

**Estudio petrológico de las rocas graníticas de
las hojas a E. 1:50.000 de Piedrahita (554) y
Navatalgordo (555). (Plan Magna).**

- MEMORIA -

INDICE

	<u>Pág.</u>
1.- <u>Criterios petrológicos para la individualización de la granodiorita de Hoyos del Espino respecto a las granodioritas de La Lastra del Cano y de Aldeanueva de Santa Cruz.</u>	1
1.1.- <u>Criterios de campo.</u>	1
1.2.- <u>Criterios microscópicos.</u>	4
1.3.- <u>Discusión.</u>	6
2.- <u>Estudio comparativo entre el Granitoide inhomogéneo diatexitico y las granodioritas de La Lastra del Cano y de Aldeanueva de Santa Cruz.</u>	8
2.1.- <u>Aspectos macroscópicos (de campo).</u>	8
2.2.- <u>Aspectos microscópicos.</u>	9
2.2.1.- Mineralogía.	10
2.2.2.- Textura.	13
2.2.3.- Clasificación.	16
3.- <u>Secuencias paragenéticas de las unidades catazonales.</u>	18
4.- <u>Relaciones migmatización/plutonismo (unidades 7, 10a, 10b, 10c).</u>	24

1.- Criterios petrológicos para la individualización de la Granodiorita de Hoyos del Espino (unidad 10c de la leyenda del Mapa Geológico E. 1:50.000 de Piedrahita/554) respecto a las granodioritas de La Lastra del Cano (unidad 10a) y de Aldeanueva de Santa Cruz (unidad 10b).

1.1.- Criterios de campo.

- La matriz de la Granodiorita de Hoyos del Espino (10c) es de grano más grueso (medio-grueso o grueso) que la matriz de las granodioritas de las unidades 10a y 10b (grano medio o medio-grueso).
- La Granodiorita de Hoyos del Espino (10c) tiene abundantes enclaves microgranudos tipo "gabarro" y también enclaves aplanados de paragneis. Su carácter de enclave es evidente, siendo sus contactos netos y sus dimensiones, por lo general, reducidas (dcm). Dentro de las unidades 10a y 10b, se observa con frecuencia la presencia de granitoides biotíticos de grano fino que, en parte, recuerdan a granitoides microgranudos tipo "gabarro" y, en parte, a metasedimentos (paragneises y meta-arcosas más o menos migmatizados). No obstante, el carácter de enclave de estas rocas no suele estar claro, ignorándose en la mayoría de los casos la morfología de estas masas de granitoides de grano fino presentes en las unidades 10a y 10b. En un número de casos, parece tratarse de láminas o placas difusas de extensiones métricas o mayores, que pueden recordar a "schlieren". Sus **contactos** son **difusos** a una escala de 5 mm a algunos dcm., como si fuesen **borrados por un intenso proceso metamórfico** (migmatización) o por hibridación.

En cuanto a los contactos señalados, las unidades 10a y 10b se parecen más a la unidad 7, en la que los contactos difusos son frecuentes y evidentemente consecuencia de un metamorfismo de alto grado (migmatización), mostrando la unidad 10c más semejanza con los granitoides biotíticos postectónicos. (Estas

observaciones se refieren a aquellas rocas que no sean de tipo "resister", como rocas calcosilicatadas y cuarzo-anfibolíticas, nódulos de cuarzo, etc, o de naturaleza restítica, como enclaves surmicáceos sillimaníticos. Dichos tipos de rocas sí suelen tener contactos netos y presentarse con evidente carácter de enclave en las unidades 7, 10a y 10b).

Otras diferencias podrían ser:

- Mayor abundancia de filones, vetas y bolsadas de rocas pegmatíticas y aplíticas en la unidad 10c. En las unidades 10a y 10b, estos tipos de rocas parecen ser muy escasos.
- Fenómenos de episienitización en la unidad 10c (no observados en las unidades 10a y 10b).
- Distintas relaciones de contacto con la unidad 7.

En el caso de las unidades 10a y 10b se observa, por ejemplo, la presencia de:

- Zonas de contacto marcadamente heterogéneas caracterizadas por la alternancia irregular a escala métrica de la granodiorita de la unidad 10a o 10b y granitoides de grano más fino, que, en parte, recuerdan al granitoide inhomogéneo de la unidad 7 y, en parte, a enclaves tipo precursor microgranudo, siendo los contactos entre los distintos granitoides difusos a escala mm-dcm. (Fotos 1, 2 y 3).
- Facies de las granodioritas 10a y 10b de grano más fino y con megacristales más pequeños en las zonas de contacto (¿antiguas facies de borde de enfriamiento, blastotectónicas o de hibridación?).

- Concentración de enclaves (?) de litología variada en las granodioritas 10a y 10b en las zonas de contacto (¿metasedimentos, en parte, migmatizados y enclaves microgranudos?).

