial entre peridotitas y anfibolitas de distintas generaciones, separadas por una etapa de deformación y metamorfismo.

Nosotros nos inclinamos más a pensar que ambos tipos de anfibolitas se generan simultáneamente, y que las diferencias petrológicas que presentan son debidas, en parte, a las distintas etapas de metamorfismo, cuya intensidad aumentaba a medida que nos desplazamos hacia los dominios más internos de los orógenos hercínicos y caledónicos y, en parte, a la acción de la última fase de cabalgamiento, que sacaría a superficie masas rocosas que debieron ocupar zonas más profundas, y que por tanto alcanzaron un mayor grado de metamorfismo.

Esta hipótesis estaría de acuerdo con los datos de campo, donde se observa un claro aumento de metamorfismo si recorremos el macizo ultrabásico de Este a Oeste.

Por último, y debido a la íntima relación espacial entre las anfibolitas granatíferas y pirigarnitas con el ortogneis, no des-

cartamos un posible comportamiento diferencial de estos materiales, ante la actividad térmica de la segunda y tercera etapa de metamorfismo. Estas rocas proceden del metamorfismo de rocas basálticas o gabroideas.

1.2.1.3.- Metasedimentos del "Complejo de Mellid"

Como indicamos en el capítulo de estratigrafía, podemos distinguir asociados a las metabasitas del "Complejo de Mellid" y en función de los datos petrológicos dos tipos de metasedimentos.

1.2.1.3.1. Esquistos en facies pizarras verdes. (PC- 2)

Se trata de rocas de color grisáceo, claramente foliadas de grano fino que presenta los siguientes componentes minerales:

Minerales principales.- Cuarzo, moscovita, biotita y clorita, esta última se forma a partir de la biotita, y a veces aparece como constituyente accesorio.

Minerales accesorios: Apatito, Circón, Granate y Esfena.

Al microscópico presenta textura lepidoblástica y a veces blastomilínítica.

El cuarzo aparece como granos alotriomorfos, y en ocasiones con fuerte extinción ondulatoria y fracturación: debido a las dislocaciones hercínicas tardías.

La mica dominante es la moscovita, que se presenta en bandas alternantes con otras ricas en cuarzo, también es bastante frecuente la biotita aunque en menor cantidad, y muchas veces aparece alterada a clorita, a su vez existe clorita primaria.

La roca podemos clasificarla como un esquisto micáceo, procedentes del metamorfismo regional de sedimentos pelítico arcillosos. Hay ciertos niveles que se pueden clasificar como semiesquistos y proceden del metamorfismo regional de sedimentos más arenosos.

Pertenecen a la facies de pizarras verdes con clorita y albita como minerales índices pero en ciertos puntos, concretamente hacia la mitad Sur del afloramiento, se observa la presencia de estauro-litas y granates, que nos indica un mayor grado de metamorfismo, alcanzando ya la facies de las anfibolitas.

Estos esquistos están afectados en parte por un metamorfismo de contacto debido a la intrusión de los granitos del macizo de Chantada-Taboada, caracterizándose este hecho por una orientación mineral poco marcada, y por la presencia de ciertos minerales tardíos que cortan oblicuamente a la esquistosidad.

La muestra PD-1037 es muy representativa desde este punto de vista; en ella aparece moscovita, clorita, granate y estauro-lita como minerales generados durante el metamorfismo regional, pues se pueden observar fuera de la aureola de contacto. Durante el metamorfismo de contacto aparecen la andalucita y el cloritoide como porfidoblastos con textura helicítica con numerosas inclusiones de cuarzo y minerales opacos, que cortan claramente a la esquistosidad, y aparecen fracturados por alguna de las etapas de dislocación tardías.

La andalucita muestra un ligero pleocroismo rosado, mientras que al cloritoide está maclado a lo largo del plano (001).

Tanto el cloritoide como el granate están parcialmente alterados a clorita.

1.2.1.3.2. Gneises con distena (PC- 1)

Dentro de los materiales agrupados bajo este nombre, podemos distinguir dos claras variedades petrológicas.

Esquistos micáceos granatíferos.- Son rocas que presentan textura lepidoblástica y los siguientes componentes minerales:

Componentes principales.- Cuarzo, biotita, moscovita y granate.

Componentes accesorios.- Apatito, zircón y plagioclasas.