Las relaciones arriba señaladas pueden observarse en varios trayectos que cruzan la zona de contacto, como, p.e.,

- a - A lo largo de la carretera que desde Piedrahita sube al Puerto de la Peña Negra, entre el Arroyo de los Toriles y el Km 6.400 aproximadamente (estaciones de campo 6,20,21,27,28: mezcla a escala métrica-decamétrica de distintos tipos de granitoides, con contactos difusos a escala mm.-cm., precursores (?), enclaves de metasedimentos).
- b - A lo largo de la carretera entre Dehesa Chica y Las Navas, unos 500 m. al SE de La Aldehuela (est. 50: contactos difusos entre 7 y 10b, enclaves de metasedimentos; sobre todo en material suelto).
- c - A lo largo de la carretera entre la N-110 y Aldeanueva de Santa Cruz, en el paraje conocido como Huerto del Soto, a unos 1000 m al ONO de Aldeanueva (est. 52: contactos difusos entre 7 y 10b, precursores (?), enclaves de rocas calcosilicatadas; sobre todo, en material suelto).
- d - A lo largo de la carretera a Ortigoso de Tormes, entre 1000 y 250 m. antes de llegar a este pueblo (est. 64,65,66: contactos difusos, enclaves y facies de grano más fino y con megacrístales más pequeños del granitoide porfídico de La Lastra del Cano).

En el caso de la unidad 10c:

- Presencia en la unidad 10b de facies de borde compuestas por granitos de dos micas más leucocráticos que la facies común.

1.2.- Criterios microscópicos.

Conviene señalar que la granodiorita de Hoyos del Espino (unidad 10c) es muy parecida a las granodioritas de las unidades 10a y 10b, tanto en lo que respecta a la mayoría de sus rasgos texturales como a su clasificación (granito-tonalita en lámina delgada; media monzogranito-granodiorita). No obstante, parecen existir algunas diferencias sistemáticas entre la granodiorita de Hoyos del Espino (10c) y las granodioritas de las unidades 10a y 10b, que a continuación se señalan:

1.2.1.- La principal diferencia entre la unidad 10c y las unidades 10a y 10b es que en las láminas delgadas de la primera no se observaron silicatos de Al ni cordierita, minerales cuya presencia es generalizada en las láminas delgadas de las unidades 10a y 10b (y 7) (sobre todo, de cordierita y sillimanita, pero también de andalucita). Como lógica consecuencia de lo que parece ser la ausencia de estos minerales en la granodiorita de la unidad 10c, tampoco se observaron en las láminas delgadas de esta unidad los tan característicos agregados de cuarzo + moscovita (\pm plagioclasa) que en las unidades 10a y 10b (y otras con silicatos de Al) sustituyen al feldespato potásico y que resultan de una etapa de retrometamorfismo. (Desestabilización del feldespato potásico en presencia de silicatos de Al: reacción a la inversa de la que, en la etapa de metamorfismo progrado, se produce al cruzar la segunda isograda de la sillimanita. Ver también apartado 2.2.3).

1.2.2.- Otra diferencia, menos significativa quizás, pero bastante notable, es que en la granodiorita de la unidad 10c los minerales están, de modo generalizado, más deformados que en las granodioritas de las unidades 10a y 10b; es decir, que en

la primera se observa **una deformación post-cristalización más fuerte**. En las láminas delgadas de la granodiorita de la unidad 10c, la deformación post-cristalización varía de evidente a fuerte. Se manifiesta, sobre todo, en el cuarzo, que suele mostrar microgranulación e, incluso, texturas en mortero, agregados y (sub) granos alargados, bordes muy dentados y una fuerte extinción ondulante, aunque también suele haber pequeñas áreas en las que el cuarzo cuarteado o triturado se encuentra recrystalizado (agregados de cristales poligonales con puntos triples de unión). Se observan, además, cristales flexionados de biotita y plagioclasa (incluso cristales con maclas onduladas) y cristales rotos de feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

En las láminas delgadas de las unidades 10a y 10b, la deformación post-cristalización suele ser débil y sólo en alguna muestra se observa una deformación moderada-fuerte de este tipo.

1.2.3.- Una tercera diferencia que llama la atención es que en las láminas delgadas de la unidad 10c, **la moscovita es muy escasa**. En esta unidad, la moscovita no sólo falta, como es lógico, como producto de la retrogradación de los silicatos de Al y cordierita-abundante en las unidades 10a, 10b y 7, sino que también es muy escasa como producto de sustitución de los feldespatos y de la biotita. El último mineral muestra con cierta frecuencia bordes de grano fino compuestos por cuarzo + ilmenita en vez de moscovita + ilmenita, típico para las unidades 10a, 10b y 7. En cuanto a la escasez de moscovita, la granodiorita de la unidad 10c se parece más a la unidad tardía 21.

Otras diferencias microscópicas, menos claras, o posibles diferencias son:

1.2.4.- En la granodiorita de la unidad 10c se observa feldespato potásico intersticial entre cristales de plagioclasa (no observado en las unidades 10a, 10b y 7, donde el feldespato potásico, incluso, es escaso en la matriz, restringiéndose

la presencia del mineral casi totalmente a cristales relativamente grandes o auténticos megacristales). (El feldespató potásico sí se observa en la unidad tardía 21).

1.2.5.- El zonado oscilatorio subidiomorfo de la plagioclasa primaria de la granodiorita de Hoyos del Espino (unidad 10c) suele ser más neto que en las unidades 10a y 10b. En cuanto a este aspecto, la unidad 10c se aproxima más a la unidad 21.

1.2.6.- En la granodiorita de la unidad 10c se ha observado algo de biotita verdosa tardía (recristalización y/o neoformación). (No observada en las unidades 10a y 10b).

1.3.- Discusión.