Por alteración de la biotita aparece también clorita.

Esquistos y gneises con distena.- Estas rocas presentan una textura y composición mineral similar a las anteriormente descritas, salvo la aparición de distena, que en algunos casos aparece como constituyente principal dentro de la masa rocosa (AI-346) y la ortosa como componente accesorio.

Especialmente estos metasedimentos están relacionados con las pyrigarnitas y anfibolitas de alto grado de metamorfismo que pudiera llegar a alcanzar la facies granulita, aunque el retrometamorfismo acusado nos presenta la roca en facies anfibolita con almandino en la mayor parte de los afloramientos.

La distena se presenta en dos generaciones, una generada durante el metamorfismo de fase I (M,) y otra asociada a los cabalgamientos hercínicos.

El feldespató potásico presenta micropertitas que se observan en los porfiroblastos.

La biotita es la mica principal, pero durante el retrometamorfismo, se genera moscovita a expensas de la cianita (se observan pequeñas glándulas que corresponden a este fenómeno) llegando a veces a presentarse en mayor proporción que la biotita, la cual tiende a desaparecer.

El granate presenta también dos generaciones, asociadas a la primera y segunda fase de metamorfismo, aparecen con textura poiquiloblástica con inclusiones de cuarzo, biotita y rutilo.

La plagioclasa se presenta maclada y con un contenido en anortita que varía entre el 22 y el 30 por ciento, lo que corresponde al límite entre oligoclasa-andesina.

Debido al retrometamorfismo es bajo el contenido de anortita en las plagioclasa llegando en algunas muestras a valores comprendidos entre el 15 y el 20 por ciento.

En definitiva podemos decir que las dos variedades petrológicas definidas, obedecen a un proceso de diferenciación de tipo metamórfico.

1.2.2.- Unidad de la "Serie de Ordenes" (PC-S)

Desde el punto de vista petrológico se trata de una serie bastante monótona, de esquistos micáceos con intercalaciones métricas o decimétricas de esquistos arenosos o semiesquistos.

Las rocas presentan una esquistosidad de flujo, marcada por una alternancia de niveles micáceos y otros más cuarcíticos que se genera durante la segunda fase de deformación. Por regla general esta esquistosidad está trastocada, como consecuencia de la actuación de la última fase hercínica, puesta de manifiesto a escala del microscopio por una crenulación de los minerales micáceos.

Localmente esta fase da una esquistosidad de fractura muy desarrollada, que divide la roca en auténticos compartimentos (microlitones).

La variedad petrológica más frecuente son los esquistos micáceos, agrupando dentro de este término los esquistos de dos micas, esquistos moscovíticos y esquistos biotíticos, los cuales presentan al microscopio una textura lepidoblástica y la siguiente composición mineral:

Minerales principales: Cuarzo, moscovita, biotita y a veces plagioclasa.

La biotita se presenta a veces parcial o totalmente cloritzada.

Minerales accesorios: Circón, apatito, granate, turmalina.

Como es lógico según predomine la biotita o la moscovita el esquisto se clasifica como esquisto biotítico o esquisto moscovítico.

Estas rocas proceden de metamorfismo regional de sedimentos arcillosos.

Otro tipo de roca bastante frecuente es el clasificado como semiesquisto, y que presenta al microscopio textura lepidoblástica y los siguientes componentes minerales.

Minerales principales: Cuarzo, plagioclasa, moscovita y en menor cantidad biotita.

Minerales accesorios: Apatito, zircón y clorita, esta última de alteración de la biotita.

Estas rocas provienen del metamorfismo regional de sedimentos detríticos tipo areniscoso y en algunos casos incluso grauwáckicos.

Otra variedad, por regla general poco frecuente, son los esquistos o gneises anfíbolicos, que se presentan en pequeños lentejones concordantes con los sedimentos vecinos. Son rocas que presentan al microscopio textura nematoblástica, aunque a veces le es lepidoblástica, y los siguientes componentes minerales:

Minerales principales; Cuarzo, anfíbol monoclinico y plagioclasa, esta última sausuritizada en parte.

Minerales accesorios: Epidota, esfena y opacos.

1.2.3.-Ortoneis de Sobrado ($\frac{b}{n}$, $\frac{b}{x}$)

Como ya indicamos en el capítulo de estratigrafía es necesario distinguir dentro del ortogneis dos facies. Una facies marginal, donde la deformación máxima es por aplastamiento; y una facies central deformada por cataclasis. El proceso de diferenciación de ambas facies ya fue discutido en el capítulo de estratigrafía, y aquí nos vamos a centrar en el estudio petrológico de dichas facies. Hay que tener en cuenta que el tránsito entre ambas facies se hace de forma gradual, no obstante, nosotros estudiaremos solamente las facies bien definidas, entendiendo que la zona de tránsito reúne características de una y otra facies.

Deducido de un estudio petrológico se observa que los componentes minerales en una otra facies y las proporciones en la masa rocosa presentan ciertas diferencias.

A continuación exponemos un cuadro en el que se expresan los distintos componentes minerales de cada una de las facies del ortogneis, su calidad de componente principal o accesorio y la frecuencia con que aparece en la composición de las muestras estudiadas.

		Facies de Borde	Facies Central
Mineral		Frecuencia en %	Frecuencia en %
Minerales Principales	Cuarzo	100	100
	Plagioclasa	100	60
	Biotita	100	60
	Moscovita	40	60
	Microclino	30	70

sigue.../...

Mineral	Frecuencia en %	Frecuencia en %
Moscovita	40	30
Feldespato K	50	20
Plagioclasa	0	40
Biotita	0	40
Apatito	100	90
Circón	100	80
Epidota	60	30
Clorita	80	10
Esfena	30	0
Granate	60	20
Rutilo	10	0

Los hechos más destacables que se observan en el presente cuadro son los siguientes:

El ortogneis de facies central presenta en su composición una gran cantidad de feldespato potásico, que a veces llega a triplicar la plagioclasa; en proporción en mucho menos biotítico que la otra facies, apareciendo la moscovita en proporción superior a la biotita, y por tanto le podemos asignar una composición de tipo granítico.

El ortogneis de la facies de borde, contiene mayor proporción de plagioclasa, superando muy a menudo la del feldespato potásico, y la biotita aparece en proporciones muy superiores a la moscovita, tiene pues una composición de tipo granodiorítico.

Ambas facies creemos que derivan de un mismo cuerpo plutónico, y la diferenciación de ambas facies, tanto textural como mineralógicamente, se ha debido de producir durante la segunda fase de deformación; llegándose en las zonas marginales a alcanzar la facies de las anfíbolitas, como lo demuestran las recristalizaciones de biotita y granates (estos últimos a espensas

de biotita preexistentes). En las zonas centrales se alcanza solo la facies de esquistos verdes, habiéndose producido una recristalización incompleta, con genesis de moscovita, y raramente de biotita y de granate (esto solo se ve a veces y en zonas de tránsito a la facies de borde).

A continuación exponemos las características de los componentes minerales principales de ambas facies.

Plagioclasa.- Aparece como poiquiloblastos que presentan entrecrecimientos gráficos y texturas antipertíticas. A veces se presenta sausuritizada tal como se observa en las muestras AI-285 y AI-370 y otras veces epidotizadas (muestras AI-43). También presenta entrecrecimientos mirmetíticos con el cuarzo (Muestra AI-381).

La microclina se presenta como glándulas con estructuras peritíticas y entrecrecimientos mirmequiticos (Muestra AI-268)

La biotita aparece en forma de láminas a veces pasando a clorita como se observa en la muestra AI-348, y presenta cristales de rutilo en epitaxis, y distorsión del crucero.

El cuarzo aparece generalmente con extinción ondulante y/o estructura de mortero y a veces milonitizado.

Rocas Igneas

Quedan incluidas dentro de este capítulo todas las rocas ígneas que no hayan sufrido ninguna etapa de metamorfismo. Queda pues reducido al estudio de los granitos del macizo de Chantada-Taboada y de los gabros asociados a fracturas.

2.1.- Macizo granítico Chantada-Taboada

Representa una amplia franja granítica, que recorre la hoja del norte a sur. El afloramiento aumenta de extensión a medida que nos desplazamos hacia el Sur, pasando de una anchura de unos 3 kms, en el borde Sur. Esta franja granítica cicatriza un gran

accidente tectónico, que yuxtapone los dos grandes dominios distinguidos en el recinto estudiado: el Dominio del anticlinal del "Ollo de Sapo", y el dominio de la "Serie de Ordenes".