La principal diferencia entre la unidad 10c y las unidades 10a y 10b, que consiste en la aparente ausencia de silicatos de Al y cordierita en la primera, sugiere que la Granodiorita de Hoyos del Espino (unidad 10c) no sufrió el metamorfismo que se considera responsable de numerosos rasgos petrológicos de las unidades 10a y 10b y que caracteriza a la unidad 7, o que sólo lo sufrió en menor grado. (Por motivos de brevedad, este metamorfismo se indicará a continuación como M_t , de metamorfismo tardío).

El hecho de que la granodiorita de la unidad 10c y la unidad 7 afloren lado a lado, induce a pensar que la unidad 10c es posterior al metamorfismo M_t . Queda, entonces por explicar por qué la Granodiorita de Hoyo del Espino (unidad 10c) muestra una deformación post-cristalización más generalizada y, por lo común, más fuerte que las unidades 7, 10a y 10b. Si se rechaza la suposición de que este fenómeno es producto del azar, se podría pensar en una deformación relacionada con el mecanismo de emplazamiento de la unidad 10c o en una hipótesis según la

cual la unidad 10c representa masas de un granitoide equiparable al de las unidades 10a y 10b, pero de niveles menos profundos, en los que el metamorfismo M_1 se manifiesta con un grado considerablemente inferior. (¿Bloques relativamente menos elevados en comparación con el "Domo de La Peña Negra"?).

Hablando en términos muy generales, se puede afirmar que, respecto a los aspectos de campo y microscópicos, la Granodiorita de Hoyos del Espino (unidad 10c) se aproxima a los granitoides biotíticos tardíos de la unidad 21, constituyendo lo que podría considerarse como una especie de eslabón de conexión entre ésta y el grupo de las unidades 10a + 10b.

2.- Estudio comparativo entre el Granitoide inhomogéneo diatexítico (unidad 7) y las granodioritas de La Lastra del Cano (unidad 10a) y de Aldeanueva de Santa Cruz (unidad 10b).

2.1.- Aspectos macroscópicos (de campo).

Las unidades 7, 10a y 10b han sido caracterizadas en cuanto a sus aspectos de campo en el Capítulo 4 (Petrología) de la Memoria del Mapa Geológico E. 1:50.000 de la Hoja de Piedrahita (554). En lo que respecta a las principales diferencias, la unidad 7 se caracteriza por una **mayor heterogeneidad** y una **textura acentuadamente menos porfídica o no porfídica**. Otra diferencia parece ser su media de tamaño de grano inferior.

La unidad 7 muestra a menudo una neta heterogeneidad composicional y/o textural, que se puede manifestar a una escala que va desde centimétrica a hectométrica e, incluso, kilométrica. Con frecuencia aparecen partes que constan de ortogneises (unidades 5 y 6) a metasedimentos migmatizados o que, con mayor o menor facilidad, se reconocen como derivadas de estos tipos de rocas.

En cuanto al tamaño de grano, parece que los minerales son de grano más fino en la unidad 7, sobre todo el cuarzo (1-4 mm "versus" 3-10 mm) y la plagioclasa de la matriz (≤ 5 mm "versus" ≤ 10 mm).

La textura de la unidad 7 es acentuadamente menos porfídica que la de las unidades 10a y 10b. Los megacristales en la primera no suelen sobrepasar los 25 mm. de arista y mostrar secciones poco subidiomorfos y más o menos isométricas. Su proporción volumétrica, estimada en el campo y presentado aquí a título meramente comparativo, fluctúa entre 0% y 5%. En las unidades 10a y 10b, la presencia de megacristales de feldespato potásico constituye el principal rasgo textural macroscópico de sus rocas. Estos megacristales suelen mostrar secciones

netamente subidiomorfas y a menudo alargadas (relación longitud/anchura de hasta 7), que alcanzan una longitud de 60 mm como media del máximo. El porcentaje estimado (véase arriba) de los megacristales varía de 2 a 15% (hecho excepción de bolsadas pegmatoides muy ricas en megacristales).

Por otra parte, las unidades tienen varios rasgos típicos en común, como son:

- cierta tendencia de la plagioclasa de la matriz a formar tanto cristales subidiomorfos e isométricos ("plagidiomorfía") como cristales algo redondeados,
- presencia de una textura "grano de arroz" más o menos bien definida,
- la frecuente presencia de contactos difusos (escala mm-dcm) entre las partes textural y/o composicionalmente distintas, que recuerdan a procesos de migmatización o hibridación.

2.2.- Aspectos microscópicos.

A escala microscópica, las diferencias entre las unidades 7 y 10a + 10b son en gran parte el reflejo de las diferencias señaladas con anterioridad.

Entre las láminas delgadas estudiadas que se atribuyen a la unidad 7, existen varias que deben corresponder a heterogeneidades no cartografiables a escala 1:50.000, como, por ejemplo, ortogneises comparables a los de las unidades 5 y 6, paragneises de algún enclave tipo "resister" y metaleucogranitos (ángulo SO de la hoja). Así mismo, se encuentran entre las láminas delgadas — que según el mapa geológico, provienen de la unidad 7 — , algunas que, se supone, corresponden a pequeños asomos de otras unidades (diversos tipos de

leucogranitoides aplitoides y granitoides de las unidades 15, 16 y 21). Si se hace caso omiso de este "ruido de fondo", resulta que **entre lo que podría llamarse "granitoide de fondo" de la unidad 7 y las granodioritas de las unidades 10a y 10b existe una sorprendente similitud. Esta se expresa tanto a nivel mineralógico como a los niveles textural y de clasificación.**

2.2.1.- Mineralogía.

El "granitoide de fondo" de la unidad 7 y las granodioritas de las unidades 10a y 10b tienen en común una mineralogía totalmente equiparable a nivel microscópico, por lo demás bastante típica debida a la frecuente presencia de cordierita y silicatos de Al.

- Los minerales principales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. A estos minerales principales (desde el punto de vista cuantitativo) se añade a menudo la moscovita (aunque este mineral es prácticamente siempre de origen secundario) y, en ocasiones, la cordierita.

- Como minerales accesorios aparecen los tradicionales, como apatito, circón, monacita, opacos (relativamente abundantes) y turmalina (muy escasa), además de algunos minerales menos corrientes en rocas graníticas: cordierita (a veces constituyente principal), sillimanita (en ocasiones, casi mineral principal) y andalucita. Se hace hincapié en que estos tres minerales también fueron encontrados en las granodioritas de las unidades 10a y 10b.

(En un microenclave se observaron unos granos muy finos de espinela verde y de granate. El granate no se ha encontrado en las granodioritas de las unidades 10a y 10b y tampoco en el "granitoide de fondo" de la unidad 7, aunque sí es un accesorio normal en los leucogranitos que afloran dentro de la unidad 7).

- Como minerales típicamente secundarios aparecen sericita, clorita, rutilo (sagenita), ilmenita y productos de alteración de la cordierita, como pinnita.

(El término "mineral secundario" es en este caso no del todo comparable con el de rocas graníticas normales, ya que en el caso que aquí nos concierne, se trata de granitoides con toda probabilidad afectados por un metamorfismo meso-catazonal o productos del mismo. A este metamorfismo (M_1) siguió una etapa bien definida de retrometamorfismo, que originó la formación de cantidades, a menudo, importantes de cuarzo, plagioclasa, moscovita y filosilicatos ligeramente coloreados que seudomorfizan a la cordierita. Una parte considerable del cuarzo y de la albita-oligoclasa, además de casi todos los filosilicatos que no sean biotita, tendrían, por tanto, que considerarse como secundarios o, al menos, de origen evidentemente no magmático).

La semejanza es también grande en cuanto a las características de los distintos minerales y sus relaciones mutuas.

- El cuarzo, p.e., se caracteriza por una pobreza en microlitos aciculares de rutilo.
- El feldespato potásico tiende a formar megacrístales y no aparece nunca como mineral intersticial. Se trata de microclina (micro) pertítica con abundantes pertitas de formas muy variadas, que van desde lamelas paralelas muy finas y regulares a gruesas formas de sustitución con maclas (a veces en damero). Son típicas las pertitas lamelares finas con escalones y ganchos en los extremos de las lamelas. Sugieren ser el producto de una desmezcla en condiciones de tensiones tectónicas, pero posteriormente recocido. Son escasos los buenos ejemplos de coronas de inclusiones y de texturas "Frls".

- La plagioclasa muestra una tendencia a formar cristales subidiomorfos o cristales más o menos redondeados, presentándose los dos tipos de cristales a menudo dentro de una misma lámina delgada.

En cuanto a su composición, se observa un solapamiento muy fuerte:

An_{45-0} , con el intervalo más frecuente entre An_{30} y An_{15} , en la unidad 7; An_{37-0} , con el intervalo más frecuente entre An_{35} y An_{10} , en las unidades 10a y 10b.

- La biotita suele mostrar tonalidades rojizas de una intensidad moderada, predominando los colores anaranjados y rojos marrones.
- El apatito aparece en cristales relativamente gruesos, y no finos, como en la unidad 21.
- En cuanto a la cordierita y los silicatos de Al, las características que presentan (hábitos, relaciones entre sí y con los demás minerales: ver apartado 3) parecen ser totalmente comparables en las distintas unidades, sugiriendo fuertemente que las unidades fueron afectados por una misma fase metamórfica (M_t).
- Como diferencia entre la unidad 7 y las unidades 10a + 10b. puede señalarse que en la primera la plagioclasa suele mostrar un hábito típicamente isométrico, con secciones aproximadamente cuadradas, mientras que en las unidades 10a y 10b, aparecen secciones netamente alargadas. Además, en la unidad 7, la plagioclasa suele mostrar un zonado poco marcado, irregular, difuso y, casi siempre normal a "grosso modo". Con cierta frecuencia se observa un gran campo central poco zonado con una o unas pocas manchas xenomorfas algo más anortíticas en posiciones bastante excéntricas, todo rodeado de un borde difuso más albitico. El zonado oscilatorio subidiomorfo es muy poco frecuente en la unidad 7, en contraste con las unidades 10a y 10b, donde con cierta frecuencia se observan restos del

mismo. En la unidad 7 se presentan esporádicamente casos de un débil zonado inverso en láminas delgadas que, posiblemente, corresponden a ortogneises.

2.2.2.- Textura.

El "granitoide de fondo" de la unidad 7 y las granodioritas de las unidades 10a y 10b tienen varios rasgos texturales en común. Se trata de granitoides con una textura hipidiomorfa-alotriomorfa a menudo inequigranular.