Morfológicamente representa zonas alomadas apareciendo los mayores relieves en la mitad norte de la Hoja.

2.1.1.- Granito calcoalcalino biotítico (b_I 2)

Constituye la mayor parte de los granitos del macizo, siendo el primero, en intruir, teniendo por terrenos encajantes los esquistos ordovícicos de E y la franja de esquistos verdes asimilada por nosotros a la "Serie de ordenes" al W. Durante su emplazamiento arrastra trozos de los esquistos encajantes que no asimiló y que se presentan con una dirección aproximada N-S. Pensamos que estos esquistos pueden ser indistintamente ordovícicos o pertenecer a la franja de esquistos verdes, asignándole una u otra naturaleza según su proximidad a una u otra roca encajante.

La facies común de este macizo es una roca de grano grueso, de color gris oscuro en la que pueden apreciarse sus grandes cristales de feldespatos potásicos (de 3 a 8 cms), gruesos cristales alotriomorfos de cuarzo y un claro predominio de la biotita sobre la moscovita, ya que esta última sólo se presenta en zonas próximas al emplazamiento de granitos posteriores.

Es estudio petrográfico en lamina delgada de esta roca proporciona los siguientes datos:

- La plagioclasa es el mineral dominante, se presenta en cristales subidiomorfos, en su mayoría zonados, con el núcleo más cálcico que la perifería, y maclados. El contenido medio en anortita de estas plagioclasas varía de una aligoclasa a una andesina.

- El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos con una marcada extinción ondulante; son abundantes los intercrecimientos miermekíticos con las plagioclasas.
- El feldespatos potásico es en gran parte alotriomorfo pero a veces se observan cristales subidiomorfos.

Normalmente suelen estar pertitizados.

- La biotita que es la mica más abundante es frecuentemente pleocroica, y presenta numerosas inclusiones de circón. A menudo se encuentra cloritizada.

Como minerales accesorios destacan moscovita, apatito, rutilo, circón y opacos. La textura es granuda porfídica.

La media de los análisis modales afectados en la roca es el siguiente:

Plagioclasa	37,80 por ciento
Cuarzo	27,10 por ciento
Feldespatos potásico	24,50 por ciento
Biotita	24,50 por ciento
Acesorios	3,20 por ciento

Los magacristales de feldespatos presentan una clara orientación N-S, esta orientación se acentúa a medida que nos acercamos al contacto con las rocas ultrábásicas, presentando en las zonas próximas al contacto una marcada cataclasis.

Las características mineralógicas, el automorfismo de los feldespatos, la zonación oscilatoria de las plagioclasas, sus contenidos en anortia y en circones relativamente alto, así como la aureola de metamorfismo de contacto, que aunque de pequeña extensión es bastante intensa (como lo demuestra la presencia de andalucita y sillimanita en los enclaves de esquistos), indican que la formación e intrusión de estas granodioritas debió realizarse a altas temperaturas.

Por otra parte, la ausencia de un cortejo filoniano importante de aplitas y pegmatitas, así como la falta de minerales neumatolíticos y/o hidrotermales, indica que el magma era relativamente pobre en componentes volátiles.

Estas rocas podemos clasificarlas siguiendo el criterio de CAPDEVILA R. como una granodiorita precoz, y la edad radiométrica establecida para rocas de características afines en Galicia Oriental son del orden de -320 m.a. (CAPDEVILA 1969; ARRIBAS A. y GEOTEHIC 1973)

2.1.2.- Granito de dos micas ($\frac{d}{2} \quad 2$)

Intruye esta roca dentro de las granodioritas del mismo macizo sin que se observe ningún punto de asimilización. El único efecto que producen dentro de la granodiorita precoz, es una moscovitización tardía en las proximidades de los cuerpos leucogranodioríticos intruídos.

El principal dato petrológico de estos granitos, obtenido a partir del estudio de numerosas láminas delgadas es que presenta una textura granuda xenomorfa, sin haber encontrado formas synneusis, lo que indica un crecimiento casi contemporaneo de todos los minerales principales.

Por su parte, los principales datos mineralógicos obtenidos son los siguientes:

El cuarzo es siempre alotriomorfo, en ocasiones presenta inclusiones de minerales accesorios, y es frecuente encontrar intercrecimientos miermekíticos con las plagioclasas y/o simplectíticos con la moscovita. Presenta a veces extinción ondulante, y en algunas muestras se han encontrado asociaciones micropegmatíticas con la microclina.