- Existe cierta tendencia de la **textura** a ser **hipidiomorfa** debida, a su vez, a la tendencia de la **plagioclasa**, de la **cordierita** y, en menor grado, de la **biotita**, de formar **cristales subidiomorfos** e, incluso, bastante idiomorfos. (La sillimanita se presenta también en parte en cristales subidiomorfos, pero debido a su escasa proporción volumétrica, no influye de modo significativo en la textura de la roca).

- La **textura inequigranular**, muy frecuente, resulta de la presencia de **cristales relativamente grandes de feldespato potásico, plagioclasa y cordierita** que destacan, de modo más o menos claro, sobre un fondo de grano más fino y compuesto principalmente por cuarzo (cuarteado y recrystalizado), biotita, plagioclasa (en parte secundaria) y moscovita. El contraste en tamaño de grano es variable; en parte, se trata de texturas auténticamente porfídicas.

- La **biotita** tiende a formar **agregados** y presentar **texturas decusadas**, sugiriendo las últimas importantes recrystalizaciones. Sus cristales rodean ligeramente, a veces, a los grandes cristales de feldespato, sobre todo plagioclasa, y cordierita, "empaquetándose" y causando la textura "grano de arroz" que se observa en el campo.

- Otro rasgo textural de las unidades 7, 10a y 10b es la presencia de **texturas granoblásticas**, con puntos triples de unión mejor o peor definidos. Se observan, sobre todo, en el cuarzo, en menor grado en la plagioclasa y pocas veces en el feldespato potásico. La textura decusada, que, a menudo, caracteriza a los agregados de biotita, parece también representar un ejemplo de textura granoblástica.

La textura granoblástica suele restringirse a pequeños dominios de las láminas delgadas, aunque llega a ser de desarrollo generalizado en los ortogneises y sus restos que se encuentran en la unidad 7.

- La mayoría de las láminas delgadas de las unidades 7, 10a y 10b tienen en común una **textura sin orientación preferente** y una **deformación post-cristalización débil**. No obstante, en un número bastante reducido de láminas delgadas, se observa cierta orientación preferente. Las texturas orientadas las marca, sobre todo, la biotita, pero también pueden participar en ellas cristales de plagioclasa, cordierita y sillimanita (y, de modo mimético, la moscovita secundaria). En alguna ocasión, se observa una textura bandeada a nivel microscópico.

Las texturas orientadas corresponden principalmente a rocas no del todo desestructuradas en el proceso de migmatización (ortogneises, migmatitas metatexiticas, "schlieren") y, como es de esperar, son más frecuentes en las muestras procedentes de la unidad 7.

La **deformación** que se observa en los minerales de las unidades 7, 10a y 10b suele ser notablemente débil, aunque, en ocasiones, puede ser manifiesta. se trata de un tipo de deformación más bien frágil (**cataclástico**), que parece apenas originar unas texturas orientadas muy tenues (algunos cuarzoes estirados, algunos rosarios mal definidos de biotita tardía y moscovita), no habiéndose encontrado en las muestras estudiadas, de las unidades 7, 10a y 10b texturas bien definidas de:

microcizallas dúctiles o dúctiles-frágiles.

La deformación post-cristalización es de carácter evidentemente **tardío**, ya que afecta a los filosilicatos que sustituyen a la cordierita y los silicatos de Al.

- Por fin, hay que mencionar otro rasgo textural bastante peculiar que tienen en común las unidades 7, 10a y 10b. Se trata de la presencia de cristales de **feldespato** sobre todo, pero también de una pequeña proporción de **cordierita**, con **secciones equidimensionales más o menos redondeadas**. Suelen distinguirse por su tamaño relativamente grande, tratándose en parte de pequeños megacristales. Dentro de una misma lámina delgada, **estos cristales ovoides pueden aparecer junto a cristales subidiomorfos** de la misma especie mineral, observándose mezclas de, por ejemplo, plagioclasas subidiomorfas y redondeadas.

El origen del redondeamiento de los cristales se desconoce. A primera vista parece tratarse de **porfiroclastos** englobados en una matriz más o menos recrystalizada. Pero, con la excepción de una sola muestra, no se observan ni bordes microgranulados en los cristales ovoides ni aureolas alrededor de ellos de matriz enriquecida en el componente mineral del cristal supuestamente redondeado mecánicamente; mientras, la deformación de los cristales ovoides suele estar ausente o ser notablemente débil (desarrollo de apenas unos vagos dominios de origen tectónico en algunos cristales de feldespato potásico).

Otras explicaciones para la presencia de los cristales ovoides podrían ser corrosión magmática (ya que el fenómeno se produce también en la cordierita, la aceptación de esta hipótesis llevaría a la conclusión de que, al menos una parte, de la cordierita presente en las unidades 7, 10a y 10b sería de origen magmático o xenógena) o redondeamiento metamórfico. Sin embargo, esta última hipótesis no se ve corroborada por la observación de que los bordes de los cristales ovoides no están engranados con la matriz, siendo los contactos de los cristales ovoides

notablemente lisos. Desde luego, no se trata de porfiroblastos crecidos de modo directo con hábito ovoide, ya que en la muestra AD 9083 se observa un pequeño megacrystal ovoide de plagioclasa con un zonado oscilatorio subidiomorfo y normal, de tipo magmático, que, en el borde del cristal, es truncado por un zonado difuso y concéntrico con el contorno del cristal ovoide, demostrando que la forma ovoide es una característica secundaria.

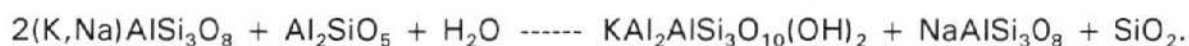
Existen vagos indicios de que los mejores ejemplos de cristales ovoides se asocian a texturas granoblásticas mejor definidas, sugiriendo que el redondeamiento podría resultar de una recristalización muy intensa de la roca, quizás producida con posterioridad a una deformación importante. Aunque el tema necesita ser estudiado en más detalle, las observaciones realizadas inducen a pensar en la posibilidad de que las unidades 7, 10a y 10b comprendan rocas que representan blastomilonitas migmatizadas.

2.2.3.- Clasificación.

A escala de lámina delgada, las unidades 7, 10 y 10b muestran un solapamiento casi total en cuanto a su clasificación, que va desde la de un sienogranito a la de una tonalita ("vía" monzogranito y granodiorita).

Como consecuencia de la mayor heterogeneidad de la unidad 7, algunas rocas de esta unidad se clasifican como leucosienogranito o leucotrandhejemita, mientras los rangos de variación de los contenidos en biotita, cordierita, sillimanita y andalucita son más amplios. Por ejemplo, en alguna lámina delgada de la unidad 7, el contenido en cordierita se estima en más de 20%, mientras que en las granodioritas de las unidades 10a y 10b apenas parece superar el 5%. Las fluctuaciones más fuertes observadas en la unidad 7 son, en parte, el reflejo directo de la presencia de "schlieren" en esta unidad (biotita \pm cordierita \pm sillimanita).

En las tres unidades se presentan "epigranodioritas" y "epitonalitas", rocas cuya composición granodiorítica o tonalítica es el resultado de la destrucción a escala de lámina delgada de cantidades importantes de feldespato potásico al cruzarse en sentido retrógrado la segunda isograda de la sillimanita (fase de retrometamorfismo):



Se observa toda la gama de estados de sustitución del feldespato potásico por agregados de cuarzo y/o moscovita y/o plagioclasa, conservándose a veces sólo islotes relictos de feldespato potásico y conservándose también, en el proceso de sustitución, hasta la morfología de las pertitas y las inclusiones primarias del feldespato potásico. Fenómenos idénticos se observan en otras áreas con granitoides cordieríticos, como, por ejemplo, en Galicia (véase la fig.6 en FLOOR, 1966, en la que figura un típico agregado de cuarzo + moscovita + plagioclasa resultado de la sustitución de feldespato potásico en una "cuarzodiorita" cordierita).

3.- Secuencias paragenéticas de las unidades catazonales.

En las unidades 7, 10a y 10b se pueden reconocer, en primer lugar, indicios texturales y mineralógicos que apuntan a la existencia de una asociación original de tipo magmático normal y compuesta por los minerales cuarzo, feldespato potásico (microclina (micro) peritita), plagioclasa (oligoclasa-andesina), biotita y los accesorios "estándar" (apatito, circón, monacita, opacos). Estos indicios son:

- presencia de inclusiones de cuarzo con morfología del polimorfo de alta temperatura en (mega) cristales de feldespato potásico.
- fenómenos de sinneusis de pequeñas inclusiones en (mega) cristales de feldespato potásico y plagioclasa (cuarzo/cuarzo, biotita/plagioclasa, apatito/biotita).
- presencia de restos de un zonado oscilatorio subidiomorfo normal en cristales de plagioclasa,
- maclas Karlsbad con planos de contacto irregular en megacristales de feldespato potásico,
- estructuras "Frasl" en megacristales de feldespato potásico.

La claridad con que se manifiestan estos indicios no es la misma en todas las unidades graníticas catazonales, sino que varía, siendo posible establecer una "escala de nitidez". Esta va desde los ortogneises (unidades 5 y 6), donde se encuentran muy borrados, hasta las unidades 10a y 10b, donde son claros, pasando por la unidad 7, donde, a menudo, son débiles. (Esta escala podría extenderse hasta la unidad 10c (indicios muy netos) y los granitoides postcinemáticos, como los de la unidad 21 (texturas típicamente magmáticas, con

muy escasa influencia de procesos postmagmáticos)).

En segundo lugar, es posible reconocer en los granitoides de las unidades 7, 10a y 10b numerosos indicios de que, en conjunto, llevan la impronta de un mismo **metamorfismo de alto grado y alta intensidad**. Con este metamorfismo se relacionan la formación de **andalucita, sillimanita y cordierita** y una **recristalización muy intensa** que, en granitoides preexistentes, borra en mayor o menor grado los caracteres magmáticos, originando, entre otras cosas, **texturas decusadas** (biotita) y una homogeneización de la plagioclasa.

En cuanto a los minerales andalucita, sillimanita y cordierita, las observaciones microscópicas arrojan poca luz sobre las reacciones que intervinieron en su formación, su secuencia paragenética y su estabilidad en las asociaciones mineralógicas observadas. De este modo, pocas evidencias claras contribuyen a la hora de evaluar la exactitud de las distintas hipótesis que se pueden barajar sobre las reacciones involucradas en el origen de los minerales índices del metamorfismo catazonal del conjunto de La Peña Negra.