El feldespató potásico es microclina, difícilmente se individualizan cristales; en ocasiones los feldespatos están corroidos. La única macla que presenta es, en ocasiones, la macla en enrejado de la microclina. No suele presentar inclusiones de plagioclasa ni de bio-

tita. Aparece en mayor cantidad en estos granitos que en las granodioritas.

Las plagioclasas aparecen como cristales hipidiomorfos con un contenido en anortita que permite clasificarlos en albita u oligoclasa. Presentan generalmente macla polisintética, y no es frecuente encontrarlas zonadas.

Las biotitas son siempre de tonos rojizos, lo que indica un alto contenido en titanio, se altera fácilmente a clorita.

Las moscovitas constituyen los minerales micáceos que aparecen en mayor proporción, son los últimos en cristalizar englobando en su interior a otros minerales: Es frecuente que los bordes formen simplectitas con el cuarzo.

Los minerales accesorios más frecuentes son: apatito, circón, granate, turmalina y opacos.

Los resultados de los análisis modales dan la siguiente composición media.

Cuarzo	33,2 por ciento
Feldespató potásico	25,5 por ciento
Plagioclasa	28,1 por ciento
Moscovita	9,0 por ciento
Biotita	3,0 por ciento
Accesorios	1,2 por ciento

Es frecuente encontrar asociados a los afloramientos de estos granitos una serie de filones de productos hidrotermales y/o pneumatolíticos (aplitas, pegmatitas, turmalinitas, lo cual indica que el magma original debería ser rico en productos volátiles.

Por otra parte, características mineralógicas como el bajo contenido en anortita de las plagioclasas, la presencia de microclina y la ausencia de sinneusis, indican que el magma original era de baja temperatura, permiten asignar a estas rocas un origen anatético (CAPDEVILA, R. 1969).

Macizo de Agregación

4.2.2.1. Leugranodiorita (b²mb)

Se emplaza este macizo en la zona axial del anticlinal del "Ollo de Sapo", apareciendo todos los afloramientos de este granito, relacionados con la formación porferoide, no llegando nunca a atravesar los esquistos ordovícicos que la recubren, que parecen actuar como pantalla térmica debido a una conductividad termica inferior a la del "Ollo de Sapo". Independiente de las condiciones tectónicas y metamórficas, esta observación indica que la temperatura alcanzada por estos leucogranodioritas era lo suficientemente alta para progresar fácilmente en la serie porferoide, pero insuficiente para atravesar la barrera de los micasquistos ordovícicos.

En la presente Hoja no hemos encontrado evidencias de que esta leucogranodiorita esté afectada por la primera fase hercínica, no obstante, parece ser que al menos ha sido afectada por los últimos episodios de dicha deformación (Hoja de Lugo (07-06) DIV. GEOL. I.G.M.E 1973).

Se presentan en la región asociados a zonas de fractura y en filones de hasta 20 m de potencia; algunos han sido exagerados en cartografía para hacerlos representables. El emplazamiento de estos diques se efectúa aprovechando fracturas distensionales de dirección ENE-WSW, y que cortan transversalmente a las estructuras, por lo que son claramente posthercínicos.

Presentan acusada disyunción en bolas, y estructuras concrecionales, no habiéndose observado nunca la disyunción prismática tan frecuente en los diques de rocas basálticas de otras regiones. Tienen color verdoso, tectura granuda con tendencia ofítica, de gran capacidad.

Su composición mineralógica presenta, como elementos principales, plagioclasa (labradorita, piroxeno monoclinico y a veces uralita, como consecuencia de la uralitización de los piroxenos. En la muestra AI-134 se observa uralita pseudomórfica de piroxeno. La plagioclasa está a veces sausuritizada (Muestra AI-134) presentando macla polisintética y, a veces, con inclusiones de clinopiroxeno.

-20096

Como accesorios destacan apatito, epidota (secundaria) cuarzo, feldespato potásico, biotita y anfíbol monoclinico. Este último se genera a partir del piroxeno (Muestra AH-2017)

El cuarzo y el feldespato potásico rellenan los intersticios de la masa cristalina.