Comenzando con el mineral índice menos abundante y menos frecuente, la **andalucita**, se puede observar que este mineral aparece en cantidades pequeñas o muy pequeñas (<2%), de modo disperso y en forma de cristales de grano fino (- medio) de hábito siempre totalmente xenomorfo y más o menos isométrico. Sus cristales aparecen aislados o en pequeños grupos. En el último caso, representan restos de un monocristal o unos pocos cristales originales de mayores dimensiones separados por los productos de transformación que corresponden a la fase de retrometamorfismo. Esta es causa de que los cristales de andalucita se encuentren casi siempre rodeados por aureolas de moscovita, dificultando la aclaración de sus relaciones con los demás minerales.

El mineral no aparece como inclusión en otros minerales (salvo la moscovita secundaria) y contiene, a su vez, pocas inclusiones, debido, en gran parte, a las pequeñas dimensiones de sus cristales. Como minerales total o parcialmente incluidos en la andalucita se observaron opacos, biotita, fibrolita y cuarzo.

Las relaciones con los feldespatos y la cordierita, con los que puede estar en contacto, se ignoran por completo. Existe una vaga asociación con biotita y opacos y otra, algo más neta, con sillimanita. Este último mineral, en forma de fibrolita, puede aparecer dentro o alrededor de la andalucita. Sus haces pueden cruzar la andalucita o separar granos de este mineral, y sus agujas "irradian" a veces desde los haces hacia la andalucita, penetrando o cruzando la última. Estos fenómenos sugieren que la andalucita no es estable frente a la sillimanita y que no forma parte de la paragénesis de minerales estables correspondiente a la fase álgida del metamorfismo M_t .

El segundo silicato de Al en cuanto a abundancia y frecuencia es la **sillimanita** (hasta casi 5% en alguna lámina delgada de la unidad 7). El mineral es muy variable en lo que atañe a su modo de aparición, variabilidad que se observa hasta dentro de una misma lámina delgada y que, quizás, esté en parte relacionada con la frecuente implicación de reacciones iónicas en sus blastesis.

Forma agujas muy finas, pero también prismas relativamente gruesos, unas veces cortos, otras largos. Aparece tanto en cristales aislados y dispersos como en densos agregados, con forma de haces, en abanico, fieltros, "pinceladas" y rosarios, independientemente de si es fibrolita o más gruesa. Los agregados alargados pueden participar en una orientación preferente de la roca, aunque este fenómeno es poco frecuente.

Aparece en prácticamente todos los granitoides, bien en cristales aislados, bien en agregados: moscovita (su producto de transformación; muy frecuente), cordierita (frecuente), cuarzo, plagioclasa (tanto en los cristales ovoides, como en los cristales, al parecer, recristalizados y los cristales secundarios mirmequíticos), feldespato potásico (pocas veces), biotita (poco frecuente), andalucita y hasta en el turmalina.

Tanto los cristales individuales como los haces cruzan con frecuencia los contactos entre otros minerales.

Unas veces, el mineral da la impresión de ser temprano, como cuando aparece concentrado en el núcleo de inclusiones de plagioclasa primaria, de feldespato potásico, como si se tratase de un accesorio temprano comparable con, p.e., las pequeñas biotitas incluidas en los minerales félsicos de los granitoides. Otras veces parece tardío, presentándose en rosarios intercristalinos entre plagioclasa o cordierita. Los cristales de sillimanita parecen a menudo "irradiar" desde agregados densos hacia minerales colindantes con éstos (especialmente frecuente en el caso de agregados fibrolíticos en contacto con cuarzo). No se logró establecer diferencias sistemáticas entre la fibrolita y los prismas más gruesos en cuanto a su modo de presentación o sus relaciones con otros minerales.

La sillimanita se asocia con mucha frecuencia a la moscovita porque se transforma en este mineral, y, de modo mucho menos claro, a la cordierita, no observándose ninguna otra preferencia para aparecer junto o dentro de los demás minerales. En algunas láminas delgadas, la presencia de sillimanita se restringe al interior y/o los alrededores inmediatos de cordierita. A veces aparece únicamente como inclusiones dentro de la cordierita (en forma de fibrolita o en prismas gruesos, en cristales aislados o en haces). Otras veces se concentra alrededor de la cordierita o en el contacto de este mineral (hecho excepcional).

Los cristales de sillimanita pueden cruzar tanto los contactos de cristales de cordierita como los de sus inclusiones (cuarzo, biotita). Los haces de sillimanita pueden cruzar la cordierita; en alguna ocasión tienden a rodearla (en "schlieren" de cordierita + biotita + sillimanita).

Las observaciones microscópicas no ofrecen muchas posibilidades para llegar a conclusiones contundentes sobre la génesis de la sillimanita, la existencia de distintas generaciones de este mineral o su estabilidad frente a otros minerales (salvo la moscovita y el cuarzo tardíos). Ni siquiera permiten excluir la posibilidad de que exista una generación magmática o restítica del mineral. Su relación textural con la cordierita sugiere a veces que, al menos en parte, podría haber crecido con posterioridad a este mineral, pero las observaciones pueden ser interpretadas de distintas maneras.

La frecuente inclusión de cuarzo, biotita, sillimanita (y opacos) en la cordierita, por otra parte, apunta a que podría haberse producido la reacción
 biotita + sillimanita + cuarzo ----- feldespato potásico + cordierita + H₂O (o fundido) (\pm opacos _{Fe-Ti}).

La **cordierita** es un constituyente muy frecuente y, a veces, abundante de los granitoides (hasta más de 20% en algunas láminas delgadas de la unidad 7).

Forma cristales subidiomorfos de dimensiones relativamente grandes, por lo general dispersos y pocas veces asociados en pequeños agregados o concentrados en bandas. Es raro observar cordierita maclada (maclas irregulares). Puede presentar el hábito ovoide ya señalado con anterioridad, compartiendo este rasgo con feldespato de origen indudablemente magmático.

Es subidiomorfo con respecto al cuarzo y feldespato potásico y puede compartir contactos subidiomorfos con biotita y plagioclasa.

Contiene a menudo inclusiones, sobre todo de cuarzo (subidiomorfo o redondeado, a veces con hábito del polimorfo de alta temperatura, otras veces de formas gruesas y lobuladas redondeadas recordando a cuarzos con ensenadas de corrosión) y biotita (subidimorfa o redondeada), pero también de sillimanita (fibrolita o prismas gruesos, en haces, fieltros o cristales dispersos), opacos (en parte subidiomorfos), apatito, circón y plagioclasa. El mineral no aparece casi nunca incluido en otro (sólo se ha visto un caso de cordierita incluida en feldespato potásico y de cordierita en plagioclasa).

Puede participar, de modo vago, en orientaciones preferentes, concentrarse en bandas (junto con biotita y/o sillimanita; poco frecuente) y estar algo rodeado por biotita (muy poco frecuente). En contados casos, las inclusiones (biotita, cuarzo, opacos) marcan una S_i recta (una vez en una roca gneísica, con la S_i discontinua con la S_e , y otra vez en un granitoide sin orientación preferente).

La cordierita parece totalmente estable frente al cuarzo no incluido, al feldespato y a la biotita. Sus relaciones con la andalucita se ignoran y con la sillimanita ya se comentaron con anterioridad. No se puede excluir la posibilidad de que haya cordierita magmática.

4.- Relaciones migmatización/plutonismo (unidades 7, 10a, 10b, 10c).

- La unidad 7 se encuentra afectada por un metamorfismo de alto grado y alta intensidad, caracterizado por fenómenos de migmatización (especialmente bien visibles en el campo), recrystalizaciones muy importantes y la presencia de una asociación mineralógica típica, que consta de: cuarzo + plagioclasa (oligoclasa-andesina) + feldespato potásico (microclina perthítica) + biotita + cordierita + sillimanita + andalucita + accesorios (de los que, para el metamorfismo los más interesantes parecen ser los opacos).

En esta asociación, la andalucita parece inestable (transformación a sillimanita). La cordierita parece totalmente estable frente al cuarzo no incluido, los feldespatos y la biotita (no incluida). En cuanto a la pareja cordierita-sillimanita, sobre la estabilidad mutua de sus miembros existen algunas dudas, que no pueden ser solucionados de modo satisfactorio con las observaciones microscópicas realizadas.

El metamorfismo, de presión baja ($P \leq 4\text{Kb?}$), alcanza, como mínimo, la zona superior de la sillimanita

(moscovita + cuarzo ----- feldespato potásico + sillimanita + H_2O o fundido).

En el campo se observaron en la unidad 7 granitoides biotíticos no leucocráticos con granate. En una lámina delgada de un ortogneis (AD 3072) un cristal de granate situado en el centro de un cristal de cordierita. Según datos procedentes de otras fuentes (A.DIEZ MONTES, com.personal), el granate aparece tanto en asociaciones con o sin cordierita. Se trata, al parecer, de rocas en las que la presencia de cordierita o granate depende de la relación Mg/Fe de la roca, (con formación de granate en rocas ricas en Fe, y cordierita en rocas ricas en Mg) y rocas en las que el metamorfismo alcanzó la zona de cordierita + granate + feldespato potásico, produciéndose la reacción:

biotita + sillimanita + cuarzo ---- cordierita + granate + feldespato potásico + H_2O o fundido.

En cuanto a las unidades 10a y 10b, se observan en ellas:

- **El mismo tipo de relación de campo entre sus distintos constituyentes litológicos** que en la unidad 7 (contactos difusos debidos a migmatización y/o hibridación).
- **Un gran parecido textural.**
- **Un gran parecido mineralógico, con las mismas asociaciones mineralógicas,** siendo la más característica la de **cuarzo + feldespato potásico + biotita + cordierita + sillimanita + andalucita**, además de **características de los minerales muy parecidas y relaciones mutuas totalmente comparables** entre los distintos minerales.

Esta similitud sugiere de un modo muy fuerte que las unidades 7, 10a y 10b son isofaciales con respecto al metamorfismo M_1 , y que el emplazamiento de las unidades 10a y 10b es anterior o más o menos contemporáneo con este metamorfismo, produciéndose reajustes isofaciales en las unidades 10a y 10b, hibridación de sus magmas con fundidos migmatíticos y/o una fuerte contaminación con rocas de la unidad 7.

La **unidad 10c**, aunque muy parecida a las unidades 10a y 10b en lo que concierne a muchos aspectos, muestra unas diferencias con las unidades 7, 10a y 10b, de las cuales la más importante es la aparente **ausencia de los minerales cordierita, sillimanita y andalucita**. Esto induce a pensar, junto a otros indicios, que esta unidad no fue afectada por el metamorfismo M_1 , o, si lo fue, bajo condiciones de un grado de metamorfismo considerablemente más bajo.